

AÑO 1963

IV TRIMESTRE

NUM. 72

NOTAS Y COMUNICACIONES

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL DE ESPAÑA



NOTAS Y COMUNICACIONES
DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO
DE ESPAÑA



72

CUARTO TRIMESTRE

M A D R I D
1 9 6 3

El Instituto Geológico y Minero de España
hace presente que las opiniones y hechos
consignados en sus publicaciones son de la
exclusiva responsabilidad de los autores
de los trabajos.

Los derechos de propiedad de los trabajos
publicados en esta obra fueron cedidos por
los autores al Instituto Geológico y Minero de
España.

Queda hecho el depósito que marca la Ley

EXPLICACION DE LA PORTADA

El Tormo. Ciudad Encantada (Cuenca).

Foto: F. Mingarro Martín.

El Tormo es una de las más conocidas figuras de la "Ciudad Encantada" de Cuenca, clásico exponente de una erosión diferencial entre los dos tipos litológicos de esa Ciudad. La cobertera, formada por calizas compactas magnesianas con posible origen biotermal de algas y la columna formada por calizas margosas de más fácil erosión.

Ambos conjuntos pertenecen al Cretáceo medio-superior.

Fotografía tomada en mayo de 1958 en dirección NE.

Deposito Legal M. 1882.-1958

TALLERES GRÁFICOS VDA. DE C. BERMEJO —J. GARCÍA MORATO, 122. TEL. 233 0619—MADRID

R. H. WAGNER (*)

STEPHANIAN B FLORA FROM THE CIÑERA-MATALLANA COALFIELD (LEÓN) AND NEIGHBOURING OUTLIERS. I: INTRODUCTION, NEUROPTERIS

ABSTRACT

A systematic description is given of the plant fossils found in the Stephanian B coal-measures of Ciñera-Matallana and neighbouring areas of the same age in the Porma-Bernesga region of northern León (Spain). The present paper deals with the first part of this work and provides descriptions of *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* nov. var., *Neuropteris praedentata* Gothan, *Neuropteris gallica* Zeiller, *Neuropteris auriculata* Brongniart and *Neuropteris* sp. (cf. *zeilleri* de Lima). It also gives a brief description of the local stratigraphic succession.

SUMARIO

En este trabajo se describe una serie de fósiles vegetales procedentes de las capas del Estefaniense B en la cuenca minera de Ciñera-Matallana y terrenos adyacentes de la misma edad, que afloran cerca de la Pella de Gordón y de Villar del Puerto, en la parte septentrional de la provincia de León. Corresponden a las citas que incluimos en el estudio geológico general que publicamos sobre los estratos paleozoicos que afloran entre los ríos Porma y Bernesga (Wagner, 1963), así como a los ejemplares recogidos más recientemente durante el curso de una investigación detallada del Hullero de Ciñera-Matallana, que realizamos en 1962 por encargo de la Sociedad Hullera Vasco-Leonesa, S. A. Salvo raras excepciones, ilustramos únicamente a los ejemplares procedentes de la zona de Ciñera-Matallana y terrenos adyacentes, aunque no dejamos de mencionar también la presencia de ejemplares comparables en otras partes del Carbonífero español.

Se divide este trabajo paleobotánico en varias aportaciones, de las cuales la presente constituye la primera contribución. En ella tratamos de las especies encontradas del género de forma *Neuropteris* o, más concretamente, a las de la sección *Imparipteris* Gothan (= *Neuropteris* Brongniart s. s.).

Además, para facilitar ya una mejor comprensión de la situación estratigráfica de los ejemplares descritos, insertamos al principio un resumen de la sucesión estratigráfica tal como lo hemos reconocido últimamente dentro de la cuenca minera de Ciñera-

(*) Department of Geology, The University, St. George's Square, Sheffield, England.

Matallana. Consta de una serie de paquetes, más o menos bien delimitados, que distinguimos como consecuencia de un estudio detallado, actualmente en curso, que realizamos por encargo de la «Hullera Vasco-Leonesa, S. A.». Toda la serie pertenece al Estefaniense B.

Empieza la serie estratigráfica con un paquete hullero, llamado «paquete inferior», cuya potencia varía entre 40 y 400 metros, aproximadamente, de una parte de la cuenca; a otra. Este paquete contiene la capa ancha, conocida como capa Pastora, Competidora, Amézola, Candelaria, Quinta, Cuarta, Emilia o Bernesga, según la zona en la que se explota, de la parte occidental de la cuenca minera y constituye la mayor riqueza de la cuenca. Las diferencias enormes de potencia obedecen tanto a las irregularidades de relieve ante-Estefaniense B como al mayor grado de compacción del carbón, que resulta más abundante en la zona occidental de la cuenca, donde la potencia del paquete inferior es la menor.

A continuación se presenta un paquete de pizarras fuertes, de color gris azulado, que parece de facies linnica y que contiene dos niveles de pizarra negra con restos abundantes del filópodo *Leola baentschiana* Beyrich en su parte inferior. Estos dos niveles son constantes sobre toda la extensión de la cuenca minera de Cñera-Matallana y marcan un episodio uniforme en la historia sedimentaria de la cuenca. El paquete entero de pizarras fuertes llega a tener unos 90 metros de espesor.

Se continúa la sucesión estratigráfica por un paquete hullero, al que llamamos «paquete Roguera» por la presencia de la capa del mismo nombre que tiene cierta continuidad dentro de la cuenca. Este paquete se caracteriza por la presencia de varios niveles de fauna linnica, cuyo elemento predominante es una especie del género de lamelibranchio *Anthraconauta*. Además contiene ostracodos (*Carboïta*) y raros ejemplares del filópodo *Leola baentschiana* Beyrich. El paquete Roguera tiene un espesor de 60 metros aproximadamente.

Sigue otro paquete hullero, que contiene varias capas productivas en la parte sur de la cuenca minera y el que se conoce por el nombre de «paquete de San José». No parece, no contiene niveles de fauna linnica y, en efecto, hacemos empezar este paquete poco después de haber señalado el último nivel de fauna de agua dulce del paquete Roguera. La potencia del paquete de San José lo determinamos en unos 150 metros, de los cuales los últimos 90 metros contienen las capas explotables. Tanto el paquete de San José como el paquete Roguera están caracterizados por floras fósiles de aspecto más o menos especial.

Más adelante encontramos otra serie de capas en un paquete poco característico, aparentemente sin fauna linnica y con una flora estefaniense local. Tiene un espesor aproximado de 350 metros, trazándose los límites del paquete por referencia al techo de la última capa del paquete de San José (es decir, la capa «Estrecha») y el primer nivel de fauna linnica que se encuentra un poco al muro de la capa Escañal, en la base del paquete siguiente de Matallana. Llamamos al paquete intermedio por el nombre de «paquete de las Bienvenidas», por las capas «Bienvenidas» que caracterizan a la parte superior del paquete en la zona de Cofil de Hierros, al este del grupo Cñera de las minas de la «Vasco-Leonesa, S. A.».

Termina la serie dentro de la cuenca de Cñera-Matallana, por un paquete hullero en el que vuelven a desarrollarse numerosos niveles con abundante fauna linnica integrada por *Anthraconauta* y *Carboïta*. Ya reconocimos 16 niveles de este tipo. Resulta notable que no encontramos todavía restos de *Leola*, la que hallamos alguna vez en tremezclada con las predominantes *Anthraconauta* y *Carboïta* en los niveles linnicos del paquete más bajo de Roguera. Los estratos del segundo paquete hullero con niveles de *Anthraconauta* solamente se encuentran en la parte central de la cuenca minera, cerca del pueblo de Matallana. Por consiguiente lo llamamos el «paquete de

Matallana». Contiene varias capas productivas, las cuales son, de abajo arriba, las capas Escañal, Alvaro, Picadín y Petra (según una nomenclatura que no se ha uniformizado todavía sobre toda la cuenca). El paquete de Matallana tiene unos 250 metros de espesor y representa al Estefaniense B medio a superior, puesto que está caracterizado por una flora fósil mostrando la presencia en abundancia de *Neuropteris ovata* Hoffmann (var. *grand'curyi* nov. var.) junta con elementos como *Pecopteris integra* Andrae y *Sphenophyllum thoni* von Mahr, que indican al Estefaniense B alto y Estefaniense C. Aunque la serie estratigráfica local termina con el paquete de Matallana, resulta muy probable que antiguamente se depositaron también capas más altas, las que posteriormente fueron eliminadas por efectos de erosión. Con respecto a esta posibilidad, recordamos la presencia de capas del Estefaniense B superior y Estefaniense C en la cuenca minera de Villablino, en la misma provincia de León.

En la figura 1, intercalada en el texto, damos una representación gráfica de todos los paquetes que integran la serie estratigráfica en la cuenca de Cñera-Matallana. Solamente indicamos sus características más generales, puesto que ya daremos los cortes estratigráficos de detalle en cuanto se haya terminado la investigación geológica actualmente en curso.

Ya mencionamos en ocasiones anteriores que las floras encontradas en los diversos paquetes estratigráficos de Cñera-Matallana corresponden al Estefaniense B inferior, medio y ¿superior? (cf. Wagner, 1962, 1963). Además, se nota que los diversos paquetes están caracterizados por asociaciones de flora más o menos distintas, las cuales probablemente reflejan diferentes macizos de vegetación.

Las diversas asociaciones de flora correspondientes a los paquetes hulleros mencionados serán descritas y comentadas al final del trabajo completo y después de las descripciones individuales de las especies halladas. En la presente aportación solamente mencionamos la procedencia de cada una de las especies descritas; indicando todas sus localidades si son unas pocas o mencionando sobre todo los paquetes si la especie resulta muy extendida por la cuenca.

Describamos en primer lugar a la especie *Neuropteris ovata* Hoffmann, que resulta el elemento predominante en la flora fósil de Cñera-Matallana. Se trata de una especie que ha desempeñado un papel importante en la definición del Westfaliense D en Europa y la que resulta tener una extensión estratigráfica mucho más considerable, siendo así que en España llega por lo menos a la parte más alta del Estefaniense B y, tal vez, incluso a la parte inferior del Estefaniense C (cf. Wagner, 1962^b). Al parecer, se verificaron algunos cambios ligeros en las dimensiones de las pinulas así como la nerviación en el transcurso del tiempo empleado para el desarrollo de la especie y coincidimos en la opinión expresada por P. Corsin (*in* Pruvost & Corsin, 1949), que *Neuropteris ovata* y variedades de la misma representen una evolución continua que llega últimamente a la especie *Mixonocera neuropteroides* (Goepfert), del Estefaniense superior y del Autumiense. En la cuenca de Cñera-Matallana, así como en otras cuencas mineras con estratos estefanienses en el NW. de España, encontramos una abundante representación de una variedad de *Neuropteris ovata* Hoffmann, a la que bautizamos *Neuropteris ovata* var. *grand'curyi* nov. var., en honor del famoso paleobotánico y estratigrafo francés, D. Cyrille Grand'Eury. La variedad se distingue por sus pinulas generalmente más anchas que las de la forma típica de *Neuropteris ovata* Hoffmann y, además, por su nerviación generalmente más apretada y perpendicular sobre los bordes de las pinulas. Se trata de un cambio muy gradual verificado dentro de la especie y aún encontramos fragmentos de frondes entremezclados que muestran el tipo original de pinulas relativamente más estrechas, con una nerviación algo más separada y oblicua. Se nota, pues, que solamente un material muy completo de la especie permite la determinación de la variedad

grand'curyi, que está aún estrechamente ligada a la especie original, de la cual representa una forma evolucionada.

Ilustramos después algunos ejemplos de *Neuropteris praedentata* Gothan (= *Neuropteris crenulata* Zeiller, non Brongniart). Se trata de pinulas aisladas que se distinguen por su forma linear con el ápice más o menos agudo y, sobre todo, por la presencia de denticulaciones sobre el borde superior y por la nerviación fina y espaciada. *Neuropteris praedentata* Gothan es una especie típicamente estefaniense, que resulta generalmente poco frecuente en el NW. de España. Hasta ahora solamente lo encontramos con unos pocos ejemplares en estratos del Estefaniense B que afloran en Puerto Ventana (Asturias-León) y Tineo (Asturias), además de tres localidades dentro del paquete de San José en Ciñera-Matallana (León). En todos estos casos se trata probablemente del Estefaniense B medio, lo cual resulta todavía un nivel estratigráfico bajo si lo comparamos con las citas de Portugal y Francia, donde la especie ocurre generalmente desde el Estefaniense B superior hasta el Autuniense.

Aún menos frecuente resulta *Neuropteris gallica* Zeiller, de lo cual encontramos unos pocos ejemplares en una sola localidad que corresponde al paquete de San José. Se trata de pinulas relativamente grandes, de aspecto típicamente linear, con los bordes paralelos y el ápice más o menos redondeado. La lámina de la pinula es característicamente hirsuta, sobre todo en la proximidad del nervio central. La nerviación consiste en un nervio central muy acusado, del cual salen los nervios laterales finos, apretados y poco oblicuos. La especie es generalmente rara, puesto que solamente se han encontrado unos pocos ejemplares en Francia y en Bulgaria, según los datos que aparecen en la literatura. Tanto *Neuropteris gallica* Zeiller como la especie muy parecida, *Neuropteris planchardi* Zeiller, caracterizan al Estefaniense B-C y Autuniense. Esta es la primera vez que se encuentra *Neuropteris gallica* Zeiller en España.

Igualmente *Neuropteris auriculata* Brongniart, a la que describimos a continuación, es una especie poco frecuente, que señalamos ahora por primera vez en el norte de España. Son pinulas grandes, en forma de lingua, que pueden tener los bordes ligeramente ondulados. Además, están caracterizadas por el nervio central ausente o poco desarrollado y los nervios laterales apretados y muy gradualmente curvados hasta llegar casi perpendicularmente sobre el borde de la pinula. La especie está señalada del Estefaniense y Autuniense de Europa, América del Norte y Corea. Salvo una cita por Simon (1943), correspondiente a la cuenca de Val de Viar (Sevilla), no se había mencionado todavía de España y Portugal, pero resulta probable que los ejemplares procedentes de Fuente del Arco (Badajoz), que fueron ilustrados por Jongmans (1956) bajo el nombre de *Neuropteris cordata* Brongniart, igualmente pertenezcan a *Neuropteris auriculata* Brongniart. En la cuenca de Ciñera-Matallana solamente encontramos ejemplares de *Neuropteris auriculata* Brongniart en una localidad única (loc. 1259), perteneciente al paquete de San José, en la que encontramos entremezcladas también *Neuropteris gallica* Zeiller, *Neuropteris praedentata* Gothan y *Reticulopteris germari* (Giebel). Todas estas especies son elementos típicos del Estefaniense en el Macizo Central de Francia, mientras que resultan sumamente raras en estratos de la misma edad en el NW. de España. Suponemos que en este caso se trate de un macizo de vegetación algo especial, que resulta poco frecuente en el Estefaniense cántabro-asturico. También señalamos *Neuropteris auriculata* de dos localidades en el alto valle del río Porma.

Por fin ilustramos una sola pinula de *Neuropteris* que comparamos con *Neuropteris zeilleri* de Lima, elemento bien conocido, sobre todo del Autuniense de Portugal.

Nuestro ejemplar no se identifica enteramente con la especie portuguesa y suponemos que represente a una especie nueva, a la que no logramos describir en este momento por la falta de ejemplares más completos. Recordamos que *Neuropteris zeilleri* de Lima fue mencionada de Ciñera-Matallana por Gómez de Llerena (1950).

Continuaremos la descripción de la flora de Ciñera Matallana en próximas aportaciones, la última de las cuales contendrá el índice y la bibliografía. Reservamos igualmente al final de este trabajo la relación completa de la repartición estratigráfica de las especies descritas.

Los ejemplares ilustrados podrán verse en el Museo Nacional de Ciencias Naturales (Madrid), donde forman parte de la colección del Instituto «Lucas Mallada». La única excepción se hace por los sintipos de *Neuropteris ovata* var. *grand'curyi* nov. var., que se encuentran en el «Geologisch Bureau» de Heerlen, Holanda. Duplicados de todas las especies descritas se conservan en el «Department of Geology», Universidad de Sheffield, Inglaterra.

Resulta grato expresar todo nuestro agradecimiento hacia quienes han facilitado nuestra labor. Destacamos especialmente la ayuda eficaz del fotógrafo Sr. B. Pigott (Sheffield), al que debemos todas las fotografías, formando las láminas adjuntas a este trabajo.

INTRODUCTION

When making a general investigation of the Carboniferous rocks in NW. Spain, large amounts of fossil plant impressions were collected from numerous localities throughout the Cantabric-Asturian area and, particularly, from those situated in the northern parts of the provinces of León and Palencia. Most of the collecting was done in conjunction with mapping and stratigraphic work in certain parts of the area, although spot-sampling was carried out in a number of other places as well. Fossil plant localities in Palencia and León are mainly found in strata of either Stephanian A or Stephanian B (and C) ages, depending on the beds having been deposited before or after the *Asturian* orogeny.

In recent years the main effort of the investigation has become directed towards a detailed study of post-*Asturian* coal-measures in the region of Ciñera-Matallana, in northern León. The first phase of research in this region has just been concluded with «A general account of the Palaeozoic Rocks between the Rivers Porma and Bernesga (León, NW. Spain)», which is now being published in the «Boletín del Instituto Geológico y Minero de España», volume 71 (1963). This work contains already several lists of fossil plants collected in the Ciñera-Matallana coalfield and provides a general picture of the floral succession in this region. During the second phase a more detailed investigation of the coal-measures has been undertaken with the active support of the mining company «Hullera Vasco-Leonesa, S. A.». This involves mapping to the scale of 1:10,000 and attendant stratigraphic work to the scale of 1:100. A large number of fossils have been recovered in the course of this work which includes a good deal of local correlation

of coal-measures and thus provides for an exact stratigraphic location of these fossils. Although this detailed stratigraphic investigation of the coalfield is still in progress and, consequently, more material may still become available in due time, it is considered advantageous to commence a systematic description of the species encountered in the Ciñera-Matallana region. No complete, monographic work is intended and therefore only a very few examples of comparable plant fossils from other coalfields in NW Spain will be illustrated at the same time, although it is well appreciated that similar floras of the same geological age occur in various parts of the Cantabric-Asturian area. However, remarks on the occurrence of similar elements in the other coalfields will be included.

Lists of species given in previous publications (Gómez de Larena, 1950; Wagner, 1962^a, 1963) already indicate that only Stephanian B floras are represented in the Ciñera-Matallana coalfield and neighbouring outliers of the same strata. It has also been indicated that the lower, middle and possibly a part of the upper Stephanian B may be represented. Subsequent work carried out during the summer of 1962 has confirmed this conclusion, which will be fully documented by the complete lists of species encountered at different stratigraphic levels within the coalfield. This documentation together with a discussion of the various stratigraphic and palaeoecologic implications will be presented at the end of the complete work, i. e. after all the floral elements have been adequately described. At the same time the stratigraphic succession of rocks in the Ciñera-Matallana coalfield may be discussed.

In order to be able to quote the various fossil plants in their correct stratigraphic position within the local succession however, a brief summary of the main stratigraphic units recognised in the coalfield may be presented in the present paper. These units have been determined provisionally as the result of fieldwork in 1962, for which the support of the «Sociedad Hullera Vasco-Leonesa, S. A.» is gratefully acknowledged. The succession is diagrammatically indicated in text figure 1.

The sequence commences with an orogenic deposit of local breccias and conglomerates, which are markedly unsorted and clearly of torrential origin. Pebbles are derived from strictly local sources, up to the point where Devonian shales are immediately overlain by several metres of shale conglomerate with small, rounded shale pebbles. Most striking are the frequent limestone breccias and limestone conglomerates which are either in close contact with or at a short distance from almost vertical limestone ridges in the underlying, heavily folded and overthrust sequences of Cambrian to Westphalian (?) strata. The nature of the first post orogenic deposits together with the presence of sharp lateral variations in thickness of these deposits both seem to indicate that a strong relief was present at the time when

they were formed. This topographic relief is presently being exhumed by denudation of the unconformable cover of Stephanian B sediments. The presence of this relief as well as the strikingly angular unconformity at the base of the Stephanian B sediments are results of the Asturian phase of folding, which is strongly expressed throughout the Cantabric-Asturian area.

The first coals, locally known as the lower coal-bearing formation («paquete inferior»), seem to have been deposited at a time when most of the topographic relief had been smoothed out. This conclusion is suggested by the fact that strong thickness variations and quick changes in lithology are mainly found in the sequence of shales, sandstones, freshwater limestones and occasional conglomerates, which occurs below the coal deposits of the lower coal-bearing formation in the southwestern part of the coalfield. Thickness variations are of the order of 20 to 100 metres and occur within very short distances. The overlying coals are relatively more constant, but also they show important thickness variations which, if the much higher compaction factor is taken into consideration, are roughly of the same order. In fact, throughout the western part of the Ciñera-Matallana coalfield proper the coals may vary in thickness between about 5 and 25 metres (locally even more). These thickness variations are however rather more gradual than those observed in the underlying shale-sandstone deposits. The thick coals of the lower coal-bearing formation constitute the main reserves of the coalfield. They are mentioned in the literature under different names, such as Pastora, Competidora, Amézola, Candelaria, Quinta, Cuarta, Emilia and Bernesga, depending on the zone where they are worked.

This immense thickness of coal is apparently present only in the western part of the coalfield and gradually diminishes eastwards, where the seam splits into four quite distinct coal-seams with a relatively higher ash content in general and a combined thickness of 2 to 4 metres. At the same time, the shale-sandstone wedges expand to such a degree that the succession becomes 200 to 300 metres thick. In fact, the total thickness of the lower coal-bearing formation («paquete inferior»), from the base of the unconformable succession upwards to a marker band with *Lealia* which limits it at the top, varies from a minimum of about 40 metres in some zones of the western part of the coalfield to a maximum of some 400 metres in the eastern part. Since the greatest thickness of coal occurs in those places where the total sequence is thinnest, it is obvious that a differential compaction factor should be taken into consideration, so that the original differences in thickness of sediment were certainly not as pronounced as they appear now after the transformation of the peats into sub-bituminous coals.

It seems that no original topographic relief survived in the area after the lower coal-bearing formation had been deposited, because a continuous band of black shale with numerous remains of the phyllopod *Lealia bacul-*

schiana Beyrich was laid down subsequently all over the coalfield, which covers an area of about 120 km². This band, which is generally about 10 to 20 centimetres thick, is followed after an interval of 1 to 10 metres by another horizon of black shales in which bands of *Leaia baentschiana* occur. In both cases the predominant remains of *Leaia* are accompanied by less frequent fish scales, drifted plant fragments, etc. Non-marine lamellibranchs (*Anthraconauta*) do also occur occasionally in associated layers. The two main horizons of black, fissile shales packed with *Leaia baentschiana* can be followed as marker bands throughout the coalfield and are most useful elements for local correlation.

These two horizons with freshwater animal remains should probably be regarded as the first deposits in a series of rocks of essentially a lacustrine nature, which can also be followed throughout the coalfield and which consists mainly of bluish-grey, rather thinly bedded, sandy shales. In some places these shales have yielded isolated specimens of *Anthraconauta*. Sometimes current-bedded sandstones of a probable fluvial origin occur intercalated with the shales. Together they form a sequence of some 90 metres thickness, which is fairly resistant to weathering and thus often creates ridges within the steeply dipping coal-measure sediments. Consequently, they are recognised in the local succession as the «Hard Bed formation» or «tramo fuerte» in the local terminology. Plant impressions are usually rare in the «Hard Beds».

These barren measures are succeeded by a coal-measure formation, called the «Roguera formation» after its most important coal-seam, which is characterised mainly by the presence of numerous bands with abundant non-marine lamellibranchs (*Anthraconauta*) and ostracodes (*Carbonita*) as well as sparse remnants of *Leaia baentschiana*. The number of these mainly non-marine lamellibranch bands may not be constant, but up to 7 bands have been recorded from one particular section in the northern part of the coalfield. The base of the Roguera formation is drawn at the level of the first coal-seam and associated seat-earths above the lacustrine and fluvial Hard Beds. This is the Nieves seam, which is recognised mainly in the northern part of the coalfield and which is only workable in a very restricted part of the area. It is followed after an interval of about 15 metres by the more important Roguera coal-seam. Although this seam does not occur everywhere in the coalfield, it is usually possible to recognise its approximate position in the succession. The first faunal band commences at 60 centimetres above the Roguera seam and non-marine lamellibranch bands are then found to be frequent in the next 35 metres of sediments. The top of the Roguera formation is considered to lie only a little above the last faunal band and below a thin coal-seam with plant-bearing roof-shales indicating a change in the environment. Both the Nieves and Roguera seams are associated with

a fairly characteristic fossil flora, which seems to be useful for local correlation purposes.

The succeeding formation is considered to commence with a change in sedimentary conditions which has been expressed by the absence of faunal bands and the normal presence of plant impressions at the roof of coal seamlets. The first of these seamlets is a coal of 13 centimetres thickness which occurs at about 42 metres above the Roguera seam. It inaugurates a succession of rapidly changing, somewhat rhythmic units which contain a large number of seat-earths without workable coals in the northern part of the area, whereas 3 to 5 workable seams are developed in the southern part. The most important of those coal-seams is the San José seam, which is extensively worked throughout the southern part of the coalfield. Accordingly, the entire coal-measure formation is known as the «San José formation». Its total thickness is about 150 metres, as measured from the small veinlet mentioned above to the last workable seam in the southern part of the area, i. e. the so-called «Estrecha» seam. The workable coals occur in the last 90 metres of the San José formation. Fossil floras associated with these coal-seams show fairly distinctive assemblages, which may be recognised in different parts of the coalfield. Especially among the plant fossils found in the roof of the Estrecha seam there are some very characteristic elements.

A rather arbitrary limit separates the San José formation from the overlying «Bienvenidas formation» which also contains coal-measures. It is convenient, however, to distinguish the group of coal-seams of the San José formation in the southern part of the coalfield as a special unit and thus to place the limit with overlying strata at the roof of its last coal-seam. In the northern part of the area no perceptible break occurs between the two formations, for both the San José and the lower part of the Bienvenidas formation are characterised in that part of the coalfield by the presence of numerous seat-earths without workable coals. The name of the Bienvenidas formation is derived from a relatively short succession of up to 8 workable seams in the top part of the formation, which are known as the «Bienvenidas» seams and which have been explored in the hill of Cotil de Fierros (east of the mining section of Ciñera, in the northern part of the coalfield). The total thickness of the Bienvenidas formation is about 350 metres, of which only some 80 metres correspond to the succession containing the Bienvenidas seams (see textfig. 1) in Cotil de Fierros. Although the Bienvenidas formation also contains workable seams in other parts of the coalfield, it seems doubtful that they are as productive elsewhere as they are in the Cotil de Fierros region. The fossil flora associated with the Bienvenidas seams is a standard assemblage for middle Stephanian coal measures and is

certainly not as characteristic as the preceding floras of the Roguera and San José formations

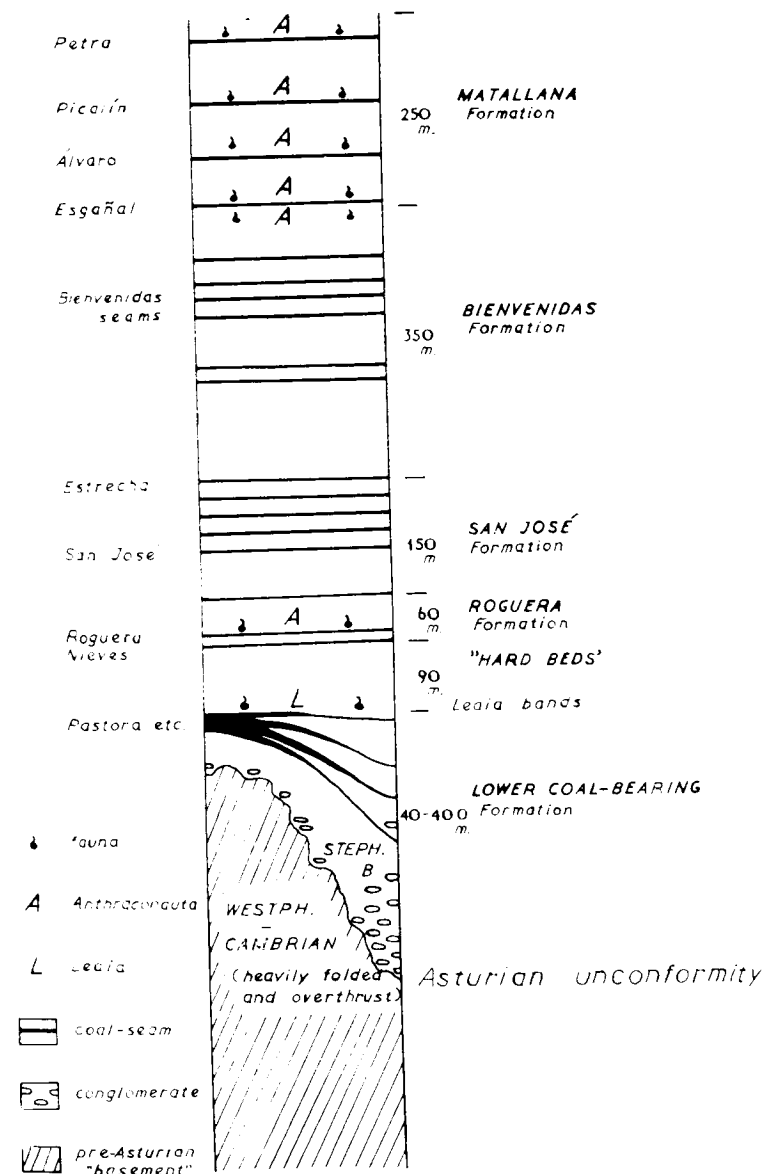
The highest part of the succession in the Ciñera-Matallana coalfield shows a recurrence of conditions earlier prevailing in the Roguera formation, for numerous bands with abundant *Anthraconauta* and *Carbonita* are again introduced in the succession. This is the so-called «Matallana formation», which is only known from the cores of coal-measure synclines in the neighbourhood of Matallana. Its base is taken at the first incoming of non-marine lamelli-branch bands after the Bienvenidas formation which is apparently devoid of animal remains. The faunal bands are extremely similar in composition to those found in the Roguera formation, with the only difference that no remains of *Leia* have yet been detected in the Matallana formation, whereas they still occur occasionally in the Roguera formation.

The first non-marine lamelli-branch band in the Matallana formation occurs at a short distance below the seam Esgañal, which is the most workable seam in the Matallana region. It is followed in a succession of about 250 metres thickness by the seams Alvaro, Picalín and Petra (often named differently in various parts of the coalfield), among which the Picalín seam is recognised by the presence of a 2.50 metres thick faunal band at about 2 metres above its immediate roof. Altogether 16 non-marine lamelli-branch bands have been recognised in the Matallana formation which thus seems to be even richer in animal remains than the earlier Roguera formation.

The fossil flora of the Matallana formation is mainly a standard Stephanian B flora (i.e. standard for NW. Spain), but it may be characterised to a certain extent by the incoming of some high Stephanian elements: e. g., *Sphenophyllum thoni* von Mahr and *Pecopteris integra* Andrae. They still occur together with an abundant representation of *Neuropteris ovata* Hoffmann, however, and it seems doubtful that the Matallana formation should be dated as later than middle to upper Stephanian B.

It has already been mentioned that the total succession in the Ciñera-Matallana coalfield ranges from lower through middle to, possibly, early upper Stephanian B. Complete lists of floras from the different formations and some discussion of possible palaeoecologic implications will be given at the end of the work. The present contribution is almost entirely devoted to a description of the various species of *Neuropteris (Imparipteris)* found in the Ciñera-Matallana coalfield. Neither a bibliography nor an index of species will be included with this part, since it seems more useful to provide these at the end of the total work, viz. as an appendix to the last contribution.

The specimens figured on the Plates are mainly deposited in the collections of the Institute «Lucas Mallada» in the Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid. Only the cotypes of *Neuropteris ovata* var. *grand'curyi* nov. var. are housed in the «Geologisch Bureau» at Heerlen. The Nether-



Diagrammatic section of the post-Asturian strata in the Ciñera-Matallana coalfield, showing the different formations (scale 1:10,000). It should be noted that not all the seams marked in the section are workable. In fact, the productivity of the different coal measure formations varies a great deal from one part of the coalfield to another. The entire succession belongs to the Stephanian B, of which the lower, middle and, possibly, a part of the upper division are represented.

Esquema de la sucesión estratigráfica, de edad post-astúrica, en la cuenca minera de Ciñera-Matallana (León). Muestra los paquetes que lo integran (escala 1:10.000). Hay que notar que las capas de carbón indicadas no son todas productivas, siendo así que la productividad de los paquetes cambia claramente de una parte de la cuenca a otra. La sucesión entera pertenece al Estefaniense B, de lo cual se encuentran las partes inferior y medio, así como, probablemente, la base de la parte superior.

lands. Duplicate material is kept in the Department of Geology, University of Sheffield (England).

ACKNOWLEDGEMENTS

All the specimens described in the present paper have been collected in the course of geological fieldwork carried out in the Ciñera-Matallana coalfield and adjoining areas by the author during the summers of 1955, 1959, 1960, 1961 and 1962. During the first years he has been aided by grants from the Scientific Research Council (Consejo Superior de Investigaciones Científicas) in Madrid. Special thanks are due to Professor B. Meléndez, Secretary of the Institute «Lucas Mallada» of the C. S. I. C., for negotiating these grants and for providing maps, letters of introduction, etc. Similar facilities were also provided later by Professor A. Almela, Director of the Instituto Geológico y Minero de España and President of the Comisión Nacional de Geología. Professor Almela also kindly extended the hospitality of the Geological Institute publications to the present paper. During the summer of 1961 a grant in aid for fieldwork was received from the Research Fund of the University of Sheffield, which is gratefully acknowledged. Finally, during 1962, more detailed investigations were carried out in the Ciñera-Matallana coalfield under the auspices and with the active support of the Sociedad Hullera Vasco-Leonesa, S. A. These investigations are being continued.

The plant collections were studied at first in the Geologisch Bureau at Heerlen (The Netherlands), but virtually all of the descriptive work has been done later in the Geology Department of the University of Sheffield. All the figured specimens have been photographed as well. The author is grateful to Professor L. R. Moore for providing facilities in the University of Sheffield. Special thanks are due to Mr B. Pigott (Sheffield), who produced all the photographs published in the present paper. Mr E. G. Spinner (Sheffield) has kindly read through the manuscript.

DESCRIPTION OF SPECIES

The present contribution deals with the description of several species belonging to the *Neuropteridae*, which is a group of Carboniferous plants comprising certain types of presumed or real Pteridosperm foliage and different organs referable to this foliage. The family of the *Neuropteridae* has been defined in the following manner by Zeiller (1888: Commentry, I, p. 230): «Frondes ramifiées suivant le mode penné, mais à division souvent irrégulière. Pinnules en général assez grandes, attachées au rachis par un seul point ou du moins par une faible partie de leur base, souvent échan-

crées en coeur à la base, à bord le plus souvent entier, à sommet tantôt arrondi, tantôt aigu. Nervure médiane plus ou moins développée, quelquefois nulle, se divisant en nervules avant d'atteindre le sommet des pinnules; nervures secondaires généralement nombreuses, naissant sous des angles le plus souvent aigus, arquées, plusieurs fois dichotomes, libres ou anastomosées en réseau.» Following this description, the *Neuropteridae* would comprise foliage belonging to the formgenera *Neuropteris* Brongniart, *Cyclopteris* Brongniart, *Linopteris* Presl and *Mixonaura* Weiss.

The family has been subsequently expanded however by P. Bertrand (1930: Neuroptéridées), who also included the formgenus *Odontopteris* Brongniart. This may well be sound systematical practice, since *Odontopteris* is linked by *Mixonaura* to *Neuropteris*. Too little is known about the fructifications attached to these different formgenera to be able to establish a more exact relationship than that expressed by the reasonable certainty that they all belong to the Pteridospermales.

The uncertainties inherent to dealing with organ genera, which represent only some part of the plant, have led to a more neutral systematic terminology being employed by several authors (e. g. Němejc, 1949: Gothan, 1953: Havlena, 1953), who preferred to use the term *Neuropterides*.

On the other hand, in the recent monograph published by Crookall (1959, p. 85), family rank is clearly admitted, although it is stated as well that «The Neuropteridae have often been described as a very distinct and natural group but appearances have proved deceptive. The fact that they include two different kinds of frond structure and different types of fructification indicates the presence of two well-defined divisions while the epidermal characters, where known, suggest that the larger of these divisions embraces several natural genera some of which are by no means closely related to each other». These remarks tend to show that we are still a long way off from the adequate recognition of natural groups. Consequently, attributions of family rank and the precise delimitation of these families are still subject to speculation.

The two different kinds of frond structure have long attracted the attention of palaeobotanical workers and have been taken into account in classification. P. Bertrand (1930) distinguished between the group of *Neuropteris heterophylla*, as characterised by large bifurcate fronds with intercalated pinnae on the main rachis, and the group of the *Rachivestitées* with paripinnate pinnae and intercalated pinnules on the secondary rachis. The same groups have also been recognised by W. Gothan (1913, 1941), who formally divided the Neuropterids into:

- Neuropterides imparipinnatae* (group of *Neuropteris heterophylla*).
- a/ with free lateral veins: *Imparipteris* Gothan.
- b/ with anastomosing veins: *Reticulopteris* Gothan.

Neuropterides paripinnatae (group of *Neuropteris gigantea*).

a/ with free lateral veins: *Paripteris* Gothan.

b/ with anastomosing veins: *Dictyopteris* von Gutbier (later replaced by *Linopteris* Presl; Gothan, 1953).

According to Gothan, the comprehensive formgenus *Neuropteris* Brongniart could still be used in those cases where the imparipinnate or paripinnate character of the frond had not yet been established. R. Potonié (1956, p. 83) pointed out, however, that *Neuropteris* Brongniart possessed a validly designated genotype and thus could not be relegated to the rank of an auxiliary genus without formal status. In fact, *Neuropteris* should be restricted to the imparipinnate forms (as proposed by Josten, 1962, p. 762) and may be regarded as a senior synonym of *Imparipteris* Gothan.

Gothan (1953) also discussed the affinities of the *Neuropterides* as indicated by the known fructifications of certain forms, and proposed a broad correlation between his formgenera and family groups based on either the anatomical structure or the nature of the male fructification (mainly after the work by Halle, 1933). A further elaboration of this comparison between taxonomic units based on different organs has been proposed by W. & R. Remy (1959), who recognised suprageneric units on fructifications (using Halle's male fructification families *Whittleseyinae* and *Potoniéinae*) and assigned leaf genera to these families on the basis of known attachment or association in some cases. These families would comprise *Neuropterides* as well as *Alethopterides* or, in another usage, the leaf-organ families *Neuropterideae* and *Alethopterideae*. In principle, Remy's classification is quite commendable, since it tends to be more natural than one based entirely on a single type of organ. It is somewhat doubtful however that existing information on fructifications of *Neuropterides* (and *Alethopterides* for that matter) would be adequate to ensure the full validity of the classification proposed. For instance, male fructifications belonging to the *Whittleseyinae* have only been reported as yet for those species of the *Neuropterides imparipinnatae* which fall within the group of *Neuropteris schlehani* Stur. This group is characterised by foliage which is intermediate in character between *Neuropteris* and *Alethopteris* and which has in fact been considered to belong to a separate formgenus *Neuralethopteris* by Cremer (1893). It seems somewhat hazardous to extend the conclusions reached on this group of neuralethopterid foliage to typical members of *Neuropteris* (= *Imparipteris*).

Another classification based on a combination of structural characteristics of the frond, pinnule morphology and male as well as female fructifications has been recently published in the form of a summary by P. Corsin (1960). In this classification the two groups of paripinnate and imparipinnate fronds with neuropteroid foliage are distinguished as separate families, viz. the *Rachivestitaceae* (= Neuropteridées rachivestitées of P. Bertrand)

and the *Cyclopteridaceae* (= Neuropterids with *Cyclopteris* on the main rachis). The *Odontopterids* are recognised as a separate family as well, viz. the *Odontopteridaceae*. Corsin's classification has the merit of being based on a wide range of characteristics and, as such, seems to provide a reasonable framework for a more detailed «natural» classification to be attempted in the future. It is to be noted that Corsin refrained from giving a full list of lower taxonomic units to be ranged under his families and merely contented himself with quoting examples. Inevitably, difficulties will arise with the attribution of certain genera to these families, particularly in the cases of transitional forms assigned to the formgenera *Neuralethopteris* (transitional between *Neuropteris* and *Alethopteris*) and *Mixonocera* (transitional between *Neuropteris* and *Odontopteris*). A study of epidermal characteristics of the different genera may well bring additional evidence with regard to the actual limits of the families proposed by Corsin (compare Barthel, 1962).

In still another recent classification, Greber (1963) has kept strictly within the limits of a single organ, i. e. the leaf; thus avoiding to draw any conclusion from the sparse information available on fructifications. He recognised the family of the *Neuropterideae*, which he considered subdivided into the subfamilies of the *Paripinnatae* and the *Impariipinnatae*. Among the latter he ranged *Neuropteris* (*Imparipteris*), *Cyclopteris*, *Mixonocera* and *Reticulopteris* as well as *Odontopteris*. There is a good deal to be said for keeping the classification limited to a single organ, as long as the connection with other organs is insufficiently known. On the other hand, it may be argued that Corsin's more comprehensive classification uses the evidence from fructifications only to a limited extent and merely gives formal names to generally recognised units which have been distinguished mainly on the basis of the organisation of the frond as well as the habit and nervation of the pinnules. As such it provides a formal framework which may well be useful as long as it is realised that the limits of the proposed families should retain a certain amount of flexibility.

Representatives of all three families proposed by Corsin (1960) have been found in the Ciñera-Matallana coalfield. Only various species belonging to the *Cyclopteridaceae* will be discussed in the present contribution.

Family *Cyclopteridaceae* Corsin, 1960

Large, subarborescent fronds with *Cyclopteris* leaflets on the main rachis which dichotomises into equal, more than once pinnate segments. The pinnae are terminated by single pinnules (imparipinnate habit). Intercalated pinnae occur in the lower part of the major pinnae. Pinnules contracted at the base and either stalked or slightly adherent to the supporting rachis. Nervation ranging from free lateral veins, over pseudo-anastomosing to fully anasto-

mosing veins. Fructifications male and female. «Seeds» (where known) in a terminal position (cf. Corsin, 1969, p. 570).

It should be possible to range the following genera with the *Cyclopteridaceae*:

formgenus: *Neuropteris* Brongniart *sensu stricto* (= *Imparipteris* Gothan 1941).

formgenus: *Cyclopteris* Brongniart 1828.

formgenus: *Mixoneura* Weiss 1870.

formgenus: *Reticulopteris* Gothan 1941.

A difficult case is presented by *Neuralethopteris* Cremer 1893 (group of *Neuropteris schlehani* Stur) which is transitional between *Neuropteris* (*Imparipteris*) and *Alethopteris* Sternberg and which, consequently, may be assigned to either the *Cyclopteridaceae* (imparipinnate Neuropterids) or the *Alethopteridaceae*. However, on the evidence of male fructifications, belonging to the *Whittleseyinae*, it may be most properly assigned to the *Alethopteridaceae*.

In the Ciñera-Matallana region there are representatives of all the formgenera listed above as belonging to the *Cyclopteridaceae*. Only those belonging to *Neuropteris sensu stricto* (*Imparipteris*) and the subordinate formgenus *Cyclopteris* will be described in the present contribution.

Formgenus *Neuropteris* Brongniart s. s.

Diagnosis:

Fronds characterised by imparipinnate pinnae divided into pinnules which are contracted at the base, sometimes stalked or, in some cases, slightly adherent to the supporting rachis in the top part of the pinnae. The pinnules usually possess a more or less distinct midvein (which is not invariably present, however) and broadly curving, generally rather steeply ascending laterals, bifurcating at irregular intervals, but not anastomosing.

Intercalary pinnae may be present in the lower part of the frond. Intercalated pinnules throughout the frond are sometimes present, but more usually absent. If present, they are not cyclopteroid in aspect.

Remarks:

The comprehensive formgenus *Neuropteris* Brongniart, which had been originally defined only on the basis of pinnule shape, attachment and nervation, has been subsequently divided into genera characterised by paripinnate and imparipinnate fronds (Gothan, 1913, 1911). In the present usage *Neuropteris* is restricted entirely to the imparipinnate forms.

In several species of *Neuropteris* the extremely contracted, often somewhat heart-shaped base of the pinnules is modified in the top part of the pinnae, where the terminal is formed by fusion of two or more segments. At the same time, it is possible to find individual pinnules in the top part of the pinnae, which are no longer attached by a single point, but which show a certain amount of fusion between the pinnule base and the supporting rachis. If this characteristic is very clearly expressed (like it is, for instance, in *Neuropteris ovata* Hoffmann), there is an obvious transition with the genus *Mixoneura* Weiss. Such a transition points to the artificial nature of the existing classification into formgenera and is bound to give rise to argument as to where the line between formgenera should be drawn. According to P. Bertrand (1930), the various species grouped around *Neuropteris ovata* should be referred to *Mixoneura*. At the same time Bertrand has sought to circumscribe the genus *Mixoneura* more closely and to restrict it entirely to the group of *Neuropteris ovata*. This procedure has been opposed by Gothan & Sze (1933) and Gothan (1953), who observed that Bertrand's action would result in the exclusion of the genotype of *Mixoneura* Weiss. Obviously, this is not valid nomenclatorial procedure.

The transference of the term *Mixoneura* to the group of *Neuropteris ovata*, to the exclusion of other forms, has also given rise to the statement by P. Bertrand, Greber a. o., that *Mixoneura* would be characterised by the presence of lacinated *Cyclopteris*, whereas *Neuropteris* s. s. (*Imparipteris*) would have *Cyclopteris* with entire margins. This is not an acceptable difference between *Neuropteris* s. s. and *Mixoneura* Weiss in its original form. It may be possible however to use the presence of lacinated *Cyclopteris* together with the mixoneuroid tendencies and the «eared» aspect of the pinnules in fronds of the *Neuropteris ovata* group in order to separate this group from other representatives of *Neuropteris*.

Neuropteris s. s. (*Imparipteris*) is supposed to possess bifurcate fronds (as it is typically shown by a large specimen of *Neuropteris heterophylla* Brongniart, figured by von Roehl, 1868, a. o.) which also have an unequal development of pinnae on, respectively, the anadromous and catadromous parts of the rachis of the first order.

Seed-like bodies have been found attached in a terminal position to pinnae of the last order in several cases, e. g. *Neuropteris heterophylla* Brongniart (Kidston, 1904) and *Neuropteris tenuifolia* (von Schlottheim) (Hemingway, 1941). Attached male fructifications have not yet been found. Usually, the imparipinnate Neuropterids are considered to possess male fructifications belonging to the *Whittleseyinae*. The evidence is based however on the association of such fructifications (*Aulacotheca*, *Givcsia*) with foliage of the «*Neuropteris*» (*Neuralethopteris*) *schlehani* group, which should be excluded from *Neuropteris* Brongniart *sensu stricto* (*Imparipteris*). The organic con-

nection of such fructifications with foliage of the *schleichani* group, as figured by Jongmans (1956) is doubtful.

Several species of *Neuropteris* have been found in the middle Stephanian coal-measures of Cñera-Matallana. Among these *Neuropteris ovata* var. *grand'euryi* nov. var. (= «*Mixoncura*» *flexuosa* Grand'Eury, non Sternberg) plays a predominant rôle. It is represented in large numbers throughout all the formations in the coalfield. The other species, viz. *Neuropteris praedentata* Gothan (= *Neuropteris crenulata* Zeiller, non Brongniart), *Neuropteris gallica* Zeiller, *Neuropteris auriculata* Brongniart and *Neuropteris* sp. (cf. *zeilleri* de Lima), are rare elements in the Cñera-Matallana coalfield as well as in other parts of the Cantabric-Asturian area.

***Neuropteris ovata* Hoffmann**

Pls. 1-6, figs. 1-10

Selected synonymy:

1826. *Neuropteris ovata* Hoffmann, in Keferstein's Deutschland geognostisch geologisch dargestellt, IV, p. 158, Taf. Ib, figs. 5-7 (non fig. 8).
1909. *Neuropteris ovata* Zalessky (pars): *Neuropteris ovata* Hoffmann and *Neurocallipteris gleichenioides* Sterzel, *Mém. Comité Géol. (N. S.)*, 50, p. 13-22, Pl. I, figs. 1, 1a (topotype from Piesberg, near Osnabrück), figs. 2-4 (Donetz), figs. 5, 5a (Saargebiet); Pl. II, figs. 1-4 (Radstockian in Britain); Pl. III, figs. 1-2 (Donetz), figs. 3, 3a (specimen figured originally as *Neuropteris heterophylla* Brongniart by Zeiller, 1888, Commentry, Pl. XXIX, fig. 4), non Pl. III, figs. 4, 4a (= *Mixoncura neuropteroides* (Goeppert) as figured by Zeiller, 1906, Blanzky, Pl. XXV, fig. 2), non Pl. IV, figs. 1, 1 a-b (= *Mixoncura neuropteroides* (Goeppert) as figured originally by Sterzel, 1895, Oppenau, Taf. IX, fig. 1 under the name of *Neurocallipteris gleichenioides* Stur).
1930. *Mixoncura ovata, sarana, flexuosa, alpina, simoni; Neuropteris triangularis*, cf. *acutifolia* P. Bertrand: *Neuroptéridées*, p. 34-49, Pls. XIX-XXIX.
1937. *Neuropteris ovata* Jongmans (pars): Some remarks on *Neuropteris ovata* in the American Carboniferous, *C. R. 2^e Congrès Carbonifère, Heerlen 1935*, I, p. 417-422, Pls. 37-39, figs. 1-16; Pl. 42, figs. 26-31 (non Pls. 40-41, figs. 17-25 = *Neuropteris flexuosa* Sternberg).
1937. *Neuropteris ovata* Kukuk: Westfälischen Karbon. *C. R. 2^e Congrès Carbonifère, Heerlen 1935*, II, p. 616, Pl. 80, figs. 11-12 (specimens from Piesberg, near Osnabrück).
1938. *Neuropteris (Mixoncura) ovata* Bell: Sydney Coalfield, Nova Scotia. *Mem. Geol. Survey Canada*, 215, p. 60-61, Pl. LII, fig. 4; Pl. LIII, fig. 3; Pl. LIV, figs. 1-3.
1939. *Neuropteris ovata* Jongmans: Die Kohlenbecken des Karbons und Perms im USSR und Ost-Asien. *Jaarverslag over 1934-37 v. h. Geol. Bureau Heerlen*, p. 67, Taf. XXXII, figs. 95, 95 bis, fig. 96 (*Cyclopteris*).
1940. *Mixoncura auriculata* Teixeira, non Brongniart: Estudos sobre Paleobotânica Portuguesa. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ci. Porto*, XX, p. 15-16, Est. V, figs. 1-8.
1949. *Mixoncura flicata* Němejc: Odontopterides and Mixoneuræ of the the Permocarboniferous of Bohemia. *Sborník Národního Muzea v Praze*, V, B, 1 (Geol. Pal.), p. 20-22, Pl. V, figs. 1-5.
1950. *Neuropteris* aff. *auriculata* Gómez de Llarena, non Brongniart: Carbonífero de Cñera-Matallana (León). *Estudios Geológicos*, VI, 11, p. 77, lám. XX.
1951. *Neuropteris* cf. *ovata* Jongmans: Sud-Oranais. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, Pal.*, 13, p. 20, 24, Pl. XII, fig. 104 a; Pl. XIII, fig. 105; Pl. XXII, fig. 128.
1952. *Neuropteris ovata* Jongmans: Documentación sobre las floras carboníferas de España. I. Asturias. *Estudios Geológicos*, VII, 15, lám. II, figs. 1-4; lám. XV, figs. 43, 45-46; lám. XVI, figs. 46 a-b; lám. XXII, figs. 71-73.
1953. *Imparipteris (Neuropteris) ovata* Gothan: Steinkohlenflora der westlichen paralischen Steinkohlenreviere. *Beihft Geol. Jahrbuch*, 10, p. 54-56, Taf. 27, fig. 4; Taf. 30, figs. 1-5.
1956. *Mixoncura* Greber: Flore et stratigraphie du terrain houiller de Loule-Saunier. *Bull. Soc. Géol. France* (6), IV, p. 437, Pl. XVI, figs. 1-3.
1957. *Imparipteris (Neuropteris) ovata* Gothan & Remy: Steinkohlenpflanzen, p. 133, 218, Abb. 128-129, 219.

1957. *Neuropteris ovata* Comba, Revilla & Ríos: Flora carbonifera de Bibiles y Escanes. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 45, p. 50, lám. I, fig. 4.
1958. *Neuropteris ovata* forma *flexuosa* Wagner, non Sternberg, in Wagner & Breimer: Flora estefaniense inferior de San Cristóbal, Palencia. *Estudios Geológicos*, XIV, 37, p. 14-16, 24-25, lám. I, figs. 1, 1a.
1958. *Neuropteris ovata* Cross: The Geology and Mineral Resources of Athens County, Ohio. *Bull. Ohio State Geol. Survey*, 57, p. 193-196, Pl. VIII, figs. 11, 16 (?and including figs. 17 and 18, illustrated as *Neuropteris* sp. and *Neuropteris loschii* Brongniart, respectively).
1958. *Neuropteris ovata* Langford: The Wilmington Coal Flora, p. 218, figs. 382-383.
1959. *Neuropteris (Imparipteris) ovata* W. & R. Remy: Pflanzenfossilien, p. 172, Abb. 148.
1959. *Neuropteris ovata* forma *typica* Crookall: Fossil Plants (2^d section). *Mem. Geol. Survey Great Britain, Pal.*, IV, 2, p. 153-157, text-figs 66 G-H, Pl. 33, figs. 3-6; textfig. 51 (copies after Hoffmann, 1826).
1960. *Neuropteris ovata* Jongmans: Karbonflora der Schweiz. *Beiträge Geol. Karte Schweiz (N. F.)*, 108, p. 51-52, Pls. 13-17, figs. 78-110.
1960. *Neuropteris ovata* Guthörl: Entwicklung der palaeontologischen Untersuchungsmethoden Saarbrücker Steinkohlenggebiet. *Bergbau*, XII, Abb. 12, fig. 8.
1962. *Neuropteris ovata* var. *flexuosa* Wagner, non Sternberg: Stratigraphy and Floral Succession, NW. Spain. *C. R. 4^e Congrès Carbonifère. Heerlen 1958*, III, Pl. 33, figs. 30-32.
1962. *Neuropteris ovata* Barthel: Epidermisuntersuchungen. *Beiheft Geologie*, 33, p. 24-25, Abb. 31-34 (epidermis structures), Tafn XVIII-XXIX (mainly epidermis structures), Taf. XX, figs. 1, 2, 3, 5 (epidermis).
1963. *Mixoncurea flexuosa* Greber, non Sternberg: Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. Bureau Recherches géol. min.* 21. Pl. XXVI, figs. 3, 6-7; Pl. XXVII, figs. 3-4a; Pl. XXVIII, figs. 2-5.

N. B. An extensive synonymy up to 1944 can be found in Crookall, 1959. A complete synonymy has recently been published by Jongmans & Dijkstra in «Fossilium Catalogus», pars 47, p. 1789-1798 (1961).

Description:

Imparipinnate *fronds* of apparently rather large dimensions; at least tri-pinnate.

Rachis moderately thick, usually about 1 to 2 mm wide, and often rather coarsely grooved.

Pinnac of the penultimate order rather slowly tapering towards a slender apex, which is characterised by a rhombic terminal similar to those of the pinnac of the last order.

Pinnac of the last order gradually tapering towards an elongate rhombic, partly fused terminal. The shape of the terminal may vary from bluntly pointed to bluntly rounded, depending on whether the terminal is relatively slender or more thick-set. On the basal catadromous side of the pinnac a squarely rounded pinnule occurs in an axillary position between the pinna and the rachis of the penultimate order.

Pinnules quite variable in size and dimensions, depending on their position in the frond. Usually, they are about twice as long as they are broad (average measurements: about 10-12 mm long and 5-6 mm wide) and possess subparallel margins which taper towards a bluntly rounded to bluntly pointed apex. However, large, bluntly triangular pinnules occur in the lower parts of the frond. These pinnules may attain a length of 20 to 40 mm, whilst becoming 8 to 10 mm wide. On the other hand, small rounded pinnules occur in the upper parts of the pinnac. Those pinnules show a broadly rounded apex. They are usually about 4 to 6 mm long and about 3 to 4 mm wide. All these differently shaped pinnules are characterised by the same kind of base which is typically drawn out at the basiscopic side into a more or less well defined auricle. The larger pinnules are all stalked or at least joined to the rachis by a single point only. Towards the top of the pinnac however, the pinnules become more broadly attached, mainly on the basiscopic side. At the extreme top of the pinnac it is possible to find pinnules which are attached almost by the entire base and which may also show a certain amount of lateral fusion with the apical pinnule. In the lower part of the frond, large, subcircular pinnules (*Cyclopteris*) with a lacinated border occur. Rows of these cyclopteroid pinnules have been found. The pinnules are usually inserted at an angle of about 60° to the supporting rachis. The lamina may have been moderately thick.

Midvein usually non-decurrent and persisting over about one fourth of

the pinnule length in the average-sized pinnules. It is more distinctly marked in the larger pinnules, whereas it may be virtually absent in the smaller pinnules in the top of the pinnae, as well as at the basis of further divided large pinnae.

Nervules relatively strongly marked, close, and ascending steeply upwards from the midvein. They broadly arch at some distance from the midvein and swing around to meet the pinnule borders at angles varying between 50° and 80°. The degree of obliquity of the vein endings on the pinnule border seems to depend entirely on the size of the pinnule. The smaller types of pinnule show rather oblique nervules, whereas the bigger pinnules have almost perpendicular vein endings. Likewise, there may be a certain amount of correlation between the size of the pinnules and the density of the venation on the pinnule borders, since the repeatedly forking lateral veins tend to increase the density of the venation near the pinnule border. Relatively broad pinnules will thus have a denser venation in the pinnule margins than those of a smaller size. Altogether, the density of the venation varies between 45 and 75 vein endings per cm on the pinnule border (usually about 50 to 60 in the average pinnules). The nervules fork usually about three times at irregular intervals.

Fructification seems to be of a Pteridosperm nature, since Darrah (1937) has figured a «seed» in apparent attachment to a *Neuropteris ovata* frond.

Diagnosis:

A quite variable species of *Neuropteris*, which is characterised by apparently rather large imparipinnate fronds with typically auricled pinnules of variable shape, depending on the position in the frond. The pinnules possess a dense, rather steeply ascending venation, reaching the pinnule border at various angles.

Comparisons:

Neuropteris ovata Hoffmann belongs to a complex of species, which are all characterised by auricled pinnules and the presence of more or less mixoneuroid pinnules in either the top part of the pinnae or throughout the frond.

Mixoncra deflini P. Bertrand (or rather *Neuropteris ovata* var. *deflini*) seems identical to *Neuropteris ovata* Hoffmann, with the exception of its nervation which shows about 30 vein endings per cm as against 45 to 75 per cm in *Neuropteris ovata* Hoffmann proper.

Neuropteris (Mixoncra) pseudovata Gothan & Sze has generally larger, more robust pinnules than occur in *Neuropteris ovata* Hoffmann. Moreover, its nervation is more generally mixoneuroid and seems to be intermediate

between those of *Neuropteris ovata* Hoffmann and *Mixoncra neuropteroides* (Goepfert)

Mixoncra neuropteroides (Goepfert) is characterised by rather broad pinnules of a generally more robust type than occurs in *Neuropteris ovata* Hoffmann. Besides, it shows a mixoneuroid nervation throughout the frond, whereas a mixoneuroid nervation is restricted to the top parts of the pinnae in *Neuropteris ovata* Hoffmann.

Neuropteris flexuosa Sternberg has generally more robust pinnules, with predominantly parallel borders and a broadly rounded apex. Also the apical pinnules are usually more squat than those of *Neuropteris ovata* Hoffmann. Moreover, the veins of *Neuropteris flexuosa* Sternberg are finer and less crowded than those of *Neuropteris ovata* Hoffmann (respectively, they have about 35 and 45-75 vein endings per cm on the pinnule border).

Neuropteris ovata forma *eredosensis* Teixeira (or rather *Neuropteris eredosensis*) is characterised by fairly large pinnules with a wide nervation (about 16 vein endings per cm) and large, massive terminals to the pinnae of the last order. There is a clearly marked difference with the more densely veined and generally less robust pinnules of *Neuropteris ovata* Hoffmann, which also possesses generally more slender terminals.

Other comparable species are *Mixoncra pracovata* Němejc and *Mixoncra voutersi* P. Bertrand.

Remarks on Synonymy:

The selected list of synonymy quoted above is given primarily with the object to show the most common determinations applied to *Neuropteris ovata* Hoffmann in recent literature. It is by no means exhaustive (compare «Fossilium Catalogus», pars 47, p. 1789-1798) and, indeed, omits to mention several of the older synonyms which have already been discussed extensively by Crookall (1959) a. o. Also a selection of the most important recent references has been made. A brief discussion of the principal synonymy is given below (4).

Perhaps more than any other species, *Neuropteris ovata* Hoffmann has been recorded under different names from different regions. For example, in Bohemia it has been recorded under the name of *Neuropteris plicata* Sternberg (cf. Němejc, 1949) which, according to Šetlík (1921-22) is also synonymous with *Neuropteris obovata* Sternberg and *Neuropteris acutifolia* Sternberg. In Portugal the species has been usually figured and described as *Neuropteris ovata* Hoffmann.

(4) A more extensive treatment of the subject may be deferred to a separate paper dealing specially with *Neuropteris ovata* and similar species from the Spanish Carboniferous in preparation.

ropteris (*Mixoncurea*) *auriculata* Brongniart. This is not a pure synonym, like *Neuropteris plicata* Sternberg, but apparently reflects a misidentification which may well go back to Gomes (1865). *Neuropteris auriculata* has also been mentioned instead of *Neuropteris ovata* by Zalesky (1907), but this was subsequently corrected by the same author (Zalesky & Tchirkova, 1938). In Switzerland *Neuropteris ovata* Hoffmann was originally identified as *Neuropteris flexuosa* Sternberg and *Neuropteris leberti* Heer in the Flora Fossilis Helvetiae» (Heer, 1876). Several of Heer's specimens as well as numerous other examples of *Neuropteris ovata* Hoffmann from the Swiss Alps have been recently figured by Jongmans (1960), who also discussed the synonymy of the species as recorded from Switzerland.

Neuropteris flexuosa Sternberg has been a frequent source of confusion. This species, which may in fact be restricted in its occurrence to Great Britain and North America, has been repeatedly mentioned from continental Europe. Usually these records should be referred to *Neuropteris ovata* Hoffmann. Examples are not only Heer's record of the species in the Carboniferous of Switzerland, but also Gomes (1865), Grand'Eury (1890) and Vinassa de Regny & Gortani (1905)'s records of the species from, respectively, Portugal, southern France (Gard basin) and the Carnic Alps. Crookall (1959) recently figured both *Neuropteris flexuosa* Sternberg and *Neuropteris ovata* Hoffmann from the Westphalian D of Somerset (England) and thus clearly showed the differences between the two species. However, Crookall took a rather comprehensive view of *Neuropteris ovata* Hoffmann and included *Neuropteris flexuosa* Sternberg as a special form of that species. It is here preferred to consider these two different plant fossils as separate species.

Neuropteris flexuosa Sternberg had only been mentioned from the Gard basin by Grand'Eury (1890, p. 293), but several specimens were actually figured from this region by P. Bertrand (1930, p. 47, Pls. XXVII-XXVIII), who referred to them as *Mixoncurea flexuosa* Grand'Eury. The attribution of authorship to Grand'Eury seems to imply a rejection of the identification with Sternberg's species. The high quality of the illustrations provided by P. Bertrand (1930) inspired comparison with similar specimens elsewhere (cf. Greber, 1962; Wagner, 1958, 1962). Unfortunately, this has tended to perpetuate the use of *Neuropteris* (*Mixoncurea*) *flexuosa* Grand'Eury which is a homonym of *Neuropteris flexuosa* Sternberg and thus tends to create confusion between the two species.

The complex of species around *Neuropteris ovata* Hoffmann acquired a certain amount of celebrity as the result of the work by P. Bertrand (1930), who used it as a stratigraphic marker for the highest Westphalian beds which were subsequently distinguished as Westphalian D by the 2^d Carboniferous Congress at Heerlen (1935). P. Bertrand distinguished a great number of species and local varieties which were all brought together under the gene-

ric heading of *Mixoncurea*. The genus *Mixoncurea* was specially redefined for the purpose, but the validity of this move was sharply questioned by Gothan & Sze (1933) and Gothan (1953). Also the great number of new specific names introduced by P. Bertrand were criticised by the same authors. In fact, it seems that only *Neuropteris* (*Mixoncurea*) *deflini* P. Bertrand and *Mixoncurea routersi* P. Bertrand can be retained as separate entities (respectively, as a variety of *Neuropteris ovata* Hoffmann and as an independent species). The «regional varieties» *Mixoncurea sarana* P. Bertrand, *Mixoncurea alpina* P. Bertrand, *Mixoncurea flexuosa* (Grand'Eury, non Sternberg) P. Bertrand, *Mixoncurea simoni* P. Bertrand, *Mixoncurea obovata* (Sternberg) P. Bertrand, and *Mixoncurea ovata* (Hoffmann) P. Bertrand are all regarded as the same species which, in accordance with Gothan & Sze (1933), must be called *Neuropteris ovata* Hoffmann. The species *Neuropteris triangularis* P. Bertrand and *Neuropteris* cf. *acutifolia* Sternberg, as figured by P. Bertrand (1930), apparently represent large pinnules in the lower parts of the frond of *Neuropteris ovata* Hoffmann.

On a few occasions the name *Neuropteris heterophylla* Brongniart also appeared in connection with *Neuropteris ovata* Hoffmann. The most celebrated example is the single specimen figured from the Stephanian B of Commeny in central France by Zeiller (1888, Pl. XXIX, figs 4, 4 A). This specimen was subsequently referred to *Neurocallipteris gleichenioides* (Stur) (i. e. a synonym of *Mixoncurea neuropteroides* Goepfert) by Sterzel (1895). The latter identification was accepted by Zeiller (1906, p. 95), who transferred it to *Mixoncurea neuropteroides* (Goepfert). The actual specimen was photographically reproduced by Zalesky (1909, Pl. III, figs. 3, 3a) in a paper destined to prove the identity of *Neurocallipteris gleichenioides* (= *Mixoncurea neuropteroides*) with *Neuropteris ovata* Hoffmann. In this paper a very useful documentation was given of *Neuropteris ovata* Hoffmann (and including a topotype from Piesberg in Germany) and *Mixoncurea neuropteroides* (Goepfert) (of which specimens originally figured by Zeiller, 1906, and Sterzel, 1895, were reproduced). It failed to convince of the identity between the two species, however (cf. Gothan, 1953).

A recently published monograph by Crookall (1959) provides a beautiful documentation of *Neuropteris ovata* Hoffmann from the Westphalian D in England. Crookall gives a full discussion of the synonymy up to 1944 and divides the species into two forms, viz. *Neuropteris ovata* Hoffmann forma *typica* Crookall and *Neuropteris ovata* Hoffmann forma *flexuosa* Sternberg. It is felt that the latter form should rather be considered as a separate species. *Neuropteris ovata* forma *typica* contains the same elements as included also by the present author, with the exception of *Neuropteris ervedosensis* Teixeira which should be excluded for the reasons stated under Comparisons.

Crookall (1959) as well as several previous authors included the lacinated Cyclopterids figured by Lesquereux (1866) and Heer (1865) under the names of *Neuropteris fimbriata* Lesquereux and *Cyclopteris lacrata* Heer with the synonymy of *Neuropteris ovata* Hoffmann. These fimbriate Cyclopterids are indeed found frequently associated with the other parts of the *Neuropteris ovata* frond. They are usually recorded as *Cyclopteris fimbriata* (Lesquereux), with the understanding that they belong to the frond of *Neuropteris ovata* Hoffmann.

Remarks on Classification.

P. Bertrand (1930, p. 34-35) has sought to circumscribe the group of *Neuropteris ovata* Hoffmann by bringing it under the generic heading of *Mixoncurea*. The genus *Mixoncurea* Weiss was specially redefined to include specimens with more or less broadly attached, auricled pinnules characterised by at least one initial subsidiary vein forming two groups of nervules at the basiscopic side of the pinnules; furthermore odontopteroid pinnules in the top parts of secondary pinnae and lacinated Cyclopterids in the lower part of the frond. W. Gothan (1953, p. 49, 55) pointed out, however, that this use of the genus was invalid, since Weiss based his description of *Mixoncurea* on *Odontopteris (Mixoncurea) subcrenulata* (Rost) (quoted as *Odontopteris obtusa* Brongniart in Weiss, 1870). There are, in fact, a number of species intermediate between *Neuropteris* and *Odontopteris*, which are usually considered to fall within the limits of the form-genus *Mixoncurea* Weiss and which are not directly comparable with *Neuropteris ovata* Hoffmann. If the group of *Neuropteris ovata* should be distinguished by a special generic heading, it cannot be *Mixoncurea* Weiss, but should be a new genus specially created for this purpose.

The attempt made by P. Bertrand (1930) to divide the *Neuropteris ovata* group into several species or regional varieties points the way to a differentiation on the basis of slight differences in the general aspect of *Neuropteris ovata* remains in different parts of the world. In any given locality *Neuropteris ovata* Hoffmann is usually found with quite abundant remains, which thus provides the opportunity to appreciate the total variability of the species as well as the general aspect of the most common, average type of pinnule in the assemblage. According to P. Bertrand, the average type of pinnule is slightly different in different regions. These differences have been partly ascribed to processes of evolution in the course of time and partly as the result of adaptation to local areas. P. Bertrand thus envisaged on the one hand the evolution of the species, at the source of which he considered *Mixoncurea simoni* P. Bertrand from the Westphalian C of northern France and *Mixoncurea (Neuropteris) ovata* Hoffmann from the lower

Westphalian D of Germany. On the other hand, he supposed the creation of regional varieties as the result of geographic isolation. The latter notion was mainly based on his belief that those regional varieties would occur in strata of generally the same age, i. e. in the Westphalian D. However, it has since been proved by Pruvost & Corsin (1949), that the ages of the different occurrences mentioned by P. Bertrand varied from Westphalian D to Stephanian A. This recognition of a different age for certain more or less different forms of *Neuropteris ovata* Hoffmann has moved Corsin to suggest that «le *Mixoncurea ovata* (Westphalien C) (5), le *Mixoncurea sarana* (Westphalien D), le *Mixoncurea flexuosa* (6) (Stéphanien A) et le *Mixoncurea neuropteroides* (Stéphanien B) ne constituent que des formes correspondant à des stades de l'évolution d'une même plante dans le temps» (in Pruvost & Corsin, 1949).

There seems to be a large element of truth in this idea of an evolutionary sequence within the group of *Neuropteris ovata*. In fact, it may be possible to observe a gradual tendency for the pinnules to become relatively broader and more densely veined in the course of the geological history of *Neuropteris ovata* Hoffmann. Since the number of divisions of the lateral veins increases towards the pinnule border, it seems likely that the increase in density of venation on the pinnule border is directly related to the increase in width of the pinnules. At the same time the broadly curving nervules assume a more perpendicular position to the pinnule borders. The lower Westphalian D specimens of *Neuropteris ovata* Hoffmann from the type locality at Piesberg, near Osnabrück, typically show the presence of relatively narrow pinnules with a comparatively wide venation standing oblique to the pinnule borders. The same kind of pinnules and nervation seems to prevail also in *Mixoncurea sarana* P. Bertrand from the Westphalian D measures of the Saar. Relatively broader and more densely veined pinnules characterised by an almost perpendicular position of the veins on the pinnule borders seem to occur in Stephanian strata. There is a case of gradually increasing predominance of those broader, more densely veined pinnules, since the narrower type of pinnule with a relatively wider nervation still occurs as well. These Stephanian forms fit the description of *Mixoncurea flexuosa* Grand'Eury (non Sternberg) as given by P. Bertrand (1930, p. 47) and Greber (1962). In fact, the differences mentioned above are similar to those given by Bertrand to distinguish between his species or varieties «*sarana*» and «*flexuosa*». His variety «*alpina*» is stated to be an intermediate type.

In agreement with the idea expressed by Corsin, it seems likely that the evolution of *Neuropteris ovata* Hoffmann was further continued during up-

(5) Actually lower Westphalian D (cf. Bode, 1953).

(6) i. e. *Neuropteris flexuosa* Grand'Eury (non Sternberg)



per Stephanian and Lower Permian times by the comparable species *Neuropteris pseudovata* Gothan & Sze and *Mixoncaura neuropteroides* (Goepfert). *Neuropteris pseudovata* is in fact rather similar to the Stephanian forms of *Neuropteris ovata*. However, judging from the beautiful figures of *Neuropteris pseudovata* Gothan & Sze, published by Stockmans & Mathieu (1939), it seems that this species has a relatively stronger representation of mixoneuroid pinnules in the upper parts of the pinnae. This tendency towards a broader attachment of the pinnules is even further developed in *Mixoncaura neuropteroides* (Goepfert), where the mixoneuroid habit of the pinnules is generalised throughout the frond (see, particularly, the remarkably well preserved specimen figured by Zeiller, 1906).

A reasonable distinction can be made between the Stephanian representatives of *Neuropteris ovata* Hoffmann and *Mixoncaura neuropteroides* (Goepfert) in Western Europe (see Comparisons). It is more difficult however to draw a line between the Westphalian and Stephanian representatives of *Neuropteris ovata*, since there seems to be a gradual transition from relatively more narrow pinnules with oblique, more widely spaced veins in the Westphalian D (and upper Westphalian C?) to predominantly broader, more densely veined pinnules in the Stephanian. Since the narrower type of pinnule also persists in parts of the fronds of Stephanian representatives, it should be regarded impossible to make any distinction which is not based on an abundant material from a single locality. However, in those cases where a complete assemblage of fragments representative of the entire frond is present, a varietal distinction may be feasible.

Consequently, it is proposed here to distinguish between 1/ a typical form of *Neuropteris ovata* Hoffmann as it occurs in Piesberg, near Osnabrück, and in other Westphalian D (and upper Westphalian C?) strata; 2/ a variety based on Stephanian elements characterised by broad pinnules with a dense nervation standing almost perpendicular on the pinnule borders. To these a third form may be added as represented by *Mixoncaura deflini* P. Bertrand (i. e. *Neuropteris ovata* var. *deflini* P. B.). The latter is a fairly rare element which has been reported from the Westphalian D as well as the Stephanian A (P. Bertrand, 1930; Bouroz, 1952; Wagner, 1959).

The typical form of *Neuropteris ovata* Hoffmann needs little comment. It includes P. Bertrand's *Mixoncaura sarana*, *Mixoncaura simoni* and, possibly, some part of *Mixoncaura alpina*. It conforms to the description of *Neuropteris ovata* forma *typica* Crookall (1959, p. 154). A part of the synonymy given by Crookall should be excluded however.

The Stephanian representatives of *Neuropteris ovata* Hoffmann are most adequately compared with «*Mixoncaura*» *flexuosa* Grand'Eury (*non* Sternberg) as figured by P. Bertrand (1930) and Greber (1962). Unfortunately, the name «*flexuosa*» cannot be used in this context, because it is a homonym of *Neu-*

ropteris flexuosa Sternberg (according to Crookall, 1959: *Neuropteris* forma *flexuosa* Sternberg). It might be possible to search among the synonyms of *Neuropteris ovata* Hoffmann for a name which could be validly applied to the variety. In particular, it may be possible to use the name *alpina* which, according to Greber (1963), is absolutely synonymous with «*Mixoncaura*» *flexuosa* Grand'Eury (*non* Sternberg). The published figures of *Neuropteris ovata* var. *alpina* P. Bertrand are not all that clear in this respect however, since these types do not seem to be quite as well preserved as those of *Neuropteris flexuosa* Grand'Eury (P. Bertrand, 1930). Therefore, it is felt that a better service is rendered if the variety *flexuosa* Grand'Eury (*non* Sternberg) is redescribed under a new name which is free from any confusion or identification with somewhat inadequate specimens figured and described in the past. It is further proposed to name the variety *grand'euryi*, in honour of the great French palaeobotanist, who first recorded the variety from the Gard basin and whose fundamental contributions to stratigraphic palaeobotany will always be remembered respectfully.

***Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* nov. var.**

Description:

Imparipinnate fronds of probably rather large dimensions: pinnules extremely variable in shape, but usually rather thick-set, with an auricled basiscopic lower margin and parallel lateral margins which taper off in the upper part of the pinnule towards a rounded apex (the total range of variability within the frond includes small, almost subcircular leaflets as well as long, drawn-out subtriangular segments); attachment of the pinnules usually by means of the midvein only, but in the upper part of the pinnae a few veins on the basiscopic side of the pinnule connect immediately with the rachis, so as to fuse a part of the pinnule base with the supporting rachis (mixoneuroid character); terminal usually of an asymmetrical rhombic shape; nervation characterised by the virtual absence of a midvein (except in the more elongate pinnules) and steeply ascending, crowded laterals which curve rather sharply in order to reach the pinnule borders at about right angles; there are about 65 to 75 vein endings per cm on the borders of these broad, thick-set pinnules (rather less however in the relatively more narrow pinnules which also occur in parts of the frond).

Diagnosis:

Pinnules on the average somewhat more thick-set than those of *Neuropteris ovata* forma *typica*; nervation rather more crowded and less oblique

on the pinnule border than in the typical form (which has about 45 to 60 vein endings per cm — as determined from specimens collected at Piesberg).

Types:

The specimens figured on our Pl. 1, figs 1-2, are designated cotypes of *Neuropteris ovata* var. *grand'euryi* nov. var. They belong to the Geologisch Bureau at Heerlen, The Netherlands, where they can be found under Catalogue number 47731. These specimens originate from the tip of the seam Pastora, in the zone of Santa Lucia, subpiso (loc. 338, in the Ciñera-Matalana coalfield).

Discussion:

Several more or less well-characterised specimens of *Neuropteris ovata* var. *grand'euryi* nov. var. are figured in the present paper. The two type specimens (Pl. 1, figs. 1-2) as well as those figured on Pl. 2, figs. 3-4 and Pl. 6, figs. 10, 10a typically show the massive-looking pinnules with densely placed nervules reaching the pinnule borders at about right angles, which characterise the variety *grand'euryi*. Another specimen (Pl. 3, fig. 7; Pl. 4, figs 7 a-b), representing the apical part of a pinna of the penultimate order, shows relatively more narrow pinnules with somewhat wider spaced nervules standing oblique to the pinnule borders. This type of pinnule is usually associated with the typical form of *Neuropteris ovata* Hoffmann from upper Westphalian strata. It shows the persistence of the original shape and nervation of the pinnules in certain parts of the frond belonging to a specimen which originates from middle to upper Stephanian B beds. The terminal parts of both the pinna of the penultimate order and the pinnae of the last order immediately beneath the apex show the presence of mixoneuroid pinnules which are attached with part of the basiscopic side to the supporting rachis and which possess subsidiary veins coming straight up from the rachis. Mixoneuroid pinnules in the apical part of pinnae of the last order are also shown on Pl. 1, figs. 1, 1a, Pl. 2, figs. 4, 4a and Pl. 6, figs. 10, 10a. The specimen reproduced on Pl. 5, figs. 9, 9a probably originates from a position in the frond which is slightly lower than that of Pl. 3, fig. 7. It shows an apparently rather high incidence of mixoneuroid pinnules in the lower parts of some pinnae of the last order and may indicate a trend towards *Mixoneura neuropteroides* (Goepfert) in the assemblage of specimens from beds of middle to upper Stephanian B age. The variability in pinnule shape is indicated to a certain extent by Pl. 3, figs. 5-6, 6a and Pl. 4, fig. 8, which reproduce somewhat lengthened pinnules approaching the more extreme form described as *Neuropteris triangularis* P. Bertrand (i. e. *Neuropteris ovata* forma *triangularis* P. B.) by P. Bertrand (1930). The

specimen figured on Pl. 3, figs. 6, 6a shows large, triangular pinnules on one side of the rachis and pinnae of the last order with small, rather more average-sized pinnules on the other. Both Pl. 3, fig. 7 (Pl. 4, fig. 7b) and Pl. 5, figs. 9, 9a show more squarely built basal catadromous pinnules in an axillary position between the pinna and the rachis of the penultimate order. An example of a lacinated *Cyclopteris* (i. e. *Cyclopteris fimbriata* Lesquereux) is given on Pl. 6, fig. 11. All these specimens are regarded as belonging to *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* nov. var. and illustrate the variability of pinnule shape and nervation in examples of Stephanian B age.

A special variety of «*Mixoneura flexuosa* Grand'Eury (= *Neuropteris ovata* var. *grand'euryi* nov. var.), characterised by the presence of exceptionally large pinnules in some parts of the frond, has been described by Greber (1962) as var. *opulenta* Greber. It may a local variety of *Neuropteris ovata* Hoffmann, issued from var. *grand'euryi* and representing a dead end in the evolution of the species. Greber suggests the possible influence of climatic factors and thus regards it as an ecological variety.

Stratigraphic distribution:

The species *Neuropteris ovata* Hoffmann has played a very important rôle in Carboniferous stratigraphy. Its occurrence «en masse» in strata of upper Westphalian age has been noted particularly by P. Bertrand, who used the species to characterise his «zone à *Mixoneura*» which, on the occasion of the 2^d International Congress on Carboniferous Stratigraphy (Heerlen, 1935), has been recognised as a special substage of the Upper Carboniferous, viz. the Westphalian D. Fortunately, the Westphalian D was not defined exclusively on the presence of *Neuropteris ovata* Hoffmann, but rather on a few assemblages of plant fossils among which *Neuropteris ovata* Hoffmann was prominently represented. As a standard sequence for Westphalian D strata the upper part of the «conches de Sarrebrück» in the Saar was selected. The Saar-Lorraine basin may eventually prove to be the only region in the world where *Neuropteris ovata* Hoffmann is in fact restricted in its occurrence to the Westphalian D.

The exact stratigraphic value of *Neuropteris ovata* Hoffmann as a marker for Westphalian D strata was first questioned by Darrah (1937), who pointed out that it might have a more extensive vertical distribution in North America than it seemed to have in Europe. Jongmans (1937) seemed to support this statement, but found *Neuropteris ovata* Hoffmann such a useful fossil for characterising a certain flora, that he was inclined to overlook the fact that the zone of *Neuropteris ovata* might be diachronous in part. Within Western Europe and particularly in France, *Neuropteris ovata* Hoffmann

(under the guise of the «regional varieties» distinguished by P. Bertrand) continued to be used as an index fossil of Westphalian D until Pruvost & Corsin (1949) found that its range extended locally into Stephanian A. This observation has been confirmed by Greber (1954, 1962). In the region of La Mure (Dauphiné, France), its occurrence together with typical Stephanian plants was reported by Bouroz (1952), but later investigations by Haudour & Sarrot-Reynauld (1960) and Sarrot-Reynauld (1961) seemed to suggest that abundant remains of *Neuropteris ovata* Hoffmann occurred mainly at a lower horizon (assise de Faurie) than the main flora of La Mure (assise productive). According to Sarrot-Reynauld (1961), the «assise de Faurie» with abundant remains of *Neuropteris ovata* Hoffmann would belong to the Westphalian D, whilst the «assise productive» with only a few remains of *Neuropteris ovata* should be attributed to the Stephanian A. However, the flora quoted from the «assise de Faurie» is indifferent for either upper Westphalian D or Stephanian A, whereas the association of plants recorded from the «assise productive» seems more indicative of Stephanian B than Stephanian A. This opinion is also held by Fabre, Feys & Greber (as quoted by Sarrot-Reynauld, 1961, p. 190).

The presence of *Neuropteris ovata* Hoffmann in Stephanian A-B strata has also been recorded from Switzerland by Jongmans (1960).

In NW. Spain, *Neuropteris ovata* Hoffmann was first reported from Stephanian strata by A. Alvarado (1952), who already remarked upon the curious association of several middle and upper Stephanian species together with *Neuropteris ovata* Hoffmann and *Neuropteris rarimerzis* Bunbury. The latter record still needs confirmation, but the presence of *Neuropteris ovata* in strata of Stephanian A and B ages in NW Spain has been abundantly confirmed by the investigations of the present author. In fact, it is found that *Neuropteris ovata* Hoffmann (var. *grand'curyi*) is one of the commonest species in Stephanian strata up to at least the highest Stephanian B in NW. Spain. Its occurrence together on the same slabs with typical Stephanian species like *Pecopteris feminaeformis* (von Schlotheim) and *Sphenophyllum longifolium* Germar (Wagner, 1962, Pl. 33, fig. 30, 32) illustrates the point. The top occurrence of the species in NW. Spain has been registered in the Villablino coalfield, where its range overlapped slightly with that of *Taeniopteris multinervis* Weiss, which should not be found below the Stephanian C.

After the evidence available at present, it seems that *Neuropteris ovata* Hoffmann has a longer stratigraphic range in Spain than anywhere else in Western Europe. The top occurrence of the species is apparently highly diachronous in different parts of Western Europe and ranges from the top Westphalian D in the Saar (cf. Corsin, 1952; Guthörl, 1952) to at least the top

Stephanian B in NW. Spain. Its stratigraphic range in North America may be even longer (compare, for instance, the lists of flora published by Bode, 1958). The comparable and possibly related species *Neuropteris pseudovata* Gothan & Sze in China seems to range into the highest Stephanian or even Lower Permian beds (Stockmans & Mathieu, 1939). It has been suggested by the author (in Wagner & Breimer, 1958) that the diachronous top occurrence of *Neuropteris ovata* Hoffmann may be due to a gradual restriction of the area of distribution, which accompanied the extinction of the species.

The earliest occurrence of the species seems to have been registered in the Westphalian C of northern France with «*Mixoncra*» *simoni* P. Bertrand. A possible precursor, *Neuropteris praecovata* Němejc, has even been recorded from the Westphalian B-C of Bohemia (Němejc, 1949). Crookall (1959, p. 157) claimed that *Neuropteris ovata* forma *typica* occurred rarely in rocks of Westphalian A and B age in North Wales, was fairly common in the Westphalian C of South Wales and England, and appeared very commonly in the Westphalian D of Britain. However, only specimens from the Westphalian D were figured by Crookall (1959, Pl. XLIII, figs. 1-5). In Spain, *Neuropteris ovata* Hoffmann occurs commonly in Westphalian D coalmeasures of the Central Asturian area (Jongmans, 1952), but is most abundant in strata of Stephanian A and B ages. The Westphalian D specimens may be referred to *Neuropteris ovata* forma *typica*, while most of the Stephanian forms seem to belong to *Neuropteris ovata* var. *grand'curyi* nov. var. However, the change from the typical form to the var. *grand'curyi* is a gradual one and it would therefore be wrong to assume that the forma *typica* would be restricted entirely to Westphalian D strata.

The diachronous top occurrence of *Neuropteris ovata* Hoffmann in different parts of the world makes a long range correlation of strata on the basis of the presence or absence of this species completely illusory. It is certainly misleading to consider the biostratigraphic zone of *Neuropteris ovata* with its highly diachronous top, as equivalent to any time-stratigraphic division of the Carboniferous, whether this be called Westphalian D or Stephanian (cf. Bode, 1960). The conception of «Westphalian E» as proposed by Jongmans (1937, 1952) for beds of Stephanian age with a mixture of Stephanian form together with «Westphalian survivors» (e. g. *Neuropteris ovata* Hoffmann) does not seem to have practical application either (cf. Wagner, in Wagner & Breimer, 1958, p. 15, 25).

Neuropteris ovata Hoffmann var. *grand'curyi* nov. var. is one of the most common elements of the fossil flora in the Ciñera-Matallana coalfield and its outliers. It occurs throughout the succession, which has been dated as lower, middle and partly upper (?) Stephanian B. In Wagner, 1963, the

following localities have been quoted as containing *Neuropteris ovata* var. *grand'curyi*: loc. 1099 (Pola de Gordón), 1102 (west of Pola de Gordón), 355 (east of Cucto de San Mateo), 356 (mine «Conchita», near Llombera), 1136 (La Competidora), 338 (Pastora, sub-piso), 339 (Pastora, mediavilla), 1075 (mine «La Gamonera»), 1132 (mine «El Oro»), 1100 (mine «San Nicolás»), 1161 (mine «San Nicolás»), 927 (NW. of Aviados), 1078 (south of Vegacervera), 351 = 1143 (mine «Ibarra»), 1203 (mine «Ibarra»), 1158 (mine at Coladilla), 930 (east of Vegacervera), 926 (east of Vegacervera), 1058 (west of Valle). Later finds made during 1962 have considerably augmented this list.

Neuropteris ovata Hoffmann var. *grand'curyi* nov. var. had previously been recorded from the Ciñera-Matallana coalfield under the name of *Neuropteris* aff. *auriculata* Brongniart by Gómez de Llarena (1950, lám. XX).

Neuropteris praedentata Gothan

Pl. 6, figs. 13, 13a, 14; Pl. 7, fig. 14a.

1888. *Neuropteris crenulata* Zeiller, non Brongniart: Commentry, I, p. 233-237, Pl. XXVI, fig. 1; Pl. XXVII, figs. 1-5.
1906. *Neuropteris crenulata* Zeiller, non Brongniart: Blanzay et Creusot, p. 98-99, Pl. XXVI, fig. 1.
1909. *Neuropteris praedentata* Gothan, in Potonié: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzen-Reste, Lief. VI, 120, p. 1-3, fig. 1-2 (after Zeiller).
- ? 1925. *Neuropteris crenulata* Noé, non Brongniart: Pennsylvanian Flora from Northern Illinois, Bull. State Geol. Survey Illinois, 52, Pl. XXI, fig. 5.
1942. *Neuropteris crenulata* Teixeira, non Brongniart: Elementos para o estudo da flora fóssil do Autuniano do Bugaco, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ci. Porto, XXVII, p. 20, Est. VIII, figs. 6, 6a.
1956. *Neuropteris praedentata* Doublinger: Flores autuno-stéphaniennes, Mém. Soc. Géol. France (N. S.), XXXV, 1-2, p. 112, fig. 14 A.

Description of the specimens in hand:

Detached pinnules of fairly large dimensions (up to 42 mm long and 8-12 mm broad), which have subparallel or tapering borders leading towards a

rounded or, more generally, a bluntly pointed apex. Crenulations of the higher part of the pinnule borders are typically present in several specimens (e. g. Pl. 6, figs. 13, 13a).

The nervation consists of a rather thin, distinct midvein which persists over about two thirds or three fourths of the pinnule length, and widely spaced, slightly curving (relatively straight), usually twice, less often three times forking laterals. There are about 10 to 12 vein endings per cm on the pinnule border.

Remarks:

Only a few isolated pinnules of *Neuropteris praedentata* Gothan were found in at least three different localities within the Ciñera-Matallana coalfield. Some of these specimens are quite well-preserved and show all the characteristics as mentioned in the description. They can be compared unhesitatingly with more complete fragments of fronds figured and described by Zeiller from the coalfields of Commentry and Blanzay in Central France (Zeiller, 1888, 1906). Those specimens were recorded under the name of *Neuropteris crenulata* Brongniart. There is also complete identity with an isolated pinnule of *Neuropteris crenulata* Zeiller (non Brongniart), which has been figured from Autunian strata in Northern Portugal by Teixeira (1942). A comparison can be made also with *Neuropteris crenulata* (Zeiller?, non Brongniart), which has been illustrated from Illinois in North America by Noé (1925). In the latter case no straightforward identification can be made however, since the specimen recorded by Noé may just as well be a somewhat atypical fragment of *Neuropteris crenulata* Brongniart (non Zeiller). This possibility seems to gain credence by the recent illustration of *Neuropteris crenulata* Brongniart from Northern Illinois by Langford (1958, p. 211, fig. 32).

The differences between *Neuropteris crenulata* Brongniart and the specimens figured under that name from Central France by Zeiller have been pointed out by Gothan (1909), who renamed Zeiller's specimens. Gothan observed that the original *Neuropteris crenulata* Brongniart had a markedly sphenopteroid aspect, whereas *Neuropteris crenulata* Zeiller seemed a typical *Neuropteris*. Therefore, he redescribed Zeiller's material under the name of *Neuropteris praedentata* Gothan.

The typical *Neuropteris crenulata* Brongniart has been actually referred to *Sphenopteris* by P. Bertrand (1930, p. 16), whilst Bell (1938, Pl. LV, fig. 5, Pl. LVI, fig. 1) figured under this name some specimens which show a close resemblance to *Sphenopteris* (*Sauropteris*?) *dimorpha* (Lesquereux) (compare with the specimens figured in Wagner, 1958). On the other hand, Lesquereux (1879, Pl. XVI, figs. 9-11) illustrated some specimens from the Carboniferous of North America, which are very similar to the type of *Neuro-*

pteris crenulata Brongniart (Histoire, Pl. 64, figs 2, 2 A). A few examples of a sphenopteroid *Neuropteris*, which closely match Lesquereux's material, have been found in strata of Stephanian B age in the Llamas section of the Villablino coalfield (León), in NW. Spain (loc. 217, coll. Jongmans). These specimens are different from *Neuropteris praedentata* Gothan, as recorded from the Ciñera-Matallana coalfield, and it seems likely that a direct comparison with Brongniart's type specimen of *Neuropteris crenulata* would prove their identity with that species. Unfortunately, however, no photographic reproduction of Brongniart's type exists in the present literature.

Occurrence:

Neuropteris praedentata Gothan (= *Neuropteris crenulata* Zeiller, non Brongniart) has been recorded in the literature from high Stephanian and Autunian strata in Central France and Northern Portugal. Its presence in North America seems doubtful. In NW. Spain the remains of *Neuropteris praedentata* Gothan are generally rare, although examples are known from at least three different coalfields, all of which contain strata of Stephanian B age. The most complete specimens have been found in the tip of the mine «Bienvenida» at Puerto Ventana (loc. 964), on the Leonese-Asturian boundary. Another specimen was recently found by Dr. Ch. Greber during an excursion of the «Réunion Nationale de Géologie» (1962) in Tineo (Asturias: loc. 1226: tip along the road from Rodical to El Crucero, at km. 11). Some more specimens came from various localities in the San José formation (middle Stephanian B) of the Ciñera-Matallana region. Several detached pinnules were encountered in the tip of the mine «La Gamonera» (loc. 1075: Pl. 6, figs. 12, 12a) and a few specimens could be located more precisely as coming from the workings of the seam Estrecha (loc. 1320). Other examples of detached pinnules came from a plant bed in about the middle part of the San José formation, where it is represented by non-workable coal-measures in the northern part of the coalfield (loc. 1259: Pl. 6, figs. 13, 13a). A single pinnule was also found in the same area in roof-shales above a smut of coal which may well correspond to a fairly high level in the San José formation (loc. 1265: Pl. 6, fig. 14; Pl. 7, fig. 14a).

Neuropteris praedentata Gothan had not yet been recorded from anywhere in Spain.

***Neuropteris gallica* Zeiller**

Pl. 7, figs. 15-16

1888. *Neuropteris gallica* Zeiller: Commentry, I, p. 248-251, Pl. XXIX, figs. 1-3.

1942. *Neuropteris gallica* Nêmeje: Westbulgarien. Mitt. Geol. Anstalt f, Böhmen u. Mähren, XVIII, 3, p. 134, 147, Taf. II, figs. 8-11.

1956. *Neuropteris gallica* Doubinger: Flores autuno-stéphaniennes. Mém. Soc. Géol. France (N. S.), XXXV, 1-2, p. 112, Texte-fig. 14 B.

Description of the specimens in hand:

An isolated pinnule (Pl. 7, figs. 15, 15a) and two fragmentary pinnules in a row (Pl. 7, figs. 16, 16a) have been found together in the same locality. They show a broadly linear outline, with roughly parallel borders which slightly taper in the upper part of the pinnule. The pinnule apex is rounded, whilst the base is cordate. The one pinnule (fig. 15) which has been completely preserved, is about $2\frac{1}{2}$ times longer than it is broad (dimensions: 24 mm long and 10 mm wide). Although the pinnules are to be described as linear and seem almost strikingly bilateral symmetric, there is a slight tendency for the apices to be inclined forwards.

The midvein is straight and prominent. It follows its course over about $\frac{3}{4}$ of the pinnule length. The lateral veins are crowded (about 50 vein endings per cm. on the pinnule border) and usually fork at least twice before reaching the pinnule margin. They very gradually curve away from the midvein and reach the pinnule borders at an angle of about 70° to 80°.

The pinnule lamina is somewhat vaulted and thus gives a sturdy aspect to the pinnules. It is covered with numerous, long hairs, which are particularly well developed in the region of the midvein. It is not clear from the specimens in hand whether these hairs occurred on the dorsal or on the ventral side of the pinnules.

Remarks:

Neuropteris gallica Zeiller is closely similar to the more commonly recorded species *Neuropteris planchardi* Zeiller, from which it is distinguished mainly by the presence of long hairs in the region of the midvein. According to Zeiller (1888, p. 250), the two species can also be differentiated on the basis of a more sturdy limb in *Neuropteris gallica*, which moreover has relatively longer, more acuminate and forwardly curved as well as more distinctly stalked pinnules than occur in *Neuropteris planchardi*. The latter characteristics are rather difficult to establish however, since it is a delicate matter to determine whether these slight differences in pinnule shape are due to variation within the frond or to more constant differences between separate species. In fact, the specimens in hand could equally well be attributed to *Neuropteris planchardi* Zeiller, if the pinnules did not show the presence of hairs. You-

binger (1956, p. 112) remarked on specimens from the type area, that *Neuropteris gallica* and *Neuropteris planchardi* are often difficult to tell apart, since they are closely similar and the hairs on the pinnules of *Neuropteris gallica* are not always well visible.

One of the type-specimens of *Neuropteris gallica* Zeiller (Commentry, Pl. XXIX, fig. 1) seems to indicate that the frond is imparipinnate. Even this fairly large specimen is somewhat incomplete in the terminal part of the pinna however, so that its imparipinnate organisation is not entirely certain.

The presence of *Neuropteris gallica* Zeiller has only very rarely been recorded in the literature. It was first described from shales above the Grande Couche in the Commentry coalfield, Central France (Zeiller, 1888), i. e. from Stephanian B measures. Afterwards, it has been also recorded from the Mazel Beds (Stephanian C) in the coalfield of Decazeville, France (Doubringer & Vetter, 1952, p. 150). Moreover, a number of specimens assigned to *Neuropteris gallica* have been figured from Stephanian B strata in Western Bulgaria (Némejc, 1942). No remains of *Neuropteris gallica* Zeiller had ever been reported from the Iberian Peninsula.

On the other hand, the comparable species *Neuropteris planchardi* Zeiller has been illustrated from Stephanian B and Autunian rocks in Portugal (Teixeira, 1944) as well as from high Stephanian beds in Southern Spain (Jongmans, 1956, p. 35, 52, Pl. XIX, figs. 18 a-b). *Neuropteris planchardi* has also been mentioned from Stephanian B strata in NW. Spain by Gómez de Llarena (1950, p. 77) and Almela (1951, p. 15), who reported its presence in the coalfields of Ciñera-Matallana and La Magdalena, respectively. Jongmans (1951, p. 314) reported *Neuropteris* cf. *planchardi* from Henarejos (Cuenca) and Dalloni (1930, p. 114) mentioned the same species from the Permian of Gerri, in the Pyrenees.

The rather fragmentary remains of *Neuropteris gallica* Zeiller, which are figured and described in the present paper, both originate from a single locality in the northwestern part of the Ciñera-Matallana coalfield. This locality (no 1259) occurs in sandy shales which apparently belong to the upper part of the locally unproductive San José formation. The plant locality is not directly associated with any coal or even a seat-earth and the plant assemblage is strikingly different from the usual floras collected in the roof-shales of coal-seams. In fact, *Neuropteris gallica* Zeiller occurs together with *Neuropteris praedentata* Gothan, *Neuropteris auriculata* Brongniart, *Reticulopteris germari* (Giebel), *Lobopteris (Pecopteris) serpentigera* Wagner and *Polymorphopteris (Pecopteris) polymorpha* Brongniart. All the Neuropterids mentioned are typical high Stephanian elements, which have been found only very occasionally in NW. Spain. This is the only locality known for *Neuropteris gallica*, whilst *Neuropteris auriculata* has only been found in two more localities, viz. near Utrillo (León) and SW. of Camposolillo (León).

Although *Neuropteris praedentata* has been recorded somewhat more frequently, it is still a rather uncommon element in NW. Spain. Apart from an older record from the Ciñera-Matallana coalfield (Gómez de Llarena, 1950, p. 77), *Reticulopteris germari* had only been mentioned previously from Stephanian A beds in the Barruelo coalfield (Palencia). It is remarkable to find these rare elements together in the same locality, the more so because they invoke comparison with similar assemblages in Central France and Portugal, where these species (as well as the comparable *Neuropteris planchardi*) seem to occur rather more frequently. The assumption may be warranted that they represent a somewhat special habitat which, on the whole, may have been somewhat dryer than the usual one indicated by Stephanian plants in NW. Spain. The problem of different environmental conditions being indicated by different assemblages of plant fossils will be further discussed in the last part of this work, which will deal with the total assemblages found in different parts of the succession in the Ciñera-Matallana coalfield.

Occurrence:

The species *Neuropteris gallica* Zeiller had hitherto been found only in strata of Stephanian B and C ages in France and Bulgaria. The specimens recorded in the present paper are all from a single locality (no 1259) in strata of the San José formation outcropping in the mountain-side north of the valley of Esperanza, in the northwestern part of the Ciñera-Matallana coalfield (León, NW. Spain). They are regarded as being of middle Stephanian B age.

***Neuropteris auriculata* Brongniart**

Pl. 8, figs. 18, 18a, 19; Pl. 9, figs. 18b, 19a

Selected synonymy:

1830. *Neuropteris auriculata* Brongniart: Histoire, I, p. 236, Pl. 65.
- 1879/80. *Neuropteris auriculata*? Lesquereux: Coal Flora in Pennsylvania and throughout the United States, II, Rept. Progress 2^d Geol. Survey Pennsylvania, P, p. 85-86, Pl. VI, fig. 11.
1893. *Neurodopteris auriculata* H. Potonié: Flora des Rothliegenden von Thüringen, Abh. K. Preuss. Geol. Landesanstalt (N. F.), IX, p. 124-135, Taf. XVI, figs. 1-2.
- 1931/34. *Neuropteris auriculata* Kawasaki: Flora of the Heian System, II, Bull. Geol. Survey Korea, VI-2: Pl. LIII, figs. 140-141; Pl. LIV, fig. 142; VI-4: 6, 144-146.

1956. *Neuropteris cordata* Jongmans, non Brongniart: Contribución a la flora carbonifera del SO. de España. *Estudios Geológicos*, XII, 29-30, p. 35, 52, lám. XVIII, figs. 17 a-d; lám. XIX, figs. 17 e-f.
1959. *Neuropteris (Imparipteris) auriculata* W. & R. Remy: Pflanzenfossilien, p. 177, Abb. 151 a-b (fig. 151 b is a photographic reproduction of the specimen figured by H. Potonié, 1893, Taf. XVI, fig. 1a).

N. B.—A complete synonymy of *Neuropteris auriculata* Brongniart has recently been published by Jongmans & Dijkstra, 1951, in *Fossilium Catalogus, Plantae, pars 45*, p. 1674-1675 and *pars 46*, p. 1700-1703. Next to a number of references which may validly be included in the synonymy of this species, there are numerous ones which should rather be excluded. Some of those will be discussed in the following pages. The list of synonymy cited above only gives a few examples of the references which may be included.

Description of the specimens in hand:

Isolated, mainly rather fragmentary pinnules of relatively large dimensions, which may be about 35—50 mm long and 13—19 mm broad. The ratio between the length and breadth of the pinnules seems to vary roughly between 3:1 and 2:1. The general shape is about lingulate, with well-rounded bases and tapering borders which terminate in a rounded apex. The borders of the pinnules may be straight or somewhat undulated. Rather conspicuous lobes are sometimes formed at the basis of the pinnules.

A midvein is clearly present in the longer pinnules, in which it may extend over at least one third of the pinnule length. In other pinnules the midvein seems to be virtually absent. Lateral veins either depart from the midvein (if present) or seem to be derived from a single point at the pinnule base. They originate under a very narrow angle with the midvein or the midline of the pinnule, but change direction at about one third of the half-width of the pinnule, after which they form a broad arch reaching the pinnule border at an angle of about 70°. The lateral veins are rather crowded (about 45 vein endings per cm on the pinnule border).

The pinnule lamina appears in a flat position on the rock and may have been relatively thin.

Comparisons:

Detached pinnules of *Neuropteris auriculata* Brongniart show a certain resemblance to those of *Neuropteris zeileri* de Lima, which are also of a

fairly large size and which possess a nervation of comparable density (it is slightly wider in the latter). However, judging from the figures presented by Teixeira (1940, 1942, 1944), among which there are two plates originally assembled for publication by de Lima, it seems that *Neuropteris zeileri* possesses relatively more slender pinnules (length-breadth ratio about 3:1) with entire, non-lobing borders. Its nervation moreover shows a well-developed midvein persisting over a half or two thirds of the pinnule length. Both *Neuropteris auriculata* and *Neuropteris zeileri* are reported to have mixoneuroid pinnules in the top part of the pinnae. This characteristic is not visible in the fragmentary material available from the Ciñera-Matallana coalfield.

Another comparable species is *Neuropteris subauriculata* Sterzel, from the Westphalian D of Zwickau-Lugau in Saxony (Daber, 1955, p. 34-35, Taf. XVIII, figs. 1-3; Taf. XIX, fig. 2; Taf. XXV, fig. 4; Remy, 1959, p. 174, 176, Abb. 150 a-c). Although large *auriculata*-like pinnules occur in this species, it is mainly characterised by smaller, sometimes rather clearly mixoneuroid pinnules.

Discussion:

The specimens described from the Ciñera-Matallana region are too fragmentary to show the characteristic organisation of the frond of *Neuropteris auriculata* as visible on Brongniart's holotype, which is a large bipinnate fragment showing the presence of intercalated pinnules on the rachis of the penultimate order. Intercalated pinnules are shown as well on the large specimens figured by H. Potonié (1893) and Remy (1959). One of Potonié's specimens (refigured by Remy) also indicates an imparipinnate termination to the pinnae of the last order. The same specimen shows a gradually broader attachment of pinnules in the upper part of the pinna, so that the terminal fragment could be attributed to *Mixoneura*. A certain amount of variation in pinnule shape and nervation is also visible on the large specimens figured by Potonié and Remy. It ranges from almost straight-sided, fairly slender pinnules to relatively broader ones with more irregular, somewhat undulating borders, whilst the nervation shows the presence of a midvein in the longer pinnules and its relative absence in the shorter ones. This variability is well expressed in the isolated pinnules and fragments of pinnules found in the Ciñera-Matallana coalfield (see Pls. 8-9). In fact, all the pinnules encountered here could fit into certain positions on the more complete fragments of fronds figured in the literature. Also the characteristics of the nervation, i. e. the inconspicuous or even absent midvein and the course and density of the lateral veinlets, are identical in our specimens and in those figured by Brongniart, Potonié, Remy *et al.* The identification therefore seems to be well established.

Chodat (1908, p. 405, fig. 15) claimed to have found «seeds» of the *Samaropsis* type in organic connection with pinnules of *Neuropteris auriculata* Brongniart from a locality at Millery, near Autun (France). However, the drawings presented in Chodat's figure are rather diagrammatic, so that neither the identification nor the nature of the attachment of the «seeds» can be adequately judged.

Remarks on synonymy:

Notwithstanding the clearly defined characteristics of *Neuropteris auriculata* Brongniart, it has been the subject of considerable confusion in the literature (see the complete list of synonymy in Jongmans & Dijkstra, 1961).

According to H. Potonié (1893) and R. Zeiller (1906), it should be joined in synonymy with *Neuropteris williersi* Brongniart and *Odontopteris dufrenoyi* (Brongniart) Schimper. This identity is however not admitted by Doubinger (1956, p. 120-121), who recently redescribed *Odontopteris dufrenoyi* without making reference to *Neuropteris auriculata*.

On the other hand, Jongmans (1960, p. 58-59) still admitted the identity of *Neuropteris auriculata* Brongniart with *Neuropteris williersi* Brongniart and *Odontopteris dufrenoyi* (Brongniart) and even tentatively included *Odontopteris obtusa* Brongniart in the same species, which he collectively referred to as *Neuropteris (Mixoncura) auriculata* Brongniart. Jongmans (1960, Tafn. 19-20, figs. 119-120 a-b) also figured two specimens from the Stephanian of Switzerland (L'Au d'Arbignon) under the name of *Neuropteris auriculata* Brongniart. One of these specimens shows rather small pinnules of typical *Mixoncura* type, whilst the other has much larger pinnules which also show a mixoneuroid nervation. Although it is not impossible that these two specimens belong together, it is by no means clear that this should be the case. As it is, the only argument seems to be that they occur together on the same slab of rock and are both characterised by a mixoneuroid nervation. The specimen with the larger pinnules seems fairly similar to *Neuropteris williersi* Brongniart, as figured by the author of the species. The other specimen, which has smaller pinnules with an even more characteristic mixoneuroid to odontopteroid nervation, is roughly comparable to *Odontopteris obtusa* Brongniart. Neither of the two specimens figured by Jongmans can really be identified with *Neuropteris auriculata* Brongniart and the synonymy given by Jongmans is consequently not admitted here.

Recently, Crookall (1959, p. 191), following the example set by Bolton (1926, p. 323), has included *Neuropteris auriculata* Brongniart in the synonymy of *Neuropteris osmundae* (Artis). The identity between the two species is extremely unlikely however, since *Neuropteris osmundae* seems more consistently mixoneuroid throughout the frond than may

be accepted for *Neuropteris auriculata*. In the latter species mixoneuroid pinnules only seem to occur in the top part of pinnae. Crookall (1959, p. 192) mentions a suggestion made by W. Hemingway to the effect that *Neuropteris osmundae* (Artis) may represent basal portions of the frond of *Neuropteris (Mixoncura) obliqua* Brongniart. This suggestion has been rejected by Crookall on the basis of the assumed identity with *Neuropteris auriculata* Brongniart. However, since this identity is considered unlikely, there seems to be no valid reason to refute Hemingway's opinion which may well be correct. It is also noted that *Neuropteris osmundae* (Artis) is a middle Westphalian species, whereas *Neuropteris auriculata* Brongniart typically occurs in high Stephanian and Autunian strata.

In Northern Portugal the name of *Neuropteris auriculata* Brongniart has been consistently applied to specimens of *Neuropteris ovata* Hoffmann (compare page 28). Also Zalesky (1907) illustrated specimens of *Neuropteris ovata* under the name of «*Mixoncura*» *auriculata*. This misidentification was subsequently corrected by Zalesky & Tchirkova (1938).

The specimens figured under the name of *Neuropteris auriculata* Brongniart in «The Wilmington Coal Flora» (Langford, 1958, p. 203, fig. 21) has too wide a nervation for that species. It may be compared with *Neuropteris crenulata* Brongniart in the general shape and nervation of the pinnules, but lacks the characteristic crenulation developed in pinnules of the latter.

The terminal fragment of a pinna with large, mixoneuroid pinnules, showing a certain analogy in shape and nervation with those of *Neuropteris auriculata* Brongniart, has been figured and described by Němejc (1949) under the name of *Mixoncura grandifolia* Němejc. Although no significant difference could be found by Němejc between this specimen and known examples of *Neuropteris auriculata*, he described it as a new species, because it had been found in Westphalian B-C strata, whereas *Neuropteris auriculata* had been recorded from high Stephanian and Autunian rocks. It was further suggested by Němejc, that *Mixoncura grandifolia* might very well be found to represent some portion of the frond of a species of the *Neuropteris ovata* group, and possibly of *Mixoncura pracovata* Němejc.

It is difficult to give an opinion on the single fragment described by Němejc. Of course, it is possible that it represents a somewhat atypical pinna with cyclopteroid pinnules in the lower part of a large frond. On the other hand, it is equally well possible that *Mixoncura grandifolia* Němejc represents an independent species, which is comparable to *Neuropteris auriculata* Brongniart, but not identical with that species.

There are, in fact, a number of lesser known Westphalian Neuropterids, which are characterised by rather large pinnules and which are somewhat similar to *Neuropteris auriculata* Brongniart. One of these is *Neuropteris*

inflata Lesquereux, as figured by Langford (1958, p. 195) (7). This species is apparently characterised by large oval to suboval pinnules with a relatively thin midvein reaching halfway up the pinnule and numerous crowded laterals. According to Lesquereux (1879, «Coal Flora», p. 86), there are about 25 to 30 veins per cm on the pinnule border. One of Langford's specimens (fig. 338) shows pinnules of neuropteroid and mixoneuroid insertion together on the same rachis. *Neuropteris inflata* Lesquereux apparently differs from *Neuropteris auriculata* Brongniart mainly because of the somewhat denser venation of the latter species. Howse (1888, p. 61; as cited in «Fossilium Catalogus», pars 46, p. 1702) included Lesquereux's species in the synonymy of *Neuropteris auriculata* Brongniart.

Some fragments of rather large *Neuropteris* pinnules, similar to those of *Neuropteris inflata* Lesquereux, were found in strata of upper Westphalian C age in the Riosa coalfield of Asturias, NW. Spain. These specimens were cited in Jongmans & Wagner (1957, p. 13) as *Neuropteris cordata* Brongniart, but this identification has since proved to be erroneous. They are detached pinnules of large dimensions (up to 65 mm long and 30 mm broad), which possess virtually no midvein and rather densely placed, broadly curving laterals attaining the pinnule border at 70° to 90° angles. The nervation is much denser (some 38 veins per cm) than that of *Neuropteris cordata* Brongniart, which has about 10-12 veins per cm on the pinnule border (after Zeiller, 1906, Pls. XXVII-XXVIII).

The original identification with *Neuropteris cordata* Brongniart was due to the fact that a number of large *Neuropteris* pinnules with a dense nervation have been reported in the literature under this name. In one of these cases (Jongmans, 1956), it is likely that this species has been confused with *Neuropteris auriculata* Brongniart. It has been mentioned accordingly in the list of synonymy. In other cases, either *Neuropteris zeilleri* de Lima or some undescribed species, like the one mentioned from the Riosa coalfield, are involved.

Occurrence:

It is remarkable to find that only relatively few reliable specimens of *Neuropteris auriculata* Brongniart have been illustrated in the literature. Most of these seem to have come from either high Stephanian or Autunian strata in Western Europe and North America. Brongniart's type specimen has been found in the type Stephanian beds of St. Étienne. An exception is

(7) Lesquereux's holotype (in «Geological Survey of Illinois, II, Palaeontology», 1866, Pl. 37, fig. 2) consists of a pair of *Cyclopteris* pinnules which are somewhat less typical than the specimens illustrated at a later date by Lesquereux (1880, Pl. VII, figs. 23, non figs. 4, 4a) and, particularly, those figured by Langford (1958) from the same area.

formed by the specimens of *Neuropteris auriculata* Brongniart recorded by Źawasaki (1931/34) from the Lower Permian Jido Beds in Korea. These specimens are apparently quite typical for *Neuropteris auriculata* Brongniart.

In NW. Spain this species has been found only in three localities, viz. loc. 1259 (middle Stephanian B) in outcropping shales belonging to the San osé formation in the northwestern part of the Ciñera-Matallana coalfield (León); loc. 947 (probable Stephanian B) in the tip of the mine «Teresita», ear Utrillo (León); and loc. 1172 (probable Stephanian B) in the tip of an abandoned coal-mine southwest of Camposolillo (León). The plant assemblages found in the latter two localities have been mentioned in Wagner, 963 («Boletín del Instituto Geológico y Minero de España»).

In Southern Spain the species has been recorded under the name of *Neuropteris cordata* Brongniart by Jongmans (1956). The corresponding specimens came from Fuente del Arco (prov. Badajoz). The Carboniferous rocks in this region have been attributed to Stephanian C or Autunian by Jongmans (1956) and Mingarro (1962). *Neuropteris auriculata* Brongniart has also been mentioned from the region of Val de Viar (Sevilla) by Simon (1943) (fide Jongmans, 1951, p. 307), who collected from strata of upper Stephanian or Autunian age (as determined by Gothan). Moreover, it has been cited from Bélmez (Córdoba) by Mallada (1902, p. 24). Since the Carboniferous of Bélmez-Peñarroya is generally considered to be of middle Westphalian age, it seems unlikely that *Neuropteris auriculata* would in fact be present.

Neuropteris sp. (cf. *zeilleri* de Lima)

Pl. 9, figs. 20, 20a

Description:

A single detached pinnule, of fairly large dimensions (over 40 mm long and about 15 mm wide), which has been broken off at the top. The sides of the pinnule are almost parallel, whilst its base tapers towards a short, but rather sturdy stalk. A midvein is clearly indicated only in the extreme base of the pinnule. Further upwards, its position is marked by a bundle of almost vertically ascending veinlets which arch broadly outwards and eventually reach the pinnule borders at about right angles. The nervation is extremely dense (about 100 vein endings per cm on the pinnule border).

Remarks:

The single specimen figured and described here is in many respects similar to *Neuropteris zeilleri* de Lima, as figured from the Stephanian B-C and Autunian of Northern Portugal (Teixeira, 1940, 1942). There is a particularly suggestive resemblance between our specimen and the detailed nervation

tion diagram of *Neuropteris zeileri* de Lima, which has been published by Teixeira (1942, Est. I, fig. 4a) after an original drawing by de Lima. On the other hand, most of the specimens figured by Teixeira show relatively broader pinnules with less crowded nervules than occur in our specimen (respectively, more than 20 and about 100 nervules per cm on the pinnule borders). The same differences appear in a comparison between the specimen described here and most of the examples of *Neuropteris zeileri* de Lima which have been illustrated in the literature. Especially the extreme density of the nervation sets our specimen apart.

Therefore, it seems quite possible that the specimen described here belongs to a different species which may be as yet undescribed. However, the single, rather fragmentary pinnule in our possession is insufficient for description as a holotype. It has consequently been decided to record it provisionally under the name of *Neuropteris* sp. (cf. *zeileri* de Lima) and to postpone a definite identification until more complete specimens with the same characteristics become available.

Occurrence:

The single specimen of *Neuropteris* sp., as discussed above, has been collected from outcropping shales at the Pass of Tabliza, in the Ciénra-Matallana coalfield. The shales are ostracod-bearing and occur almost immediately below seam O of the La Competidora complex in the lower coal-bearing formation (loc. 1134). It thus comes from strata of probable lower Stephanian B age.

Neuropteris zeileri de Lima has been mentioned from the Ciénra-Matallana coalfield by Gómez de Llarena (1950, p. 77).

(to be continued)

EXPLANATION OF PLATES

(Explicación de las láminas)

All the figures are natural size, unless stated otherwise. The figured specimens are deposited in the collections of the Instituto «Lucas Mallada» of the Scientific Research Council (Consejo Superior de Investigaciones Científicas) in the National Museum for Natural History, Madrid. Duplicates and counterparts of figured specimens are in the collection of the Geology Department, University of Sheffield. Only the syntypes of *Neuropteris ovata* var. *grand'curyi* nov. var. are in the collection of the «Geologisch Bureau» at Heerlen, the Netherlands. The photographs have been produced by Mr. E. Pigott in the Department of Geology, The University of Sheffield, England.

* * *

Todas las ilustraciones están a tamaño natural, salvo indicación contraria en las explicaciones de láminas. Los ejemplares correspondientes a las figuras están casi todos en la colección del Instituto «Lucas Mallada» del Consejo Superior de Investigaciones Científicas en el Museo Nacional de Ciencias Naturales, Paseo de la Castellana 84, Madrid. La única excepción lo forman los sintipos de *Neuropteris ovata* var. *grand'curyi* nov. var., que se encuentran en el «Geologisch Bureau» de Heerlen, Holanda. Material duplicado y contrahue-llas de los ejemplares ilustrados están guardados en el Department of Geology, Universidad de Sheffield, Inglaterra. Las fotografías integrando las láminas se deben todas al Sr. B. Pigott (Sheffield).

PLATE (LÁMINA) 1

Fig. 1. *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* nov. var. (syntype).

Terminal fragment of a pinna of the last order.

Repository: Geologisch Bureau, Heerlen (Cat. 47734).

Origin: *Leaia* band above the seam Pastora (lower coal-bearing formation), Santa Lucía, sub-piso (loc. 338), Ciñera-Matallana.

Parte apical de una pina del último orden.

Colección: Geologisch Bureau, Heerlen (Cat. 47734).

Procedencia: nivel de *Leaia* al techo de la Pastora (paquete inferior), Santa Lucía, sub-piso (loc. 338), Ciñera-Matallana.

Fig. 1a. The same specimen, three times enlarged to show the progressive fusion of pinnules with the supporting rachis in the terminal part of a pinna of the last order. Also note that the veins on the basiscopic side of the pinnules become partly derived from the rachis rather than from the midvein (mixoneuroid character). The densely placed lateral veins usually reach the pinnule borders at about right angles.

El mismo ejemplar, aumentado tres veces para mostrar la fusión progresiva de las pínulas con el raquis soporte hacia el ápice de la pina. Al mismo tiempo buena parte de los nervios laterales vienen a ser derivados inmediatamente del raquis soporte (característica mixoneuroide). Los nervios laterales generalmente llegan al borde de la pínula bajo un ángulo de 90° aproximadamente.

Fig. 2. *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* nov. var. (syntype) & *Leaia baentschiana* Beyrich.

Fragment of a pinna of the last order which shows the characteristic type of relatively thick-set pinnules (specimen figured also in Wagner, 1962, Pl. 33, fig. 31).

Repository: Geologisch Bureau, Heerlen (Cat. 47734).

Origin: *Leaia* band above the seam Pastora (loc. 338).

Fragmento de una pina del último orden mostrando las pínulas relativamente anchas que caracterizan a la variedad.

Colección: Geologisch Bureau, Heerlen (Cat. 47734).

Procedencia: nivel de *Leaia* al techo de la Pastora (loc. 338).

Fig. 2a. The same specimen, three times enlarged to show the relatively short, thick-set aspect as well as the basiscopic auricle of the pinnules and the closely spaced veins which reach the pinnule borders at about right angles.

El mismo ejemplar, aumentado tres veces para mostrar el aspecto robusto de las pínulas relativamente anchas, así como la «orejita» en la base de la pínula. Además, se nota la nerviación apretada de los nervios laterales que llegan perpendicularmente sobre el borde de la pínula.

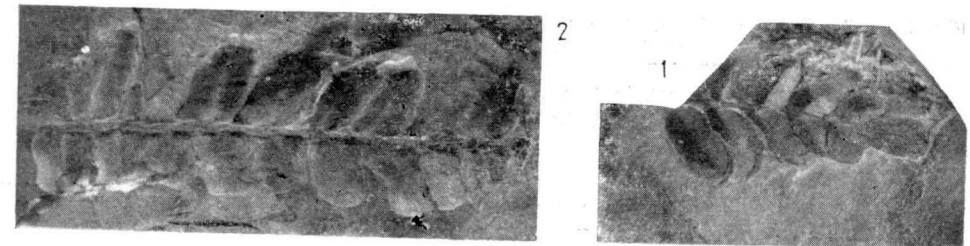
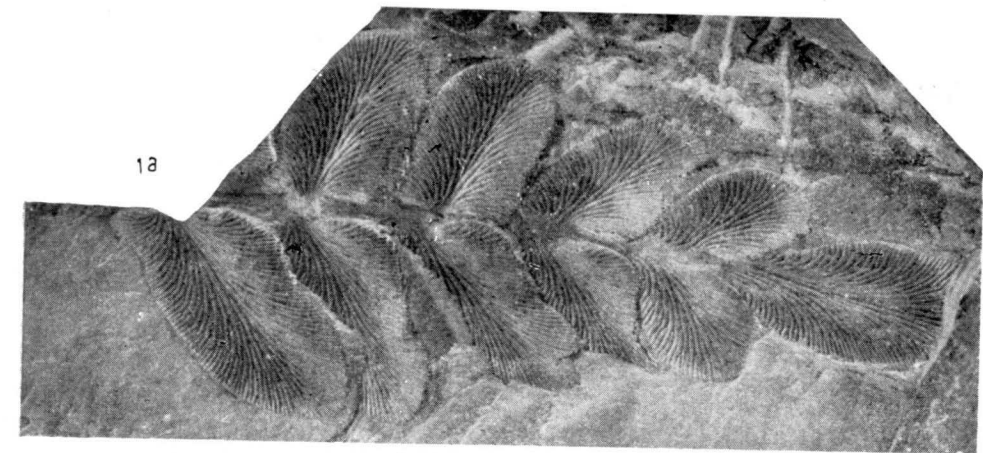


PLATE (LÁMINA) 2

Fig. 3. *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* nov. var.

Fragment of a pinna of the last order showing relatively long pinnules.
 Repository: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.
 Origin: outcropping shales at about 250 metres east of Vegacervera, in the northern flank of the Vegacervera syncline (loc. 930).

Fragmento de una pina del último orden que muestra pínulas relativamente largas.
 Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.
 Procedencia: pizarras que afloran a unos 250 metros al este de Vegacervera, en la rama norte del sinclinal de Vegacervera (loc. 930).

Fig. 3a. The same specimen, three times enlarged to show the closely spaced nervules which reach the pinnule border at about right angles.

El mismo ejemplar, aumentado tres veces para mostrar la nerviación apretada de nervios laterales que llegan casi perpendicularmente sobre el borde de la pínula.

Fig. 4. *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* nov. var.

Apical part of a pinna of the last order.
 Repository: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.
 Origin: outcropping shales in an adit at some 500 metres northwest of Aviados (loc. 927), in the southeastern spur of the Ciñera-Matallana coalfield.

Parte apical de una pina del último orden.
 Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.
 Procedencia: afloramiento de pizarras en la entrada de una bocamina a unos 500 metros al noroeste de Aviados (loc. 927), en el espolón suroriental de la cuenca minera de Ciñera-Matallana.

Fig. 4a. The same specimen, three times enlarged to show the shape of the terminal as well as the gradual fusion of the pinnules with the supporting rachis in the apical part of the pinna.

El mismo ejemplar, aumentado tres veces para mostrar la forma de la pínula apical, así como la fusión progresiva de las bases de las pínulas con el raquis soporte hacia el ápice de la pina.

PLATE (LÁMINA) 2

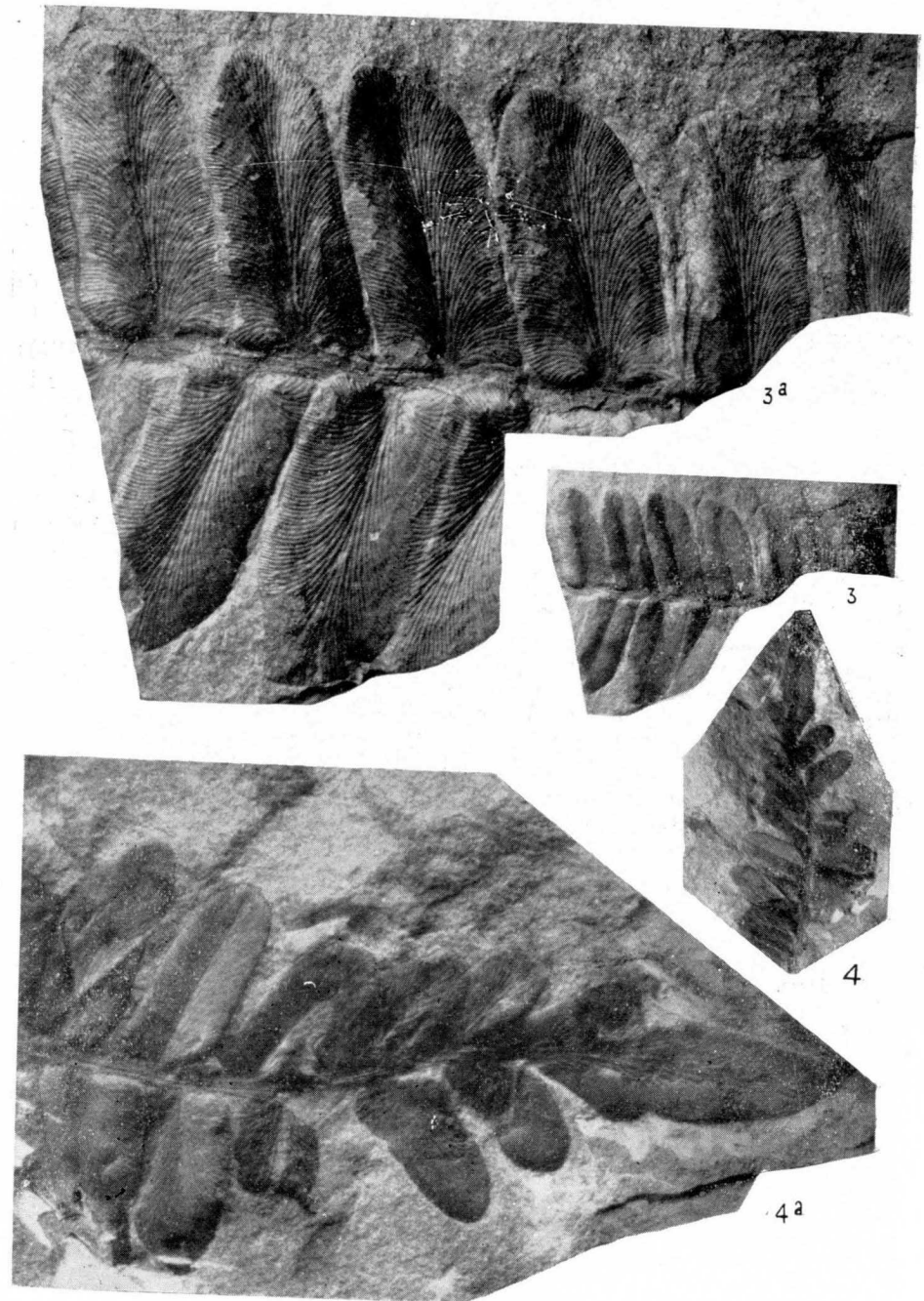


PLATE (LÁMINA) 3

Fig. 5. *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* nov. var.

Fragment of the basal part of a pinna of the last order. It shows somewhat lengthened pinnules.

Repository: Institute «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: tip of the mine «San Nicolás», section «El Barrero» (loc. 1100), which is mainly working strata of the Matallana formation.

Fragmento de la parte basal de una pina del último orden que muestra la presencia de pinulas algo alargadas.

Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: escombrera de la mina «San Nicolás», grupo «El Barrero» (loc. 1100); material procedente en su mayor parte del paquete de Matallana.

Fig. 6. *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* nov. var.

Pinna fragment showing the presence of lengthened, more or less triangular pinnules on one side of the rachis and somewhat underdeveloped pinnae of the last order on the other side.

Repository: Institute «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: tip of the mine «San Nicolás» (loc. 1100).

Fragmento mostrando la presencia de pinulas alargadas, de forma triangular, a un lado del raquis, y de pinas del último orden, aún poco desarrolladas, al otro lado.

Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: escombrera de la mina «San Nicolás» (loc. 1100).

Fig. 6a. The same specimen, three times enlarged to bring out details of the nervation as well as the mixoneuroid insertion of some of the underdeveloped pinnules. The large triangular pinnules (forma *triangularis* P. Bertrand) are already in the first stage of lobing.

El mismo ejemplar, aumentado tres veces para hacer destacar la nerviación así como la inserción mixoneuroide de las pinulas aún poco desarrolladas. Se nota que las pinulas grandes y triangulares (forma *triangularis* P. Bertrand) ya empezaron a lobularse.

Fig. 7. *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* nov. var.

Apical part of a pinna of the penultimate order. Note the rhombic shape of the terminals as well as the relatively slender aspect of the pinnules.

Repository: Institute «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: tip of the mine «San Nicolás» (loc. 1100).

Parte apical de una pina del penúltimo orden. Se nota la forma más o menos rómbica de las terminales de pina, así como el aspecto relativamente estrecho de las pinulas.

Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: escombrera de la mina «San Nicolás» (loc. 1100).

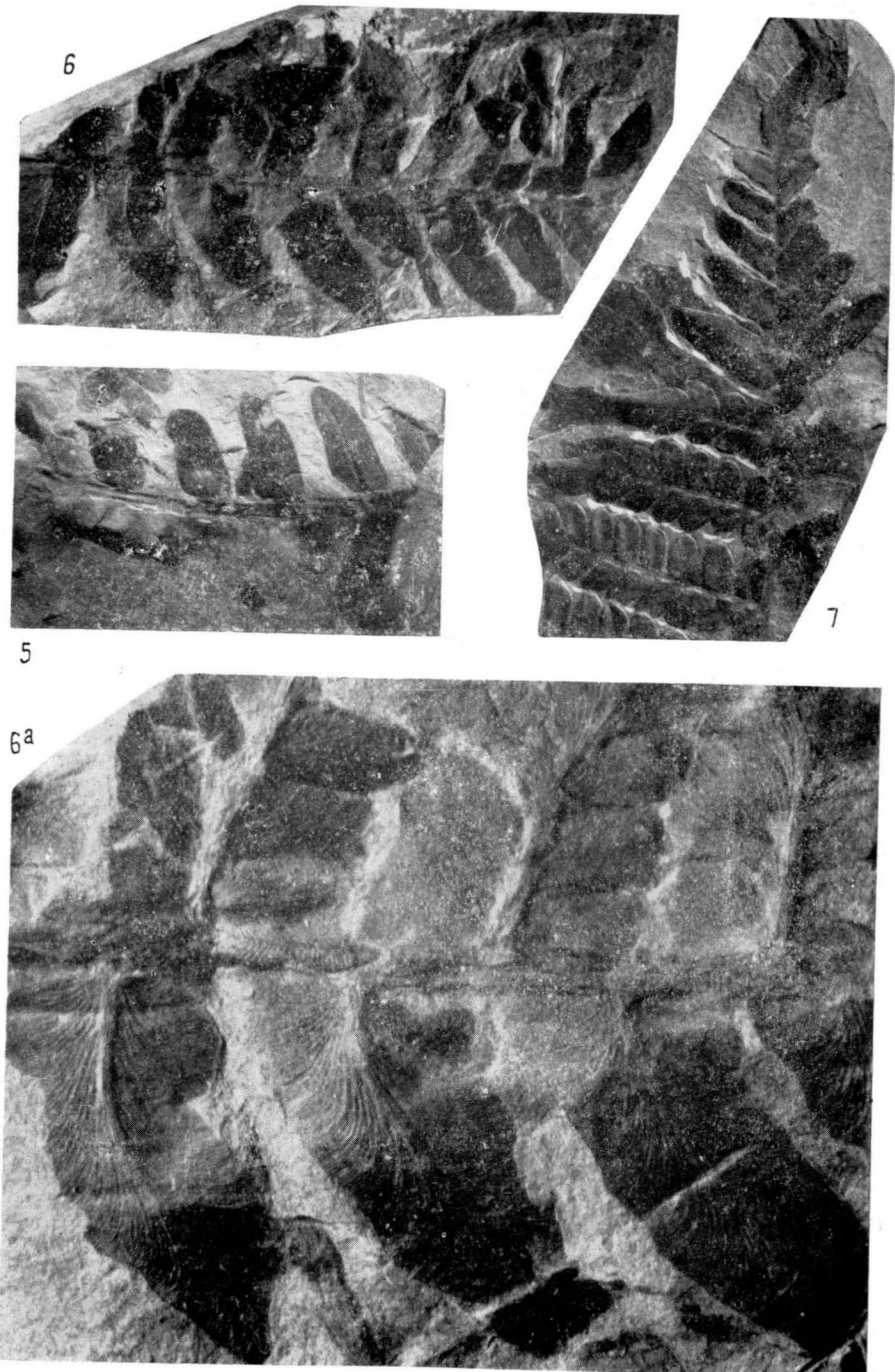


PLATE (LÁMINA) 4

Fig. 7a. *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* nov. var.

The apical part of the specimen figured on Pl. 3, fig. 7 which has been enlarged three times in order to show the progressive fusion of the basiscopic side of the pinnule bases with the supporting rachis (mixoneuroid character). The basiscopic auricle is also clearly developed. It may also be noted that the pinnules are relatively slender and, consequently, show the lateral veins in a more or less oblique position on the pinnule borders. This type of pinnules is more typical of the earlier forms of *Neuropteris ovata* than it is of *Neuropteris ovata* var. *grand'euryi*, where it may be restricted more or less to the apical portions of major pinnae.

La parte apical del ejemplar ilustrado en la lámina 3, fig. 7, que ha sido aumentada tres veces para mostrar la fusión progresiva de la base de las pínulas con el raquis soporte (característica mixoneuroide). Asimismo se nota la «orejita» bien desarrollada en la base de las pínulas. Resulta notable que las pínulas en esta parte apical de una pina de más de último orden se presentan bajo el aspecto más bien estrecho, con los nervios laterales bastante oblicuos sobre los bordes de las pínulas, que caracteriza generalmente a la forma típica de *Neuropteris ovata*. Indica la persistencia de este tipo de pínula en la parte apical de las pinas mayores de *Neuropteris ovata* var. *grand'euryi*, mientras que las pínulas corrientes de esta variedad se caracterizan más bien por su aspecto más ancho, con una nerviación algo más apretada y perpendicular sobre el borde de las pínulas.

Fig. 7b. Basal part of the specimen figured on Pl. 3, fig. 7, which has been enlarged three times to bring out the mixoneuroid insertion of the pinnules in the somewhat underdeveloped pinnae of the last order in the apical region. Note also the obliquity of the veins in those pinnules. Attention may be drawn as well to the presence of square-looking basal catadromous pinnules.

Aumento por tres de la parte basal del ejemplar ilustrado en la lámina 3, fig. 7. Se nota el carácter mixoneuroide de las pínulas aún poco desarrolladas de las pinas del último orden que ocurren en la parte apical de una pina del penúltimo orden. Igualmente se observa la posición oblicua de los nervios laterales sobre los bordes de las pínulas, así como la presencia de pínulas más o menos cuadradas en la base de las pinas del último orden.

Fig. 8. *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* nov. var.

A pinna of the last order with somewhat lengthened pinnules which show a beginning of lobing in the basal part of the pinna.

Repository: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: tip of the mine «San Nicolás» (loc. 1100).

Una pina del último orden con pínulas alargadas que empiezan a lobularse en la parte basal de la pina.

Colécción: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: escombrera de la mina «San Nicolás» (loc. 1100).

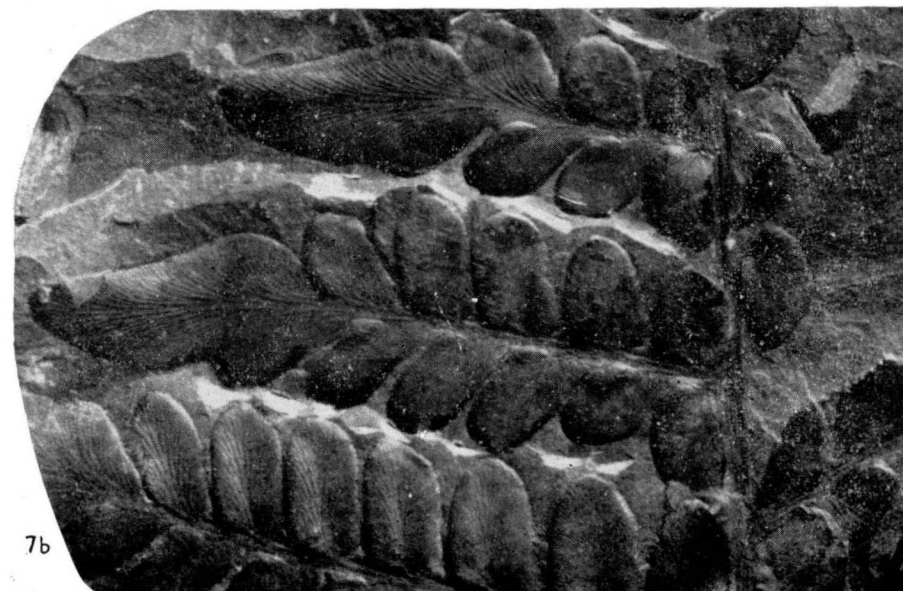
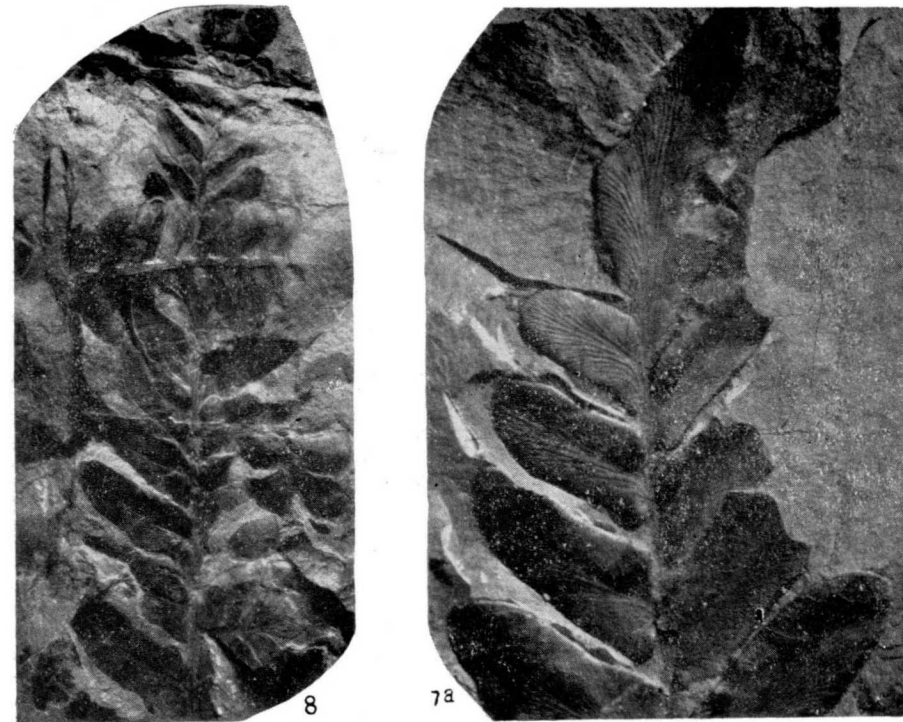


PLATE (LÁMINA) 5

Fig. 9. *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'curyi* nov. var.

Fragment of a pinna of the penultimate order.
 Repository: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.
 Origin: tip of the mine «San Nicolás» (loc. 1100).

Fragmento de una pina del penúltimo orden.
 Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.
 Procedencia: escombrera de la mina «San Nicolás» (loc. 1100).

Fig. 9a. The same specimen, three times enlarged to show the habit and nervation of the pinnules as well as the somewhat square basal catadromous pinnules on the pinnae of the last order. It should be noted that the pinnules in the upper part of the specimen are more mixoneuroid and show more oblique veinlets than those in the lower part, which tend towards the average type of pinnule in the variety *grand'curyi*.

El mismo ejemplar, aumentado tres veces para mostrar la forma y nerviación de las pinulas, así como el aspecto más o menos cuadrado de las pinulas basales de las pinas del último orden. Se nota igualmente que las pinulas en la parte alta del ejemplar son más mixoneuroides, con una nerviación más ascendente, que las de la parte baja, donde las pinulas se aproximan más al tipo medio y corriente que ocurre en la variedad *grand'curyi* (es decir, pinulas relativamente anchas con la nerviación más o menos perpendicular sobre los bordes de la pinulas).

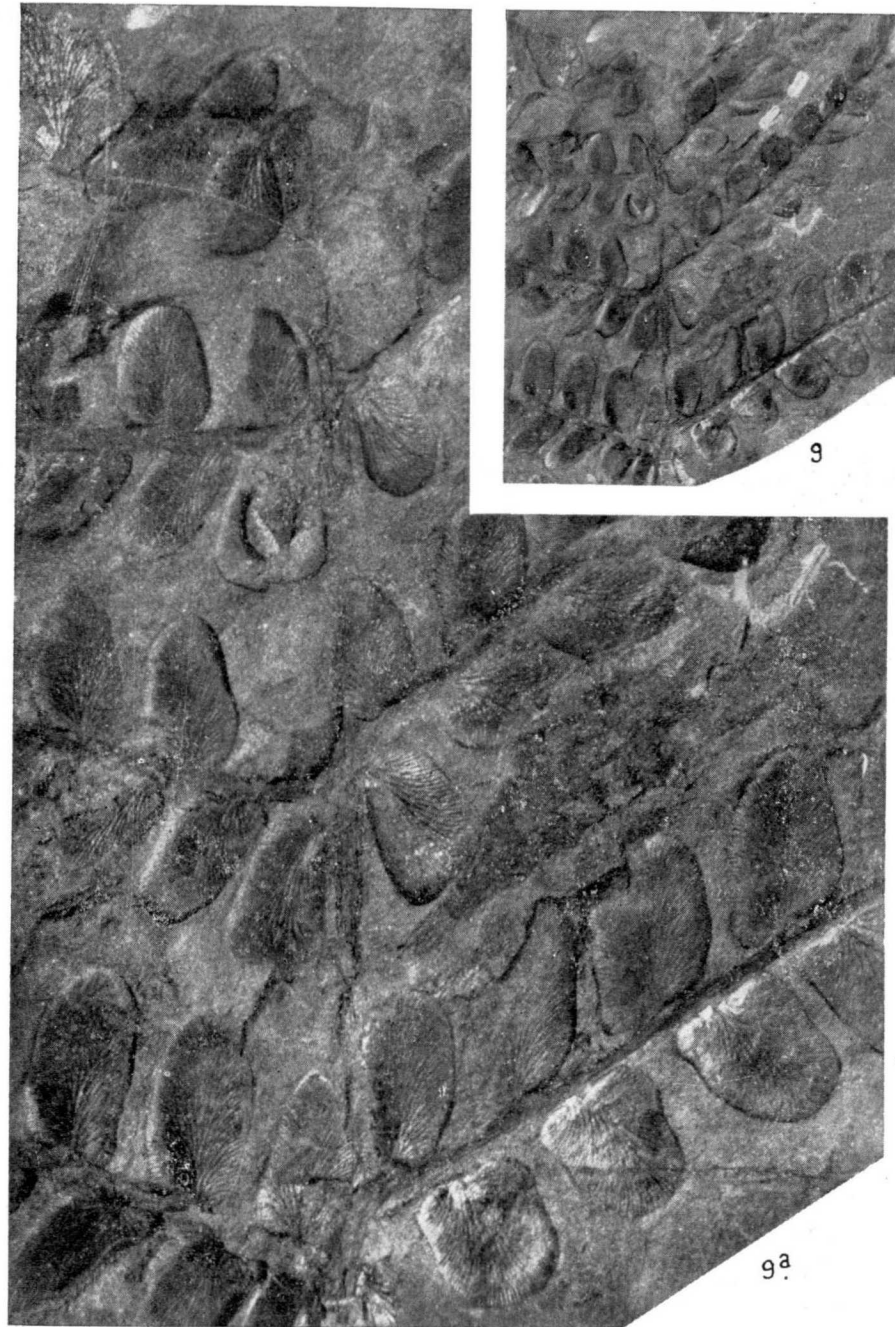


Fig. 10. *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* nov. var.

Apical part of a pinna of the last order which shows the typical, rather broad form of pinnule characterising the variety.

Repository: Institute «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: tip of the mine «La Gamonera» (loc. 1075), north of Llombera, Ciñera-Matallana coalfield; material from the San José formation.

Parte apical de una pina del último orden mostrando la forma típicamente ancha de las pínulas corrientes en la variedad *grand'euryi*.

Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: escombrera de la mina «La Gamonera» (loc. 1075), al norte de Llombera, cuenca minera de Ciñera-Matallana; los ejemplares proceden del paquete de San José.

Fig. 10a. The same specimen, three times enlarged to show the mixoneuroid insertion of the pinnules towards the apex of the pinna as well as the dense nervation which is characterised by nervules reaching the pinnule borders at about right angles.

El mismo ejemplar, aumentado tres veces para mostrar las tendencias mixoneuroides en la parte apical de la pina, así como la nerviación apretada y casi perpendicular sobre los bordes de las pínulas.

Fig. 11. *Cyclopteris fimbriata* Lesquereux (= *Cyclopteris* of *Neuropteris ovata* Hoffmann).

Detached Cyclopterid pinnule with a fringed border.

Repository: Institute «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: outcropping shales at the entrance of an adit at about 500 metres northwest of Aviados, in the southeastern spur of the Ciñera-Matallana coalfield (loc. 927).

Pínula cyclopterioide aislada, que está caracterizada por su borde franjeado.

Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: pizarras en la entrada de la bocamina a unos 500 metros al noroeste de Aviados, en el espolón suroriental de la cuenca minera de Ciñera-Matallana (loc. 927).

Fig. 12. *Neuropteris praedentata* Gothan (= *Neuropteris crenulata* Zeiller, non Brongnart).

Detached, rather badly slickensided pinnule.

Repository: Institute «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: tip of the mine «La Gamonera» (loc. 1075).

Pínula aislada y bastante borrosa por movimiento de la pizarra.

Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: escombrera de la mina «La Gamonera» (loc. 1075).

Fig. 12a. The same specimen, three times enlarged to indicate the rather wide nervation.

El mismo ejemplar, aumentado tres veces para mostrar la nerviación espaciada.

Fig. 13. *Neuropteris praedentata* Gothan.

A detached pinnule with tapering lateral borders.

Repository: Institute «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: sandy shales outcropping in the mountain-side north of the Esperanza valley, at about 225 metres above the first *Leaia* band in the Ciñera-Matallana coalfield; these strata belong to the San José formation (loc. 1259).

Pínula aislada que tiene los bordes laterales convergentes.

Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: pizarras arenosas que afloran en la ladera septentrional del valle de Esperanza, cuenca minera de Ciñera-Matallana; la localidad (núm. 1259) se encuentra a unos 225 metros encima del primer nivel con *Leaia* y pertenece al paquete de San José.

Fig. 13a. The same pinnule, three times enlarged to show its crenulate border (in the upper part) and the very characteristic nervation consisting of a thin, distinct midvein and widely spaced laterals.

La misma pínula, aumentada tres veces para indicar las denticulaciones del borde apical, así como la nerviación espaciada.

Fig. 14. *Neuropteris praedentata* Gothan.

Another detached pinnule with the same characteristics. N. B. All the pinnules illustrated here are relatively small and do not represent the full size range of pinnules of *Neuropteris praedentata* which may often be twice to three times larger.

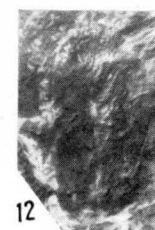
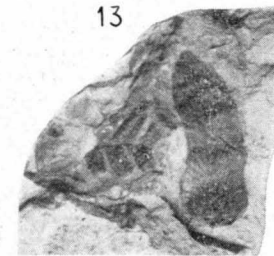
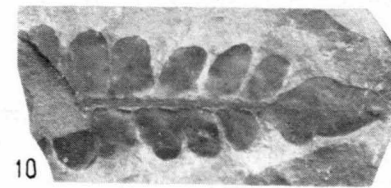
Repository: Institute «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: roof-shales of a coal smut at some 295 metres above the first *Leaia* band (loc. 1265); in strata belonging to the upper part of the San José formation, outcropping in the mountain-side north of the Esperanza valley, Ciñera-Matallana coalfield.

Otra pínula aislada que muestra las mismas características. N. B. Se advierte que las pínulas encontradas en la cuenca minera de Ciñera-Matallana son todas de un tamaño más o menos pequeño; en efecto, las pínulas de *Neuropteris praedentata* pueden ser dos o tres veces más grandes (tal como ocurre en ejemplares de Puerto Ventana y Tineo).

Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: pizarras al techo de pizarras carbonosas representando la parte más superior del paquete de San José improductivo en la ladera septentrional del Valle de Esperanza, a unos 295 metros encima del primer nivel con *Leaia* en la sucesión de Ciñera-Matallana (loc. 1265).



10^a

10

14

13

11

12

12^a

13^a

PLATE (LÁMINA) 7

Fig. 14a. *Neuropteris praedentata* Gothan (= *Neuropteris crenulata* Zeiller, non Brongnart).

The same specimen as figured on Pl. 6, fig. 14, which has been enlarged three times in order to show the crenulate apical border as well as the thin midvein and equally thin, widely spaced lateral veins.

El mismo ejemplar de la lámina 6, fig. 14, que está aumentado tres veces para indicar el borde apical denticulado, así como el nervio medio bastante fino y los nervios laterales espaciados.

Fig. 15. *Neuropteris gallica* Zeiller.

A well-preserved, detached pinnule of broadly linear shape, with a rounded apex.

Repository: Institute «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: shales of the San José formation outcropping in the mountain-side north of the Esperanza valley (loc. 1259).

Una pínula aislada y bien conservada, que muestra su aspecto típicamente ancho y lineal, con el ápice redondeado.

Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: pizarras pertenecientes al paquete de San José, que afloran en la ladera septentrional del Valle de Esperanza (loc. 1259).

Fig. 15a. The same specimen, three times enlarged to show the rather prominent midvein and the crowded laterals reaching the pinnule borders at angles of about 70° to 80°. In the top part of the pinnule some hairs are visible in the region of the midvein.

El mismo ejemplar, aumentado tres veces para mostrar el nervio medio destacado, así como los nervios laterales apretados, que llegan sobre el borde de la pínula bajo un ángulo de 70° a 80° aproximadamente. Asimismo se notan algunos pelos en la proximidad del nervio medio en la parte superior de la pínula.

Fig. 16. *Neuropteris gallica* Zeiller.

Two somewhat fragmentary pinnules which may have belonged to one and the same pinna of the last order.

Repository: Institute «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: shales of the San José formation, north of the Esperanza valley (loc. 1259).

Dos pínulas fragmentarias que, probablemente, pertenecen a la misma pínula del último orden.

Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: pizarras del paquete de San José en la ladera septentrional del Valle de Esperanza (loc. 1259).

Fig. 16 a. The same pinnules, three times enlarged to show the presence of relatively long hairs crossing the veins in the upper part of the pinnules. They occur particularly in the region of the midvein.

Las mismas pínulas, aumentadas tres veces para mostrar la presencia de pelos en la parte superior de las pínulas.

PLATE (LÁMINA) 7

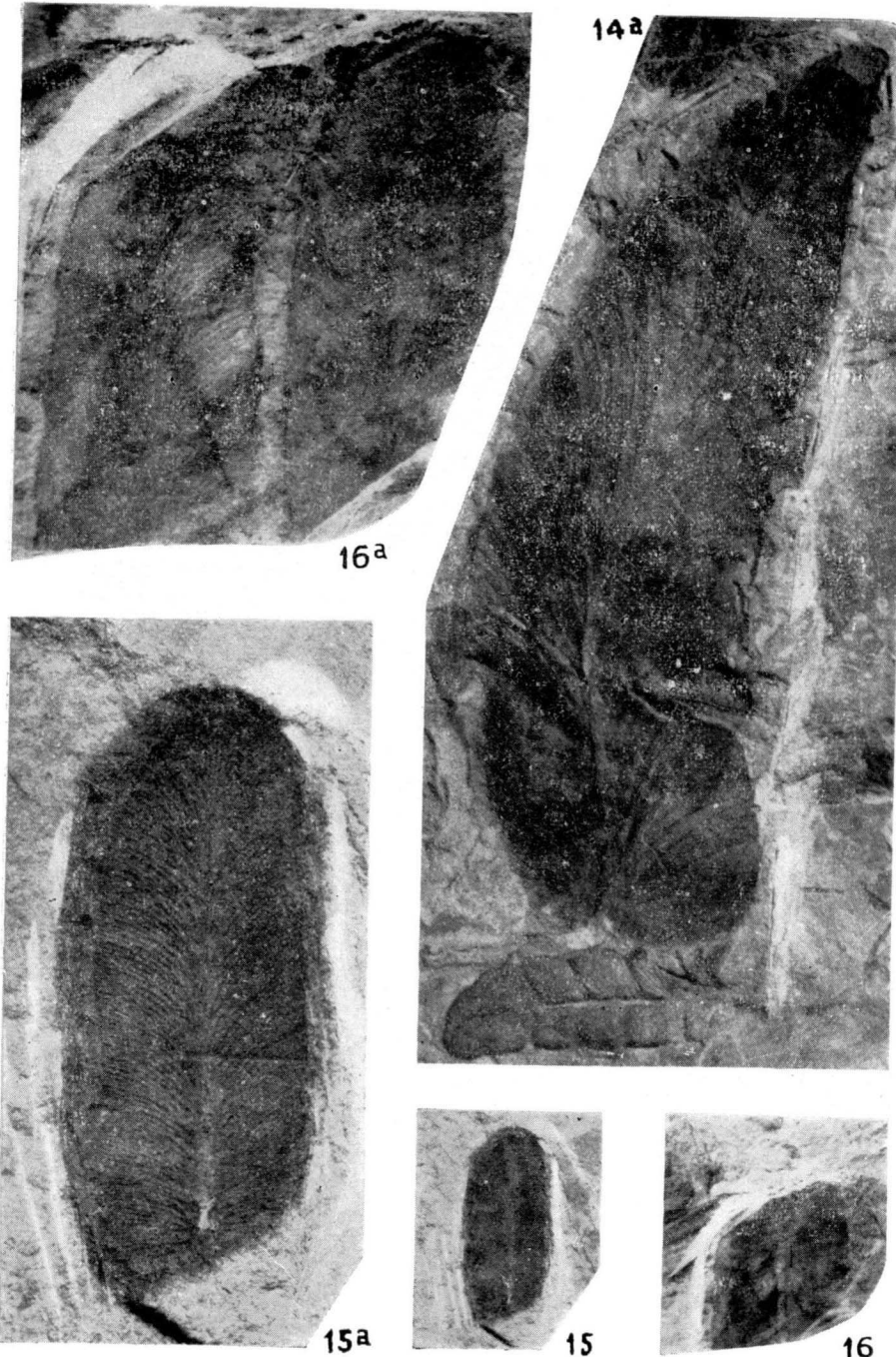


PLATE (LÁMINA) 8

Fig. 18. *Neuropteris auriculata* Brongniart.

Some isolated pinnules of moderate size.

Repository: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: shales of the San José formation outcropping in the mountain-side north of the Esperanza valley (loc. 1259).

Algunas pinulas aisladas de tamaño regular.

Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: pizarras pertenecientes al paquete de San José, que afloran en la ladera septentrional del Valle de Esperanza (loc. 1259).

Fig. 18a. One of the pinnules figured in fig. 18, which has been enlarged three times in order to show the somewhat undulated border, the virtual absence of a midvein and the closely spaced laterals. This relatively broad and rather short type of pinnule with a nervation which seems to radiate almost from a single point in the base of the pinnule, is reminiscent of those figured in an intercalated position between pinnae of the last order in Brongniart's holotype.

Una de las pinulas de la figura 18, que ha sido aumentada tres veces para mostrar los bordes algo ondulados, la ausencia de un nervio central y la densidad de los nervios laterales. El aspecto relativamente ancho y corto de la pinula, así como sus bordes ondulados y la ausencia de un nervio central, presentan analogías marcadas con pinulas intercaladas entre pinas del último orden en el holotipo de *Neuropteris auriculata*, ilustrado por Brongniart.

Fig. 19. *Neuropteris auriculata* Brongniart.

A detached pinnule which shows a cordate base.

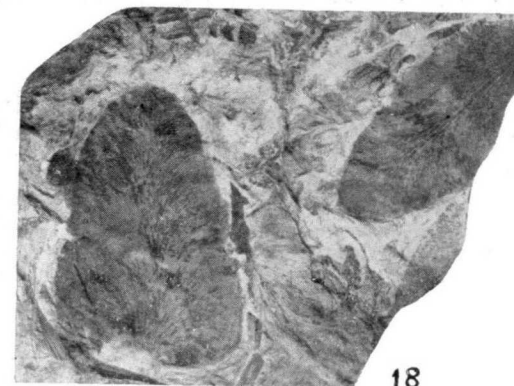
Repository: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: tip of the mine «Teresita», at 1-2 kilometres SW. of Utrillo, in the upper reaches of the valley of the Porma river (León) (loc. 947).

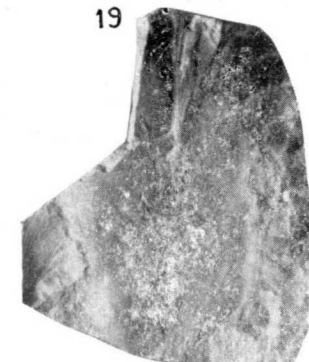
Una pinula aislada con la base típicamente en forma de corazón.

Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: escombrera de la mina «Teresita» (loc. 947), a 1-2 kilómetros al suroeste de Utrillo (León), en el valle superior del río Porma.

18^a

18



19

PLATE (LÁMINA) 9

Fig. 18 b. *Neuropteris auriculata* Brongniart.

The other one of the pinnules figured on Pl. 8, fig. 18, which has been enlarged three times to show the presence of a midvein in the lower part of the pinnule as well as the closely arranged nervules. This specimen may well have occupied an average position on a pinna of the last order.

La otra de las pínulas ilustradas en la lámina 8, fig. 18, que está aumentada tres veces para indicar la presencia de un nervio central en la parte inferior de la pínula así como la colocación apretada de los nervios laterales. Este ejemplar parece representar el tipo medio de las pínulas de *Neuropteris auriculata*.

Fig. 19 a. *Neuropteris auriculata* Brongniart.

The basal part of the pinnule figured on Pl. 8, fig. 19, which has been enlarged three times in order to show the cordate base and, particularly, the closely spaced nervules which steeply ascend from the midvein or the pinnule base, but rapidly curve away from the midvein to reach the pinnule border at right angles.

Aumento por tres de la parte basal de la pínula ilustrada por la lámina 8, fig. 19. Muestra, sobre todo, la nerviación apretada de los nervios laterales que ascienden casi verticalmente del nervio central o directamente de la base de la pínula, para cambiar después de dirección hasta llegar perpendicularmente sobre los bordes de la pínula.

Fig. 20. *Neuropteris* sp. (cf. *zeilleri* de Lima).

A single pinnule which has been broken off at the top.

Repository: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Origin: outcropping shales at about 10 metres below seam O of the La Competidora complex (lower coal-bearing formation), at the Pass of Tabliza, north of Llombera, Ciñera-Matallana coalfield (loc. 1134).

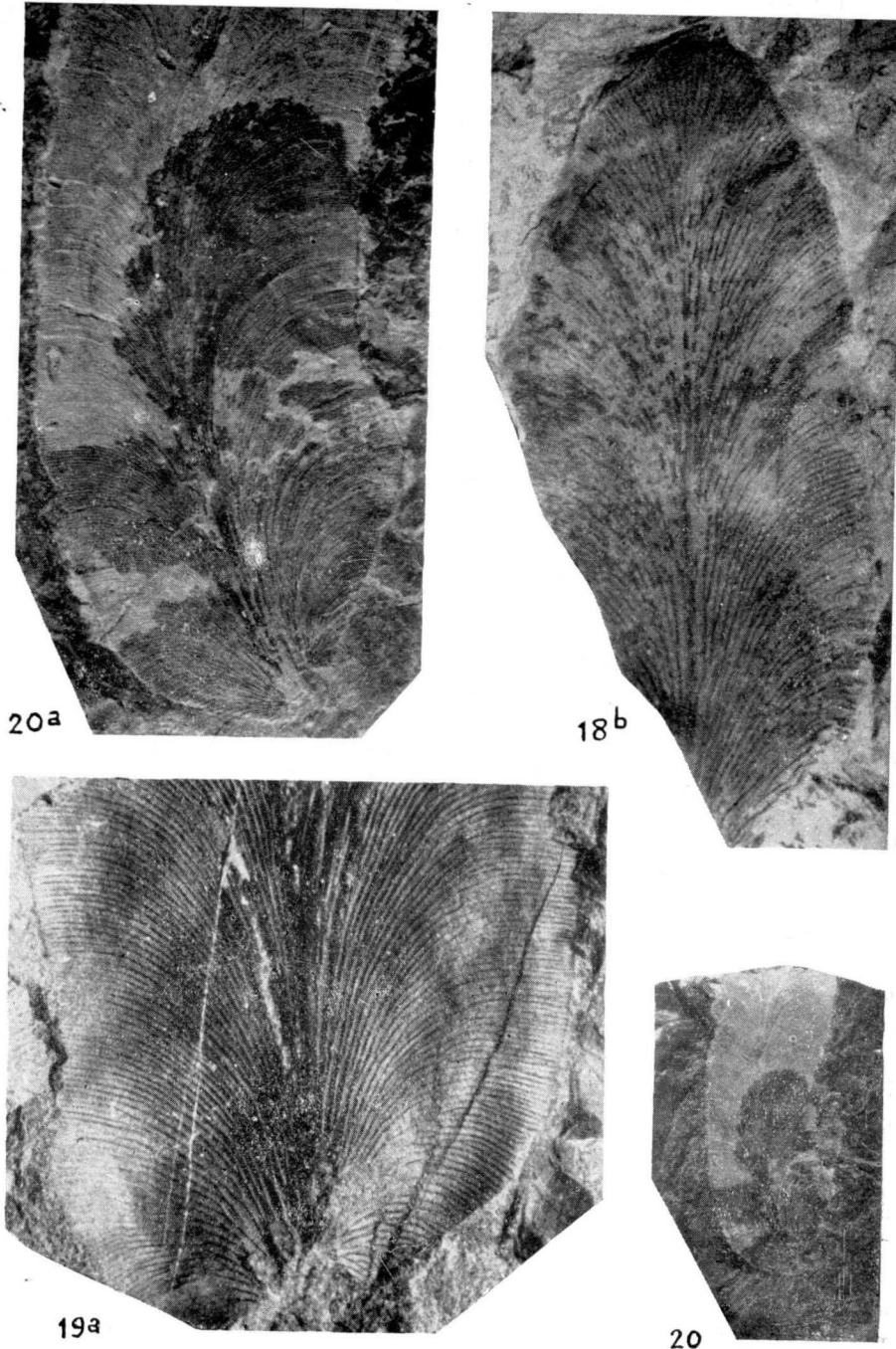
Una pínula aislada con el ápice roto.

Colección: Instituto «Lucas Mallada», Museo Nac. Ci. Nat. Madrid.

Procedencia: pizarras a unos 10 metros por debajo de la capa O, de La Competidora (paquete inferior), en el Alto de Tabliza, al norte de Llombera, Ciñera-Matallana (loc. 1134).

Fig. 20a. The same pinnule, three times enlarged to show the short midvein and the extremely close laterals which reach the pinnule borders at right angles. Several casts of ostracod shells are visible as well.

La misma pínula, aumentada tres veces para mostrar el nervio central muy reducido y los nervios laterales extremadamente apretados que llegan perpendicularmente sobre el borde de la pínula. Además, se notan moldes de ostrácodos (*Carbonita*).



JUAN ROSELL SANUY

SOBRE LA EXISTENCIA DE LA DISCORDANCIA PRECENOMANIENSE EN EL PREPIRINEO DE LA PROVINCIA DE LERIDA

RESUMEN

Durante el estudio de la geología del Mesozoico de un sector del Prepirineo en la provincia de Lérida, comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana, he tenido ocasión de constatar la existencia de una fase orogénica paleoalpídica de edad cenomaniense, desconocida en el S. de los Pirineos, si bien había sido ya demostrada al N. de dicha cordillera.

Es en las sierras de Santa Fe y Boumort (Orgañá) en donde existen las pruebas más claras de la mencionada fase de plegamiento. El ejemplo más expresivo de la discordancia que ocasiona se encuentra en el extremo W. del pequeño valle de Senyús. Aquí la serie pre-cenomaniense, formada por unas capas margo-calcareas en las que es posible, por sus faunas, individualizar dos niveles (el inferior, Aptiense y el superior, Albiense), soporta el complejo calcáreo de la sierra de Santa Fe, de edad turoniense (en el que, quizá se incluyen también el Cenomaniense más alto), al cual sigue un flysch calcáreo-margoso con fósiles típicos del Santoniense. Estructuralmente corresponde al flanco N. del sinclinal de Santa Fe, en donde los materiales del Aptiense + Albiense están fuertemente plegados, sus buzamientos oscilan entre 40 y 70°, y los que forman la cobertera post-cenomaniense rarisimas veces alcanzan los 40° de inclinación. De este hecho se deduce que mientras la estructura pre-cenomaniense corresponde a una serie en disposición monoclinal que abarca desde el Albiense hasta los estratos más inferiores cretácicos, e incluso, en algunos casos, hasta los jurásicos, la estructura post-cenomaniense corresponde a un laxo anticlinal que fosiliza la estructura anterior y da lugar a la sierra del Boumort.

Esta discordancia se va atenuando hacia el sector occidental, hasta desaparecer en las cercanías del valle del Noguera Pallaresa, en donde el Cenomaniense está representado tan sólo por unas decenas de metros de calizas y descansa normal y concordante sobre el Aptiense superior + Albiense.

INTRODUCCIÓN

En el curso de los trabajos previos a la redacción de mi tesis sobre la geología del Mesozoico de un sector del Prepirineo en la provincia de Lérida, comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana, he tenido ocasión de constatar la existencia de una fase de plegamiento de edad cenomaniense, que ha sido la causante de la discordancia existente entre los materiales del Albiense o los inferiores a este nivel y su cobertura correspondiente al Cenomaniense más alto y a los depósitos senonienses suprayacentes.

La existencia de esta discordancia era desconocida hasta el momento presente en el sector S. de los Pirineos, si bien fue ya localizada hace muchos años (D'Archiac, 1859) al N. de dicha cordillera. Posteriormente a los trabajos de D'Archiac los problemas que plantea esta discordancia han despertado la atención de numerosos investigadores, cuya labor ha fructificado una serie de trabajos. Cabe citar entre los más importantes los de Garrigou (1866), Lacrivier (1884), Bertrand (1907), Buxtorf (1930), Casteras (1928, 1930, 1933), Schneegans & Barbier (1942), Lamare (1942), Gubler & Vatan (1943), Gubler (1946). De todos ellos es el estudio de Casteras (1933) el que aporta mayor número de datos concretos y detallados en favor de la existencia de una tal fase de plegamiento. En el trabajo que aludimos se demuestra de manera irrefutable la existencia de una discordancia pre-cenomaniense, al mismo tiempo que se prueba que los empujes orogénicos alpidicos anteriores a la sedimentación del Cenomaniense han jugado un papel de suma importancia en la génesis de los Pirineos. Esta fase de plegamiento intra-cretácica, según se deduce de los anteriores estudios, tuvo lugar principalmente —en el Pirineo francés— en los sectores oriental y central, no dejando sentir sus efectos en la parte occidental norpirenaica.

Esta nota tiene como objeto el demostrar que también al S. de los Pirineos y en la región por mí estudiada, esta fase orogénica tuvo gran importancia.

Previa una rápida visión de conjunto, describiré con detalle los cortes en los que este accidente se muestra con mayor claridad.

RASGOS GEOGRÁFICOS

En el conjunto de la Cordillera Pirenaica pueden distinguirse las dos unidades siguientes: 1.ª La zona axial formada por un núcleo granítico-gneísico recubierto por una cobertura paleozoica más o menos metamorfozada. Y 2.ª El Prepirineo, predominantemente mesozoico, que a modo de rebordé, se extiende paralelamente a ambos lados de la zona axial.

En nuestro Prepirineo podemos distinguir dos sistemas de sierras: las interiores y las exteriores, ambas separadas por la depresión media.

Las Sierras interiores, objeto de mi estudio, ven interrumpidas sus cuerdas orográficas por un sistema de profundos valles que cortan ortogonalmente las estructuras. Dos de estos valles, ubicados en la provincia de Lérida, constituyen los límites oriental y occidental de mi tesis: son las correspondientes al río Segre en el E. y al Noguera Ribagorzana situado en el W. Dentro de esta amplia zona, es en el valle del Segre y en las Sierras de Boumort y Santa Fe, donde se observan las pruebas más tangibles de la mencionada discordancia. Esta tiene un carácter espectacular en la Sierra del Boumort (cabecera del pequeño valle de Senyús), por carecer dicha sierra de vegetación, no presentar depósitos importantes de derrubios de pendiente que enmascaren las estructuras y por mostrar una discordancia angular en sus estratos de casi 50°. No obstante, es en la Sierra de Santa Fe, en las cercanías del pueblo de Orgañá, donde este accidente tectónico alcanza la mayor amplitud, como lo demuestra el estudio de las series estratigráficas.

Hupé (1954) cita una discordancia entre las dolomías jurásico-cretácicas, observada en multitud de afloramientos en el Prepirineo aragonés, dice, no obstante, que en ninguna ocasión ha podido constatar la existencia de una discordancia en los terrenos cenomanienses. La cartografía de mi tesis doctoral alcanza por el occidente hasta el límite interprovincial Lérida-Huesca, y es allí donde precisamente el Cenomaniense adquiere mayores potencias y descansa en contacto completamente normal sobre la serie Aptiense-Albiense; este hecho viene a corroborar las observaciones efectuadas por Hupé.

ESTRATIGRAFÍA

La serie estratigráfica de este sector prepirenaico debe considerarse distribuida en dos subseries parciales, a saber: la que constituye el zócalo pre-cenomaniense y la subserie post-cenomaniense.

1. Serie pre-cenomaniense

La serie calcárea cretácica que descansa sobre las dolomías del Dogger se reúne bajo la denominación de complejo Urgo-Aptiense. Esta está constituida por unas calizas negruzcas azoicas que alternan localmente con delgadas capas margosas. En la parte superior se convierten en más margosas e incluyen algunos restos de foraminíferos (Miliólidos). Su potencia puede evaluarse en unos 450 metros.

Sobre estas calizas yacen en perfecta concordancia unas margas, con pequeñas intercalaciones calcáreas en las que se hallan frecuentemente Ammonites piritosos, tales como: *Desmoceras cesticulatus* Leim., *Dufrenoyia furcata* Sow., *Phylloceras guettardi* D'Orb., *Pseudosaynelia bicurvata* Mich. Su potencia aproximada es asimismo de unos 450 metros.

Sobre este nivel predominantemente margoso yace un tramo más calcáreo (calizas-margosas), donde abundan extraordinariamente las Orbitolinas y los bancos de Ostreas de gran tamaño, asociadas a *Polyconites verneuili* Bayle y a *Pseudotoucasia santanderensis* Douv. Este tramo podríamos considerarlo como el Aptiense superior o el de tránsito al Albiense. Su potencia aproximada puede valorarse en 300 metros.

Constituye el techo de la formación pre-cenomaniense un lecho margoso, localmente calcáreo-margoso, en especial al E., donde no he encontrado fósiles, pero de cuyo nivel Vidal (1875) cita la *Nucula bisirigata* Fitt., que caracteriza al Albiense. Su espesor aproximado es de 250 metros.

Una vez depositados estos últimos materiales, fueron plegados por una fase orogénica paleo-álpida, adquiriendo la configuración de serie monoclinial con buzamiento al S., que constituye el inicio del flanco N. del sinclinal que origina a la Sierra de Santa Fe y constituye un relieve invertido.

2. Serie post-cenomaniense

Se inicia con un lecho calcáreo de unos 10 metros de potencia con *Prævalveolina cretacea* Reich. y *Orvalveolina ovum* Reich., que nos permite su atribución al Cenomaniense más alto.

Le siguen unos 60 metros de calizas, ya blanquecinas, ya rojizas, con secciones de fósiles indeterminables, al parecer de Caprinidos. En la parte más alta de este nivel calcáreo he hallado el *Vaccinites petrocoriensis* Douv., que permite su atribución al Turoniense. Rosell (1962). El tramo calcáreo detrítico inmediatamente superior a esta formación de aproximadamente 30 metros de espesor, lo he atribuído asimismo al Turoniense, pues constituye el yacente del flysch calcáreo margoso santoniense perfectamente datado por sus faunas de equínidos, de rudistidos y de foraminíferos.

La sedimentación a partir del Santoniense se sigue sin interrupción hasta los hechos paleocénicos, aunque en la zona donde se ha observado la discordancia no existen lechos superiores al Santoniense por haber sido barridos totalmente por la erosión que afecta también parcialmente a los de este nivel.

Astre (1929), en su trabajo sobre la edad de las calizas margosas que constituyen la base del escarpe de Santa Fe, basado en el estudio de las

Orbitolinas que incluyen, demuestra que la fauna no es lo suficientemente característica como para su atribución al Cenomaniense, ya que la especie que él cita como característica de este nivel *O. andreae* Mart. es aquí de muy reducido tamaño y va asociada a otras especies que lógicamente incluiría con mayor razón al Albiense y quizá al Aptiense superior. En todas las formaciones del prepirineo es donde los depósitos del Cenomaniense se hallan bien representados, y poseen faunas de Orbitolinas la *O. andreae* Mart. (= *O. aperta* Erm.) presenta su tamaño normal, que es por término medio unos 2,5 centímetros de diámetro.

Si realizamos un mapa estructural desde la base del Boumort hasta Santa Fe, cerca de Orgañá, observamos que el tramo calcáreo margoso, con abundancia de Orbitolinas, ya planas, ya cónicas, que separa la formación margosa del Aptiense medio, bien datado por una rica fauna de Ammonites piritosos, de la margosa y que he atribuído al Albiense, va acercándose cada vez más a la base de la Sierra de Santa Fe hasta coincidir con el tramo basal del mencionado escarpe. A esto debe añadirse que después de una intensa investigación en estos lechos (capas 11 y 12 de Astre) en busca de macrofósiles, he podido constatar que dichas Orbitolinas planas van asociadas frecuentemente a las típicas cónicas del Aptiense. Es por ello, que la edad de esta formación es algo más antigua a la atribuída por Astre y deben datarse estos lechos como del Aptiense superior y a lo sumo como pertenecientes a un tramo comprensivo de este nivel y la base del Albiense. Astre observa ya algo anormal en la serie estratigráfica de Santa Fe, pero como su trabajo no pretende la datación de la serie calcárea que constituye el escarpe, no se da cuenta de la paulatina regresión cenomaniense, en dirección W.

TECTÓNICA

Como ya he indicado, los materiales pre-cenomanienses están fuertemente inclinados al S. y constituyen el inicio del sinclinal de Santa Fe, modelado con mayor intensidad en el tramo calcáreo turoniense. Este sinclinal, por el sector N., limita con la laxa bóveda del Boumort parcialmente fosilizada por conglomerados terciarios y que descansa fuertemente discordante sobre una serie monoclinial forjada en los materiales que constituyen el zócalo pre-cenomaniense.

1. Disposición tectónica en el corte de Santa Fe de Orgañá (fig. 1)

En el extremo oriental del amplio sinclinal Erbasabina-Orgañá puede deducirse, estudiando la estratigrafía del Cretácico, que faltan en gran parte los sedimentos correspondientes al Albiense y al Cenomaniense. Es siguiendo

el camino que desde el pueblo de Orgañá conduce a la Ermita de Santa Fe donde efectuamos estas observaciones al intentar establecer, como hizo Astre para los niveles inferiores, una serie estratigráfica tipo. En ella quedaría bien representado el tramo margoso del Aptiense medio y el tramo de calizas margosas con Orbitolinas (que cambian lateralmente de facies hacia el E. y el S. convirtiéndose en margas calcáreas alternantes con algunos lechos margosos); en cambio falta por completo el tramo margoso superior al de calizas margosas con Orbitolinas y que he atribuido al Albiense, así como parcial o totalmente el Cenomaniense, que si en realidad existe estaría representado por un tenue episodio calcáreo con Paleoalveolinas.

Aquí las características topográficas y estructurales no permiten la ob-

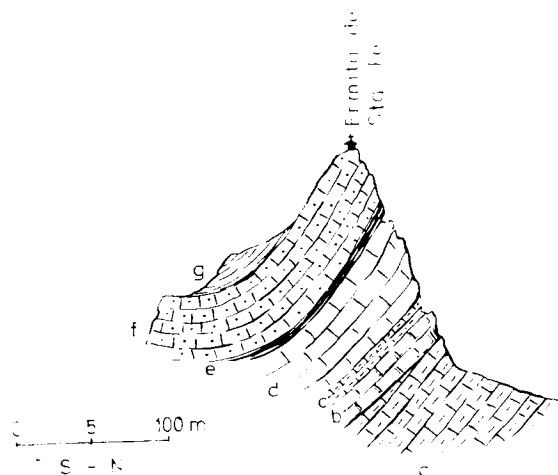


Fig. 1

- | | |
|--|-----------------------|
| a (= 1) — Calizas margosas APTIENSE SUPERIOR. | |
| b (= 3) — Calizas grises CENOMANIENSES. | |
| c (= 4) — Calizas margosas gris amarillentas. | } TURONIENSE INFERIOR |
| d (= 5) — Calizas gris blanquecinas. | |
| e (= 6) — Margas gris ocreas. | |
| f (= 7) — Calizas arenosas amarillentas TURONIENSE SUPERIOR. | |
| g — Flysch calcáreo margoso SANTONIENSE INFERIOR. | |

tención de un corte muy detallado por carecer de buenos afloramientos, ya que en primer lugar existen extensos depósitos de derrubios de pendiente que fosilizan el contacto y, en segundo, debido a que la discordancia angular, por lo que se deduce de los buzamientos más cercanos medidos, posee un aspecto de pseudoconcordancia.

2. Corte estructural de la Sierra del Boumort (fig. 2)

Este corte se ha efectuado en los alrededores del punto más alto de la Sierra de Boumort (La Creueta, 2.091 m.), paraje donde concurren la cabecera de tres importantes valles orientados de E. a W., el de la Coma d'Orient que finaliza en el río Noguera Pallaresa, y los de Senyús y Cabó, el primero afluente del segundo, cuyas aguas, bajo el nombre de río Pujal, fluyen al Segre.

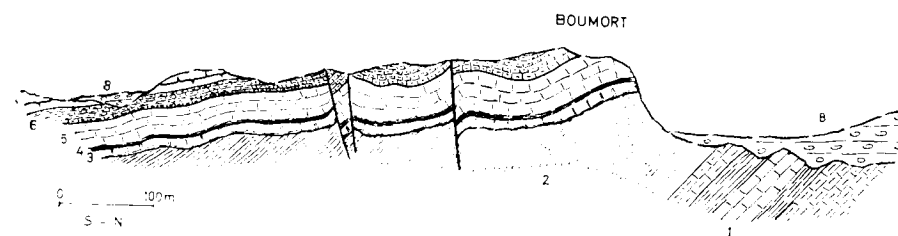


Fig. 2

- | | |
|---|-------------------|
| 1. — Margas y calizas margosas gris negruzcas con Orbitolinas APTIENSE. | |
| 2. — Margas grises con nódulos de limonita ALBIENSE. | |
| 3. — Calizas grises con microfauna CENOMANIENSE. | |
| 4. — Margas astillosas gris amarillentas. | } TURONIENSE INF. |
| 5. — Calizas grises. | |
| 6. — Calizas margosas gris ocreas. | |
| 7. — Calizas grises con secciones de rudistidos TURONIENSE SUP. | |
| 8. — Conglomerados terciarios. | |

DISCORDANCIAS: Aptiense, Albiense - Cenomaniense, Turoniense y Cretácico - Terciario.

Es en este corte donde pueden observarse, en un pequeño trayecto, claras muestras de la existencia de dos discordancias: la *cenomaniense* y la *terciaria o post-luteciense*. La primera se efectúa entre las calizas margosas con Orbitolinas e incluso el tramo margoso del Albiense y el complejo calcáreo de la Sierra de Santa Fe, que, repito, debe atribuirse en su mayor parte al Turoniense. La segunda, en cambio, es la discordancia clásicamente ya conocida entre las grandes masas de conglomerados post-lutecienses y el basamento cretácico.

Es en la cabecera del valle de Senyús donde se nos muestra el más claro afloramiento que nos pone en evidencia la existencia de dicha discordancia. Es aquí donde los materiales del Aptiense y del Albiense poseen un fuerte buzamiento al S. que oscila entre los 40 y 70° de inclinación. Esta serie que

podríamos calificar de monoclinal, está fosilizada por una cobertera post-cenomaniense con buzamiento al SSW, y cuyas inclinaciones no rebasan nunca los 40°, siendo los más frecuentes los comprendidos entre 15 y 25°.

Esta disposición nos demuestra que una vez depositados los materiales margosos correspondientes al Albiense, se erigieron en cordillera gracias a un impulso orogénico paleo-alpídico, que ocasionó una macroestructura que fue más tarde fosilizada por la cobertera post-cenomaniense, la cual sufrió los efectos del paroxismo principal pirenaico de edad post-luteciense.

Sobre esta cobertera calcárea turoniense existen restos de las grandes masas de conglomerados terciarios que yacen horizontales o subhorizontales, fosilizando las estructuras del Secundario.

CONCLUSIONES

1. De la anterior exposición geológica se deduce que en el valle del Segre los elementos estructurales superiores al zócalo herciniano pueden resumirse en: a) cobertera secundaria pre-cenomaniense; b) depósitos discordantes post-cenomanienses, y c) una última cobertera conglomerática correspondiente al Terciario, posterior al paroxismo post-luteciense.

2) La fase paleo-alpínica de plegamiento originó la emersión y plegamiento de los materiales pre-cenomanienses y dio lugar a la laguna estratigráfica que abarca la mayor parte del Cenomaniense.

3. Esta fase orogénica paleo-alpídica queda localizada en los sectores central y oriental de los Pirineos, pues hacia el occidental las series son completamente normales, atenuándose paulatinamente entre los ríos Noguera Pallaresa y Noguera Ribagorzana. Conclusión que puede paralelizarse con lo observado en el Pirineo francés.

BIBLIOGRAFÍA (*)

- ARCHIAC, D. (1859).—*Les Corbières. Etudes géologiques d'une partie des départements de l'Aude et des Pyrénées orientales*. «Mém. Soc. Géol. Fr.», 2.^a sér., t. VI, mem. número 2, 238 p., 4 pl.
- ASTRE, G. (1929).—*Sur les petites Orbitolines plates du sommet des marnes de Santa Fe d'Organya et sur l'âge de ces marnes*. «Bull. Soc. Géol. Fr.» (4.^a sér.), t. XXIX, pp. 305-319, 3 figs.

(*) Los principales aspectos estratigráficos de esta región se hallan resumidos en las obras de VIDAL (1975), DALLONI (1930) y RÍOS (1951), en las que se cita una amplia bibliografía sobre la misma, y que no detallo aquí por apartarse del tema que me ocupa. Es por ello que prácticamente las referencias bibliográficas de este trabajo corresponden a la vertiente Nor-pirenaica, que es donde se descubrió y estudió por primera vez esta fase orogénica paleo-alpídica.

- BÉTRAND, L. (1907).—*Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales*. «Bull. Carte Géol. Fr.», t. XVII, núm. 118, 183 p., 40 figs., 5 pl.
- (1908).—*Sur l'existence d'une nouvelle fenêtre de terrains pré-pyrénéens au milieu des nappes nord-pyrénéennes aux environs d'Arbas (Haute-Garonne)*. «Ac. Sc.», t. CXLVII, p. 717-720.
- BUSTORF, R. (1930).—*Geologie du front septentrional des Pyrénées au Nord de St.-Girons (Ariège)*. «Bull. Soc. d'Hist. Nat. de Toulouse», t. LIX, 1er. fasc., p. 19-137, 3 figs., 3 pl.
- CARALP, J. (1895).—*Feuilles de Bagnères et de Luz*. «Bull. Carte Géol. Fr.», t. VII, número 44, p. 98-101.
- CARÉZ, L. (1903-1909).—*La Géologie des Pyrénées Françaises* (6 fascicules et un supplément). «Mém. Carte Géol. Fr.».
- CASTERAS, M. (1928).—*Sur la structure des environs d'Oust et de Massat (Ariège)*. «C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.», p. 133-135.
- (1930).—*Révision des Feuilles de Quillan, Foix et Bagnères-de-Luchon au 1/80.000*. «Bull. Carte Géol. Fr.», t. XXXIV, núm. 177, p. 140-149.
- CASTERAS, M. (1933).—*Recherches sur la structure du versant Nord des Pyrénées centrales et orientales*. «Bull. Cart. Géol. Fr.», núm. 189, vol. 37, pp. 1-515, 64 figuras, 9 pl. selon une carte géologique en couleur au 1/200.000.
- GARRIGOU, F. (1866).—*Etude de l'étage turonien du Crétacé supérieur le long du versant nord de la chaîne des Pyrénées*. «Bull. Soc. Géol. Fr.», 2.^a sér. t. XXIII, pp. 419-434, 1 pl.
- GUBLER, Y. (1946).—*Sur la stratigraphie du Flysch au Sud de Pau (Basses-Pyrénées)*. «Bull. Soc. Géol. Fr.», 5.^a sér., t. XVI, pp. 401-422, 1 fig., 1 tableau.
- GUBLER, Y. & SCHNEEGANS, D. (1947).—*Tectonique embryonnaire dans le domaine pyrénéen pendant le temps crétacés (Crétacés supérieur)*. «C. R. Somm. Seanc. Soc. Geol. Fr.», núm. 8, pp. 151-153.
- GUBLER, Y. & VATAN, A. (1943).—*Rythmes de sédimentation dans les zones de Nalzen, du Pech de Foix et du Oreuilhe (Ariège) pendant les temps crétacés*. «Bull. Soc. Geol. Fr.», 5.^a sér., t. XIII, pp. 299-331, 2 pl., 2 tabl.
- HUPÉ, P. (1954).—*Tectonique de la bordure secondaire sud-pyrénéenne entre l'Esera et la Ribagorzana (Haut-Aragón)*. «Annales Hébert et Haug», t. VIII, pp. 197-244, 15 figs., 2 láms., con mapa geol. y cortes. Paris.
- LACRIVIER, C. DE (1884).—*Etudes géologiques sur le département de l'Ariège et en particulier sur le terrain crétacé*. «Ann. des Sciences géologiques», t. XV, 305 p., 5. pl., 1 carte géologique.
- LAMARE, P. (1942).—*Observations géologiques dans la partie ouest de la Feuille de Mauleón*. «Bull. Carte Géol. Fr.», núm. 268, t. XLIII, pp. 1-134, 27 figs., 1 carte en noir au 1/20.000.
- MAGNAN, H. (1868).—*Note sur une deuxième coupe des petites Pyrénées de l'Ariège. Sur l'ophite (diorite), roche essentiellement passive et aperçu sur les érosions et les failles*. «Bull. Soc. Geol. Fr.», 2.^a sér. t. XXV, p. 709-724.
- ((1868).—*Sur le craie du versant nord de la chaîne pyrénéenne*. «C. R. Ac. Soc.», t. LXVI, p. 1269-1273.
- (1868).—*Sur une coupe des Petites Pyrénées de l'Ariège*. «C. R. Ac. Sc.», t. LXVI, p. 428-432.
- ROSELL, J. (1962).—*Sobre la edad de las calizas que forman el escarpe más alto de la sierra St. Joan-Sta. Fe (Orgañá) en la provincia de Lérida*. «Iberia», núm. XXV, 12 pp., 3 figs. Lérida.

- ROUBALLI, M. (1929).—*Contribution a l'étude géologique du bord des Pyrénées au nord de la Bellonque (Pyrénées de la Haute-Garonne et de l'Arnège)*. «Bull. Carte Geol. Fr.», t. XXXII, núm. 172, 38 p., 4 pl., 1 carte.
- ROUSSEL, J. (1893).—*Etude stratigraphique des Pyrénées*. «Bull. Cart. Géol. Fra.», t. V, núm. 35, 306 p., 5 pl., fig. 1 carte au 1/320.000.
- SCHNEEGANS, D. & BARBIER, R. (1941).—*Etude tectonique de la région d'Urau (Haute-Garonne)*. «Bull. Soc. Hist. », Toulouse, t. 76, pp. 103-110.
- (1942).—*La limite méridionale de la zone cénomaniennne au sud de Salies-du-Salat*. «Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse», t. 77, pp. 61-64.

JOSE LUIS SAAVEDRA (*)

DATOS SOBRE MICROPALAEONTOLOGIA DE LAS HOJAS DE LUCENA, BAENA, PUENTE GENIL Y MONTILLA

RESUMEN

Presentamos el resumen de las observaciones micropaleontológicas referentes a más de 500 muestras de estas Hojas. Aportamos datos de valor en la estratigrafía desde el Triás medio al Plioceno.

ABSTRACT

We resume here the micropaleontological observations about more than 500 samples of this zone, collected by the geologists Mr. C. Felgueroso and Mr. J. Coma. We report data of stratigraphic value since Middle Triassic to Pliocene.

Estos datos son el resultado del estudio de gran número de muestras recogidas en el curso de sus trabajos de campo por los señores J. Coma y C. Felgueroso. Comprenden todos los pisos desde el Triás medio al Plioceno.

1) TRIÁS MEDIO

En el borde de la zona bética hemos examinado muchas muestras de esta edad, pero en las Hojas a que nos estamos refiriendo, las escasas muestras de facies triásicas estudiadas tienen una posición dudosa.

Sin verdadero fundamento paleontológico, pero por analogías litológicas con el Bético, consideramos Triás medio una serie de calizas y dolomías marinas grises, a veces claras, a veces oscuras, que por su posición pueden parecer más modernas que el Keuper y que en mi opinión son bloques flotantes sobre las margas con yeso.

(*) Jefe del Laboratorio de Micropaleontología del Instituto Geológico y Minero de España.

Incluimos aquí estas rocas:

a) Calizas dolomíticas grises en las que vemos una matriz finísima dolomítica que suele contener menudos grumos margosos, que recuerdan a oolitos semiborrados, estirados y deformados. Esta clase de restos inorgánicos los hemos encontrado en los tramos dolomíticos que están sobre el Keuper, pero pensamos que pertenecen al Triás medio.

b) Calizas dolomíticas gris-negras, de grano fino, sin fósiles reconocibles, pero con sustancia carbonosa difusa.

Estas calizas corresponden a un ambiente de sedimentación marino, con salinidad casi normal.

2) TRIÁS SUPERIOR —¿INFRAÍAS?

Son las arcillas rojas con sal y yeso, que creemos responsables de la complicación tectónica de esta zona.

El estudio microscópico no ha dado microfósiles nunca, sólo cristales pequeños de cuarzo bipiramidado rojos o incoloros y cristales lenticulares de yeso. Este cuarzo tiene un origen dinámico, por recristalización del SiO₂, pero el yeso es consecuencia de un ambiente de sedimentación muy salobre y sin comunicación con el mar libre.

Por tanto, bien por aislamiento total con el mar libre, bien por evaporación intensa, o ambas cosas a la vez, el ambiente marino normal del Triás medio cambia y se hace tan salobre que precipita el yeso y las otras sales, en cuyo momento ya le llamamos Keuper.

Hacia la parte superior, esta facies Keuper se prolonga seguramente por el Infraías, pues el primer nivel que nos parece datado con seguridad es una brecha Sinemuriense.

Liásico

Los primeros niveles fosilíferos son las «calizas marmóreas» y calizas pseudo-oolíticas del Liás medio, pero ya antes hay todo un conjunto que, aún sin macrofauna marina, corresponde a un ambiente menos salobre que el Keuper. La parte media del Liás contiene calizas oolíticas ya de ambiente marino, pero todavía de mar no libre. Luego, la sedimentación, que es continua en todo el Jurásico, a partir del Charmutiense es de mar libre y su profundidad va aumentando hasta el Malm y Neocomiense, que da los sedimentos más finos, que por lo mismo podemos considerar como más pelágicos.

3) INFRAÍAS

Bajo este nombre suelen situarse todos los niveles de ambiente salobre, de transición, formados por calizas dolomíticas gris-negras, de tipo carniola, calizas dolomíticas grises, a veces muy claras y calizas dolomíticas de aspecto brechoide, también grises o pardo-ocres.

Esta parte basal debe ser muy dudosa, porque no contiene fósiles claros y porque va ligada al Triás movable y en muchos casos debe haber sido transportada por él. Una gran parte o tal vez todas las dolomías consideradas infraíasicas, deben ser del Muschelkalk, arrastradas por el Keuper.

Las únicas que creemos liásicas son las calizas dolomíticas brechoides, que tienen la matriz cristalina, formada por granos, a veces romboédricos, de tamaño variable, a veces en grupos, a veces sueltos en su matriz, que es mucho más fina, a lo que se debe que en lámina transparente tenga cierto aspecto brechoide. De un modo provisional consideramos este nivel como del Hettangiense o Sinemuriense. No hay restos fósiles clasificables, pero alguna vez se ve un pequeño Gasterópodo irreconocible.

4) LIÁS MEDIO

Deben incluirse en el Liás medio, algunas «calizas oolíticas» y las «calizas marmóreas».

Con frecuencia han sido incluidas en el Malm, sin duda porque hay otro nivel oolítico inmediatamente debajo de las «calizas titónicas» con Ammonites.

Vemos dos tramos distintos:

4 A) *Uno inferior (acaso Lotharingense)*

De calizas marmóreas gris pardas, gris-ocres u ocre-rojizas, casi siempre muy rotas, que tienen niveles que suponemos inferiores, con escasos restos marinos: Ostrácodos, Textuláridos, Valvulínidos, y formas que recuerdan a Ammodiscidos, Ophthalmididos y acaso Radiolarios (muy dudosos), todos ellos muy mal conservados.

Otros niveles de las mismas calizas marmóreas, gris-claras y ocre-claras y aspecto en general microbrechoide, contienen fósiles más abundantes y mejor conservados:

Palaeodasycladus mediterraneus (Pia).	Ammodiscidos.
Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri).	Trozos de Equinodermos.
Textuláridos.	Haurania.
	Lituólidos.
	Valvulínidos.

Es la misma microfacies que según J. Pia abarca gran parte del Lías en el Apenino meridional.

4 B) Otro superior

Litológicamente parecido al anterior, pero con muchos nódulos oolíticos pequeños, algunos de ellos con aspecto de oolitos incipientes, otras veces con verdaderos oolitos de pequeño tamaño y raramente con oolitos grandes bien formados.

En todos los casos hay una matriz hialina (cuanto más hialina mejor definidos están los oolitos) y los restos orgánicos son análogos a los del tramo inferior:

Palaeodasycladus mediterraneus (Pia) (raro).	Lituosepta. Tetrataxis.
Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri).	Lagénidos (raros). Coskinolinopsis y otros Lituólidos.
Pequeños Gasterópodos. Ammodiscidos. Ophthalmididos.	Ostrácodos. Coprofitos.

No es segura la disposición de estos dos tramos, pero siguiendo un criterio de variación ambiental, creemos que las calizas más pobres en restos son inferiores, y las que contienen algunos oolitos son las más modernas. Hay descripciones de varios autores que coinciden en señalar tramos oolíticos de edad Domeriense. Rey y Nouet en su excelente trabajo sobre la región del Moulouya, incluyen calizas con estas mismas características en el Domeriense y lo mismo Prayte en el Lías tedesco.

Estas microfacies señalan un ambiente marino arrecifal y propiamente no tienen restos que definan su edad sin lugar a dudas, porque los citados en la lista anterior los podemos encontrar en todo el Jurásico. Pero en Andalucía lo hemos encontrado debajo del nivel con *Harpoceras radians* Rein, lo cual le da una edad inferior al Toarciense.

La propia condición de sedimento de mar no libre, postarrecifal, explica el hecho de que nunca hayamos encontrado esta microfacies en niveles definidos por Ammonites, pero en Cherta (Valencia) hay algo parecido en el tramo con *Grammoceras* que señala un Charmutiense en sentido amplio (Lotharingiense-Domeriense).

Conviene advertir que en niveles más altos volveremos a encontrar calizas oolíticas, más claramente oolíticas que las del Lías. Esta duplicidad puede dar lugar a confusión, pues realmente, para nosotros, la aparición de tramos oolíticos en el Lías subbético es circunstancial y rara.

5) LÍAS SUPERIOR, «LÍAS MARGOSO»

Todos los caracteres señalan que por primera vez en la serie sedimentaria nos encontramos en un ambiente, con influencia de mar libre, todavía poco profundo.

Esto que podemos llamar «Lías margoso», comprende seguramente parte del Charmutiense junto con el Lías superior; su base debe ser sincrónica de la parte superior de las «calizas marmóreas».

Con este criterio separamos dos tramos.

5 A)

Formado en la base por calizas margosas gris-oscuro, tabulares, con frecuentes nódulos de sílex, en capas alternantes con margas arcillosas, también grises.

Contienen gran cantidad de restos finos, en una matriz margosa, con menudos grumos arcillosos más opacos.

Espículas de esponjas (abundantísimas).	Ostrácodos (muy escasos).
Fragmentos de Crinoides.	Pequeños Ophthalmididos. Lagénidos (<i>Robulus</i> , <i>Lenticulina</i> , <i>Lingulina</i>).

Esta microfacies la encontramos en el nivel con *Harpoceras normannianum* Sow y *Cycloceras aff. valdani* d'Orb. e inmediatamente debajo, por lo que debe situarse en el Toarciense inferior y Charmutiense superior.

5 B)

Continúa el Lías margoso, con predominio de niveles de margas blandas, gris-oscuro, sobre los de calizas; los niveles de sílex se reducen a capas muy delgadas. En la parte superior puede haber nódulos ferruginosos.

En lámina transparente resulta formado por una matriz caliza muy fina, con menudos grumos arcillosos y diversos restos finos, con predominio de espículas, que suelen ser más delgadas que las del tramo precedente.

Espículas (muy abundantes). Radiolarios (poco frecuentes y de bordes difuminados). Ostrácodos.	Lagénidos (<i>Lenticulina</i> , <i>Astacolus</i> , <i>Lingulina</i>). Ophthalmididos. Filamentos finos de «protoconchas».
--	---

Hay niveles cuajados de espículas y otros con abundante cuarzo en partículas finas angulosas.

Las microfácies son idénticas al Toarciense con *Harpoceras radians* Scht., *H. normannianum* Sow., *Dumortieria levesqui* (d'Orb.), y *Stephanoceras commune* Sow.

Como se ve, hay muchas analogías con el tramo anterior, del que se diferencia por la aparición de «Protoconchas» de Moluscos pelágicos y de indudables Radiolarios.

Más arriba los Radiolarios se van haciendo cada vez más frecuentes y de bordes más nítidos (formando niveles de «radiolaritas»), las espículas más escasas, hasta faltar, y las «protoconchas» también más frecuentes, apareciendo algas filamentosas que se confunden a veces con ellas.

Todo esto debe interpretarse como un aumento progresivo de la profundidad, con predominio de restos de mar libre (protoconchas y Radiolarios).

6) DOGGER

En el Dogger tenemos dos facies diferentes: facies calizo-margosa, con semejanzas al Lías superior y facies oolítica, parecida al Lías medio.

6 A) Bajociense

Son calizas margosas o microcristalinas gris-ocres, cuya matriz es caliza, muy fina, con manchas muy pequeñas, que recuerdan los grumos arcillosos del Lías superior y muchos restos orgánicos:

Radiolarios (de borde difuso y de borde nítido):	Ammodiscidos (muy escasos). Valvulinidos.
«Protoconchas» finas y gruesas (abundantes).	Espículas. Ostrácodos.

Globochaete alpina Lom. Eothrix alpina Lom. Fibrosferas.	} Sólo son abundantes en las muestras superiores.
--	---

Caracteriza a este nivel el desarrollo de «protoconchas» y Radiolarios (vemos los primeros de borde nítido), las dos clases de restos que ya habían empezado a encontrarse en el Lías, a los que vienen a añadirse las primeras Algas filamentosas, Globochaete y Eothrix, que pronto se hacen muy abundantes, en el nivel con *Garantiana garantiana* (d'Orb.) del Bajociense superior.

La mejor conservación de los Radiolarios se debe, seguramente, a una mayor finura del grano de la matriz, lo cual puede interpretarse también como un afianzamiento del ambiente pelágico a partir del Dogger.

6 B) Bathoniense-Calloviense

Son calizas oolíticas típicas pardo-blanquecinas.

La matriz es caliza, hialina, llena de oolitos grandes y pequeños y de nódulos oolíticos; todos ellos están formados por capas a la vez concéntricas y fibroso-radiadas y su núcleo puede ser un grano de cuarzo, un fragmento calizo o un resto orgánico:

Algas (Solenoporáceas y Lithoporella).	Ophthalmídeos.
Pequeños Gasterópodos.	Lagénidos (Lenticulina, Marginulina, Nodosaria).
Placas y radiolas de Equinodermos.	Valvulinidos.
Briozoos.	Lituólidos.
Trocholina.	Coprolitos.
Nautiloculina.	Esquirlas de Moluscos
Ammodiscidos.	

La mayoría de las calizas oolíticas estudiadas son de esta clase, con niveles casi estériles, y la edad Dogger-Calloviense parece indudable.

Resulta especialmente interesante el hecho de que en dos cortes cuidadosamente hechos por los geólogos Coma y Felgueroso en el «Titónico de Cabra», este paquete oolítico está inmediatamente debajo de las «calizas con protoglobigerinas», que, según veremos más adelante, pertenecen al Malm (nivel con *Arisphinctes plicatilis* (Sow.) del Oxfordiense superior).

Así, tenemos durante el Dogger superior una facies subarrecifal oolítica, que va a dar paso a las «falsas brechas» del Malm.

7) MALM «FALSAS BRECHAS» O FACIES CABRA

Las «falsas brechas» son calizas microcristalinas, de colores rojo, blanco, gris y ocre, entremezclados, que contienen buenas faunas de Ammonites que definen desde el Titónico al Oxfordiense todos los pisos.

Sus microfácies son muy características, con una matriz finísima, de carbonato, llena de restos epigenizados por calcita.

En ellas separamos dos tramos:

7 A) «Falsas brechas con protoglobigerinas»

Las láminas transparentes están llenas de:

Protoglobigerinas.	Equinodermos (Crinoides, Equinodermos y Ofiúridos).
Robulus, Lenticulina y otros Lagénidos.	Valvulinidos.
Ammodiscus.	Lamelibranquios.
Pequeños Gasterópodos	Ophthalmídeos.
Pequeños Ammonites.	Ostrácodos.
«Protoconchas».	Globochaete alpina Lombard.
Radiolarios (especialmente abundantes).	Eothrix alpina Lombard. Fibrosferas.

Destaca la enorme profusión de restos de mar libre, que no corresponden forzosamente a mar profundo. Tales restos los seguimos encontrando en todo el espesor de las «falsas brechas». Pero las protoglobigerinas parecen exclusivas de su parte inferior. Coma y Felgueroso encontraron en la parte superior de esta «zona con protoglobigerinas» el *A. plicatilis*, lo que demuestra la existencia del Oxfordiense superior.

De un modo aproximado podemos extender esta zona desde el Oxfordiense al Lusitaniense.

7 B) «Falsas brechas sin protoglobigerinas»

Litológicamente iguales a las anteriores: calizas microcristalinas rojas, blancas y grises y con gran cantidad de restos análogos, pero sin protoglobigerinas.

Dentro de ellas, vemos que en un cierto momento aparecen niveles llenos de Saccocoma, junto con talos y zoosporas de *Globochaete alpina* y *Eothrix alpina*, que situamos en el Kimmeridgiense y más tarde, junto con los mismos restos empiezan a verse las primeras Calpionellas, que caracterizan al Portlandiense con *Haploceras climatum* (Oppel) y *Virgatosphinctes transitorius* (Oppel).

Preparaciones hechas del relleno de estos dos Ammonites nos dan una matriz muy fina llena de:

Radiolarios (abundantísimos y variados).	Calpionella oblonga Cadisch.
Prismas de Inoceramus.	Calpionella undelloides Colom.
Globochaete alpina Lombard.	Fibrosferas.
Eothrix alpina Lombard.	Pequeños Ammonites.
Calpionella alpina Lorenz.	Saccocoma y otros Equinodermos.

Insistimos en el hecho de que nunca hemos encontrado juntas las protoglobigerinas y las Calpionellas indudables. Las primeras son exclusivas de la parte inferior (Oxfordiense) y las segundas de la superior (Titónico), continuando luego en el Neocomiense.

8, 9, 10) MALM-NECOMIENSE-APTIENSE «FACIES DE RADIOLARITAS»

8) Son margas y margo-calizas, blanquecinas, grises, ocreas o rojas, que a veces toman aspecto brechoide y las llamamos «falsas brechas».

Según esto, se trata de dos aspectos de la misma formación.

Pero en un sentido más estricto puede reservarse el nombre de «radiolarita» para las rocas cuyo principal componente sean los Radiolarios, que siempre vemos epigenizados por calcita, excepto cuando quedan englobados en las masas de sílex que con frecuencia se intercalan entre las calizas. Las «radiolaritas» parecen sedimentos pelágicos más puros, con menos influencias neríticas que las «falsas brechas» y sus faunas de Radiolarios pueden obtenerse por levigación de niveles margosos. Predominan los géneros:

Cenosphaera.	Dietyomitra.
Rhopalastrum.	Niphostilus.
Staurosphaera.	Tricolocapsa.
Carposphaera.	

En las láminas transparentes, los Radiolarios son acompañados por «protoconchas», Fibrosferas y Algas Clorofíceas, como las de las «falsas brechas».

Si interpretamos esta facies como la de máxima profundidad, por contener exclusivamente restos pelágicos, nos encontramos con que en unos puntos (como la hoja de Lucena) aparecen «radiolaritas» de este tipo, en la zona con *Reineckia anceps*, en la de *Quenstedtoceras* y aún más arriba que la de *Cardioceras cordatum*, lo cual da para ellas una edad desde el Calloviense al Kimmeridgiense.

9) NECOMIENSE «FACIES RADIOLITAS»

Continúan las calizas margosas, grises y blanquecinas, formadas por una matriz caliza finísima en la que se conservan delicadamente menudos microfósiles, cuyas asociaciones separan fácilmente esta parte de las radiolaritas:

Radiolarios	Tintínidos.
Menudas «zoosporas» (como las de Globochaete, pero más finas).	Nannocomus presentes casi constantemente, pero, sobre todo, en la parte superior.
Ammodiscus.	

Las asociaciones de Tintínidos nos permiten identificar todos los pisos del Neocomiense:

9 A) *Berriasiense* con:

Calpionella alpina Lorenz.	Tintinopsella carpathica (Murgeann y Filipesen).
C. oblonga Cadisch.	T. doliphormis (Colom).
Calpionellites darderi (Colom).	T. cadischiana Colom.
C. neocomiensis Colom.	Stenosemellopsis hispanica (Colom).

9 B) *Falanginiense* con:

Calpionellites neocomiensis Colom
C. darderi (Colom).
Calpionellopsis simplex (Colom).

9 C) *Hauteriviense* con:

Tintinopsella longa (Colom).	Calpionellites neocomiensis Colom.
T. oblonga (Cadisch).	Calpionellopsis simplex (Colom).
T. batalleri Colom.	C. thalmani (Colom).
T. carpathica (Murgeann y Filipesen).	Favelloides balearica Colom.

Muchas veces faltan los Tintínidos y quedan unas «radiolaritas» muy parecidas a las del Malm, pero fáciles de distinguir, porque contienen siempre gran cantidad de Nannocomus en su pasta.

10) BARREMIENSE-APTIENSE, «FACIES RADIOLARITAS»

Continúan las calizas margosas grises y blanquecinas, a veces teñidas de ocre, cuyas láminas transparentes contienen:

Nannocomus (abundantísimos) N. colomi de Lapparent.	Nodosaria y otros Lagénidos.
Radiolarios.	Ostrácodos.
Esquiritas finas y cortas de ¿Moluscos?	¿Zoosporas?, como las de Globochaete, pero más pequeñas.
	Ammodiscus.
	Formas parecidas a Ptilonella.

Las «radiolaritas» con Nannocomus parecen estar centradas en el Barremiense y terrenos contiguos. Si coexisten Tintínidos, son Neocomienses; si vemos Globigerinas primitivas son Aptienses.

Así, una caliza definida como Aptiense por la presencia de *Phylloceras picturatus*, con idéntico aspecto litológico que las barremienses, contiene:

Nannocomus (abundantísimos).	Ammodiscus.
Radiolarios	Formas parecidas a zoosporas de Globochaete.
Esquiritas finas de ¿moluscos?, y de Ostrácodos.	Globigerinas primitivas (afín a <i>Praeglobotruncana</i> infracretacea (Glaesner)).
Lagénidos (Robulus, Nodosaria, Vaginulina, Citharina).	

Es característica importante la aparición de estas Globigerinas de pequeña talla, que son muy parecidas a lo que en otros trabajos se da el nombre de *Pseudovalvulinaria trochoidea* (Gandolfi), *Anomalina lornciana* var. *trochoidea* Gandolfi y *Rugoglobigerina rugosa*.

11) ALBIENSE

Aparece en dos facies: una con restos pelágicos (Radiolarios y los primeros Globorotálidos) y otra de tipo «flysch» con espículas.

11 A) *Calizas con los primeros Globorotálidos (facies del sub-bético)*

Son calizas margosas grises, que en algún caso todavía pueden llamarse «radiolaritas», análogas a las del Barremiense, pero sin Nannocomus.

Empezamos encontrando: Planulina buxforti Gandolfi.

Radiolarios (los mismos géneros ya citados).

Globigerina de forma primitiva (*Anomalina lornciana trochoidea*).

Y en seguida aparecen:

Thalmaninella ticinensis (Gandolfi).	Globotruncana stephani (Gandolfi).
Ticinella roberti (Gandolfi).	Anomalina bentonensis
Rotalipora apenninica (Renz).	Globigerina washitensis (Gandolfi).

Lo más característico es la aparición de estos Globorotálidos, siempre pequeños, lo cual, según el conocimiento actual, ha tenido lugar en el Albiense-Aptiense.

11 B) *Calizas margosas grises, con espículas, de tipo «flysch» (facies del prebético)*

Su matriz es detrítica, con menudos nódulos más margosos, frecuente cuarzo en granos finos y muchos restos orgánicos, también de pequeño tamaño:

Espículas abundantisimas o frecuentes).	Lagénidos (Robulus, Marginulina, etcétera).
Ammodiscus.	Ophthalmídeos.
Pequeños Valvulinidos (entre ellos Valvulammina).	Globigerina (siempre escasa).

La microfacies es de tipo «flysch», es decir, más nerítica que la anterior y pudiera ser confundida con el Lias superior con espículas. Desgraciadamente, las Globigerinas son escasas y pueden faltar en una lámina transparente, pero cuando aparecen permiten identificar sin dificultad el Cretáceo.

12) MARGAS CALCÁREAS CON GLOBOROTÁLIDOS

Forman la continuación del ambiente de mar libre, que anteriormente estaba representado por las «radiolaritas» del subbético, pero nos parece seguro que también el prebético, al menos en el Senoniense, toma esta facies con Globorotálidos, idéntica a la subbética.

Son margas a veces muy calizas, de colores gris-blanquecino abajo y blancas arriba, y frecuentemente rojas por alteración, con faunas de Globorotálidos, por cuyas asociaciones pueden separarse los pisos desde el Albiense al Paleoceno.

En cada piso encontramos dos facies: una más fina con Globorotálidos y Globigerinidos predominantes y otra más detrítica, llena de un puré de Fissurinas (Stomiosferas y Pithonella), que debemos interpretar como de ambiente más nerítico. De acuerdo con los datos del terreno, los tramos detríticos forman bancos intercalados con los más finos, lo que indica que estas diferencias, ostensibles en lámina transparente, deben originarse por una pequeña variación en las condiciones de sedimentación. Estos niveles, más neríticos con Stomiosferas y Pithonella, aparecen a lo largo de todo el Cretáceo sin diferencias visibles, y sólo pueden datarse en las ocasiones en que aparece alguna forma pelágica (como Globotruncanas), lo cual ocurre frecuentemente. Podemos considerar esta facies más nerítica como una prolongación del «flysch» Albiense, con espículas.

12 A) *Cenomanense*

En su facies margosa más fina, forma sucesión continua con el Albiense y se caracteriza por:

Rotalipora apenninica (Renz).
R. renzi Gandolfi.

En la base hay esta microfauna:

Estas especies habían aparecido en el Albiense	}	Ticinella roberti (Gandolfi).
		Thalmaninella ticinensis (Gandolfi).
		Globigerina washitensis Carsey.
		Planulina buxtorfi Gandolfi.
		Rotalipora globotruncanoides Sigal.
		Thalmaninella brotzeni Sigal.
		Rotalipora apenninica (Renz).
		R. renzi Gandolfi.

Más arriba desaparece *Planulina buxtorfi* y *Globigerina washitensis* Carsey, que es sustituida por formas más alargadas que ya entran en la denominación de Rugoglobigerina.

En su facies detrítica, más nerítica, contiene enorme cantidad de menudas Fissurinas, especialmente *Pithonella ocalis* Kaufmana y *Stomiosfera* en la asociación que, según hemos indicado, vamos a encontrar hasta el Senoniense. La presencia de alguna *Rotalipora apenninica* y *R. renzi* definen el Cenomanense.

12 B) *Turonense-Coniacense*

En su facies de margocalizas finas de mar libre, el principio del Turonense puede definirse por la aparición de:

Globotruncana helvetica Bolli.

Luego hacen su aparición otras Globotruncanas:

G. lapparenti Brotzen.	G. fornicata Plummer.
G. coronata Bolli.	G. sigali Reiche!
G. angusticarinata Gandolfi.	

Acompañadas por:

Gaudryina.	Globigerina.
Fronicularia	Gümbelina (entre ellas G. deflaensis Sigal).
Palmula.	

Coexistiendo con la *G. helvetica* Bolli podemos encontrar la *G. sigali* Reichel, pero no *G. coronata* Bolli ni *G. angusticarinata* Gandolfi, que aparecen más tarde.

G. lapparenti Brotzen y *G. fornicata* aparecen al final, junto con *Gümbelina deflaensis* Sigal, y esto ya puede considerarse Coniaciense.

La variación correspondiente a un ambiente más nerítico contiene el ya citado puré de Fissurinas (Stomiosferas y Pithonellas) junto con algunas *Globotruncana helvetica* Bolli y *G. lapparenti* Brotzen.

12 C) *Santoniense-Campaniense*

En su facies más pelágica son las mismas calizas margosas y margas, con diferente asociación de restos, casi siempre más abundantes que en los otros pisos del Cretácico superior.

Encontramos:

<i>Globotruncana sigali</i> Reichel.	<i>G. conica</i> White.
<i>G. fornicata</i> Plummer.	<i>G. caliciformis</i> De Lapparent.
<i>G. lapparenti</i> Brotzen (abundantes).	<i>Pseudotextularia elegans</i> (Rzehak).
<i>G. lapparenti</i> Brot. var. <i>tricarinata</i> .	<i>P. varians</i> (Rzehak).
<i>G. arca</i> Cushman.	<i>Heterohelix striata</i> (Ehrenberg).
<i>G. stuarti</i> De Lapparent var. <i>stuartiformis</i> Dalbiez.	<i>H. globulosa</i> (Ehrenberg).
<i>G. concavata</i> Brotzen.	Radiolarios (<i>Phacodiscus</i> , <i>Dictyomitra</i>).
<i>G. rosetta</i> Carsey.	Lagénidos (<i>Frondicularia</i> , <i>Palmula</i> , <i>Nodosaria</i> , etc.).
<i>G. contusa</i> (Cushman).	

Como variación más nerítica volvemos a encontrar el puré de Stomiosferas y Pithonellas, junto con Ostrácodos, Lagénidos, Heterohelícidos y alguna *Globotruncana*.

Son características de estos niveles las primeras *Globotruncanas* de espiral fuertemente trocoidal (*G. stuarti*, *G. contusa*, *G. conica*), en asociación con las del grupo *G. lapparenti*.

12 D) *Maestrichtiense*

En su facies más fina, de mar más libre, está caracterizado por:

Globotruncana lamellosa Sigal.
G. falsostuarti Sigal.

A los que acompañan otros Foraminíferos que ya habían aparecido antes:

<i>Globotruncana contusa</i> (Cushman).	<i>Globigerina</i> (pequeña talla, muy abundante).
<i>G. arca</i> Cushman.	
<i>G. lapparenti</i> Brotzen.	<i>Pseudotextularia elegans</i> (Rzehak) (abundante).
<i>G. fornicata</i> Plummer.	
<i>G. rosetta</i> Carsey.	<i>Heterohelix striata</i> (Ehrenberg).

Entre las muestras con profusión de Fissurinas no hay ninguna que se pueda identificar como Maestrichtiense, pero sí hemos encontrado una facies más nerítica, sin duda, de esta edad, y con restos análogos a los de la «facies nankin» en una matriz caliza, a veces hialina:

Melobesias.	Cibícidos.
Briozoos.	Valvulinidos.
<i>Orbitoides media</i> (d'Archiac).	<i>Globotruncana</i> aff. <i>stuarti</i> (de Lapparent).
<i>Siderolites calcitrapoides</i> (Lamarek).	Fissurinas (no muy abundantes).
fragmentos de Equinodermos.	

12 E) ¿*Daniense*?

El hecho muchas veces comprobado de que las margocalizas del Senoniense se continúan sin interrupción por las del Paleoceno en identidad de facies, nos ha hecho buscar insistentemente el tránsito Cretáceo-Eoceno. En todos los casos hemos encontrado, a veces reducido a centímetros, algún nivel, por debajo de los que contienen las primeras Truncorotalias, sin *Globotruncanas*, pero con *Globigerinas* de tipo Cretáceo.

Son margo-calizas gris claras o teñidas de ocre, que al microscopio muestran una matriz margosa, llena de pequeñas secciones circulares (como las de Fissurinas, pero mucho menores) y con algunas *Globigerinas* pequeñas y de espira aplanada, al modo usual en el Cretáceo.

Con toda probabilidad, corresponden al Daniense.

12 F) *Paleoceno*

En su facies más pelágica está formado por las mismas margas que el Senoniense, pero bien caracterizadas al microscopio por la brusca aparición de Truncorotalias.

La identidad litológica es absoluta, pues incluso hay veces que presentan los colores de alteración rojizos que vemos en el Cretáceo superior.

Pero la microfauna, aún continuando en el ambiente de mar libre poco profundo, cambia radicalmente. Veamos un ejemplo, en el que las determinaciones específicas han sido hechas sobre material levigado:

Globigerina dissimilis Cushman y Bermúdez.	Globulina.
G. venezolana Hedberg.	Ailomorphina.
G. aff. globularis Roemer.	Nodosaria y Stilostomella.
Globoquadrina aff. dehiscens Chapman Parr y Collins.	Reussella.
Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis Nuttall.	Cibicidina cushmani.
G. (T.) crassata Cushman.	Bulimina aff. denticulata Cushman y Parker.
Globigerinoides aff. trilobus (Reuss).	Vaginulina.
	Uvigerina.

En alguna muestra hay, además, pequeños Discocyclinidos.

Una variación, más nerítica, forma niveles con Algas del género Microcodium. En lámina transparente pueden verse:

fragmentos de calizas Senonienses.	Briozoos.
Melobesias (Lithophyllum, especialmente).	Microcodium (especialmente piezas sueltas).
Solenoporáceas.	Rotálidos.
Miliólidos.	Globigerina (de tipo globular).
Fragmentos de Equinodermos y Lamelibranquios.	Globorotalia (entre ellas G. aragonensis).

13) EOCENO EN FACIES ARENISCOSA O BRECHOIDE

Muchas de las muestras estudiadas contienen restos indudablemente Eocenos: Nummulites, Discocyclina, Alveolina y Miscellanea, pero normalmente están rotos. El estado en que se encuentran hace pensar en la acción del oleaje en el momento de su sedimentación posterior. Con esta idea hemos procurado examinar a fondo todas las muestras con estos restos, y en la mayoría de ellas hemos encontrado, también rotos, restos que señalan, sin discusión, una edad más moderna, Oligoceno superior-Aquitaniense (Lepidocyclinas y Miogypsínoides), o aún Mioceno (Miogypsina y Globigerinoides bisphaericus).

Como hay muestras en las que no hemos visto nada que señale una edad más moderna que el Eoceno, nos cabe siempre la duda de si serán, en efecto, eocenas, o en otra muestra más afortunada de la misma formación podrá encontrarse algún resto significativo de otra edad.

Así, la gran difusión de Nummulites y Discocyclinas, etc., en los depó-

sitos litorales Oligo-Miocenos, obliga a admitir en casi todo el Sub-bético una importante sedimentación eocena, acaso poco coherente.

Es notable el hecho de que casi siempre el Luteciense se presenta en una facies nerítica areniscosa, que parece indicar una transgresión, fuertemente contrastado con el Paleoceno margoso y creemos que en muchos puntos es así, es decir: que falta una parte del Eoceno entre las margas, que prolongan el ambiente del Senoniense y las areniscas Lutecienses.

En otros casos no es así: hay tramos neríticos que cubren este hueco. Por ejemplo, vamos a ver un *Thaciense* o *Ypresense*, en forma de marga areniscoso-brechoide, con:

Discocyclina.	Alveolina.
Miscellanea.	Globorotalia.
Globigerina.	Operculina.
Equinodermos.	Fragmentos de Microcodium.
Melobesias.	Textularia.
Distichoplax biserialis Dietrich.	Inoceramus.
Amphistegina.	Globotruncanas (rodadas).

El Luteciense es muy fosilífero. Formado por areniscas o brechas finas ocreas, con cemento margoso lleno de restos:

Fragmentos de Equinodermos.	Actinocyclina.
Melobesias (especialmente Lithophyllum)	Heterostegina? o Spiroclypeus.
Cibicides.	Ostrácodos.
Dientes de peces.	Trochammina.
Nummulites incrassatus de la Harpe.	Gyroïdina.
N. ataricus Joly y Leymerie.	Nodosaria.
Discocyclina sella d'Archiac.	Noniónidos.
D. discus Rutimeyer.	Pullenia.
Asterodiscus stellaris Brunner.	Globigerina.
A. cuvillieri Neumann	Amphistegina.
	Operculina.

junto con restos resedimentados: jacintos rosados, Globotruncanas y Heterohelicoides.

Estos niveles deben haber suministrado los restos eocenos que, según ya hemos dicho, contaminan frecuentemente al Aquitaniense y Mioceno inferior.

El *Eoceno superior* en facies areniscosa es muy parecido al Eoceno medio. Son calizas areniscosas con cuarzo y:

Nummulites aff. <i>incrassatus</i> De la Harpe.	Gypsínidos (a veces muy abundantes).
trozos de <i>Discocyclina</i> y <i>Asterodiscus</i> .	Briozoos.
<i>Chapmanina</i> .	Melobesias.
<i>Amphistegina</i> .	Globigerínidos.
Rotálidos.	Cibicides.
	Rupertia.
	Miliólidos.

En general, faltan o son muy escasos los Nummulítidos, pero aparte de su posición en el terreno no es fácil de definir, excepto en los casos, relativamente frecuentes, en que encontramos las típicas *Chapmaninas* (o más raramente *Halkyardia*), que definen un Luteciense superior-Priaboniense.

14) EOCENO EN FACIES MARGOSA

Sincrónicos con los tramos areniscosos, hay otros margosos que comprenden también el Eoceno medio y el superior. En lámina transparente no encontramos diferencias entre ellos. Los restos pelágicos contenidos son semejantes y sólo por levigación pueden hacerse determinaciones específicas. Por ello lo vamos a considerar aquí, como una facies única.

Se caracteriza por la asociación de Globigerínidos, Globorotálidos y Hantkenina:

<i>Globorotalia crassata</i> (Cushman).	<i>Ammodiscus</i> .
<i>G. centralis</i> Cushman Bermúdez.	<i>Textularia</i> .
<i>G. aragonensis</i> Nuttall (escasa y sólo en el Eoceno medio).	<i>Rotalia</i> .
<i>G. spinulosa</i> Cushman.	<i>Globigerina</i> venezolana Hedberg.
<i>Glomospira</i> .	<i>G. dissimilis</i> Cushman y Bermúdez.
	<i>Hantkenina</i> (especialmente <i>H. alabamensis</i> Cushman).

En la parte baja, correspondiente al Eoceno medio coexisten *Globorotalia aragonensis* Nuttall y *Hantkenina alabamensis* Cushman. Luego deja de aparecer *G. aragonensis*, lo cual de un modo aproximado puede servir para definir el Eoceno superior.

15. 16) Oligoceno-Mioceno

Las formaciones que en retazos hemos visto apoyadas sobre Sub-bético y deslizadas con él, comprenden Oligoceno y Mioceno inferior, y cada uno de ellos puede presentarse en dos facies, una más nerítica y otra más pelágica.

15) OLIGOCENO-MIOCENO EN FACIES ARENISCOSO-BRECHOIDES

Normalmente presenta la forma de areniscas margosas de colores ocres, con niveles más gruesos en forma de conglomerado o brecha fina.

15 A) Oligoceno (*Rupeliense-Chatteense*)

Caracterizado por la presencia de *Lepidocyclinas* y *Miogypsinoides*.

En muchas muestras la asociación es homogénea:

<i>Eulepidina dilatata</i> Michelotti.	<i>Spiroplectammina carinata</i> (d'Orbigny).
<i>E. elephantina</i> .	Restos eocenos y cretácicos resedimentados.
<i>Nephrolepidina tournoueri</i> Lem. y Douv.	<i>Róbulus</i> .
<i>Gypsina</i> .	<i>Vulvulina</i> .
<i>Spiroclypeus</i> (o <i>Heterostegina</i>).	<i>Martinottiella</i> .
Rotálidos.	<i>Haplophragmoides</i> .
Equinodermos.	Ostrácodos.
<i>Amphistegina</i> .	<i>Miogypsinoides complanata</i> (Schlumberger) (en algunas muestras).
Briozoos.	
Melobesias.	
<i>Textularia</i> .	

Pero en otras muestras no es tan claro y las *Lepidocyclinas* están rotas y dan la impresión de ser resedimentadas.

15 B) *Burdigaliense-Aquitaniense*

La semejanza de las muestras de este grupo con las oligocenas es tan grande que obliga a pensar que son la misma cosa o, mejor dicho, que la base de la transgresión Oligoceno-Mioceno inferior está formada por sedimentos litorales, en los que se intercala algún nivel lleno de *Lepidocyclinas* que son seguidos de otros sin ellas, pero en los cuales puede haber fragmentos resedimentados; por este motivo pensamos que la parte superior, sin *Lepidocyclinas*, debe ser *Burdigaliense*, porque, a veces, hemos encontrado verdaderas *Miogypsinas* que hemos identificado como *M. mediterranea* Bronnimam, la cual según Drooger aparece al final de la serie evolutiva de *Miogypsínidos*, en el Helveciense, pero según Hanzawa es *Burdigaliense*.

En lámina transparente repiten los caracteres litológicos del *Aquitaniense*, con:

Melobesias (especialmente Lithothamnium y Lithophyllum).	Lagénidos (especialmente Robulus y Stilostomella).
Miogypsina aff. mediterranea Brönnimann.	Gypsinidos. Operculina.
Amphistegina (muy abundante)	Fragmentos de Lepidocyclinas.
Globigerinas (G. venezolana y G. dissimilis).	Fragmentos de Nummulites y Discocyclinidos (rodados).
Globoquadrina.	Globotruncana (rodada).
Cibicides, Eponides, Planulina.	

Como una variante de este ambiente nerítico hemos encontrado una formación de caliza brechoide, casi marmórea, muy pobre en cuarzo, formada principalmente por grandes calcificaciones de Melobesias, acompañadas por Miogypsinas de gran tamaño, Amphisteginas y Globigerinidos. Se trata de una caliza arrecifal, cuyos restos, todos de gran tamaño, indican condiciones muy favorables (especialmente aguas muy calizas y cálidas).

16) OLIGOCENO-MIOCENO EN FACIES MARGOSAS

Presenta muchas variaciones, que no pueden estudiarse bien por microfacies, sino por levigación. En general, estas margas tienen caracteres «moronitoides», es decir: contienen ricas faunas a base de Globigerinidos, Radiolarios y espículas, a veces tan abundantes que forman un verdadero puré. Las especies de Globigerinidos y Globorotalidos definen los diversos pisos.

16 A) *Rupeliense-Chattiense* con:

Globigerina dissimilis Cushman y Bermúdez.	Nonion pompilioides (Fichtely Moll).
G. venezolana Hedberg.	Neorotalia.
G. ampliapertura Bolli.	Almaena hieroglyphica (Sigal).
G. cf. bulloides d'Orbigny.	A. sp.
G. ciperoensis Bolli.	Gyroidina girardana (Reuss).
G. mayeri Cushman y Ellisor.	Buliminidos diversos.
G. parva Bolli.	Stilostomella verneuilli (d'Orb.).
Globigerinoides triloba (Reuss).	S. subspinosa (Cushman).
Cibicides (entre ellos C. perlucidus Nuttall).	Pleurostomella sp.
Planulina renzi Cushman y Stainforth.	Spiroplectamina carinata (d'Orb.).
Anomalina alazanensis Nuttall.	Lagénidos diversos.
	Pullenia bulloides d'Orb.
	Sphaeroidina variabilis Reuss.
	Ostrácodos, Radiolarios, Espículas, etcétera.

16 B) *Aquitaniense* con:

Globorotalia fohsi Cushman y Ellisor.	Globigerina dissimilis Cushman y Bermúdez.
Globigerinoides bisphaericus Todd y formas derivadas.	Globoquadrina altispira (Cushman y Jarvis).
Globigerinatella insueta Cushman y Stainforth.	Globigerina concinna Reuss.
Globorotalia canariensis (afin a G. fohsi).	Cibicides, Eponides.
G. mayeri Cushman y Ellisor.	Espículas, Radiolarios y Diatomeas.
	Stilostomella y otros Lagénidos.

16 C) *Burdigaliense*

Más adelante falta la *Globigerina dissimilis* Cushman y Bermúdez y empezamos a encontrar *Orbulina suturalis*, *O. univcrsa* d'Orb., *Globorotalia fohsi* y *G. praemenardii*, cuya asociación debe situarse en el Burdigaliense.

Sin entrar en discusiones sobre la edad, hacemos notar el hecho de que de todas las capas miocenas que acompañan al Subbético, las más modernas contienen *Orbulina suturalis*.

17) MARGAS AZULES (HELVECIENSE-TORTONIENSE)

Forman el relleno del actual Valle del Guadalquivir y corresponden en estas Hojas al Vindoboniense.

Con respecto al Burdigaliense, encontramos importantes modificaciones en la microfauna:

Desaparecen Globorotalia praemenardii y G. fohsi.

Continúan, Globigerinoides trilobus, Globorotalia mayeri, Globoquadrinas y Orbulinas.

Y empiezan a encontrarse Globorotalia menardii, G. scitula y Sphaeroidinellas de concha vítrea.

La diferencia entre Helveciense y Tortoniense es dudosa, al punto de que podamos sospechar que falte en esta zona el Helveciense, al menos en su mayor parte. Para Stainforth la única diferencia está en que el Helveciense contiene Globorotalia mayeri, pero el Tortoniense ya no.

Por levigación obtenemos asociaciones como ésta:

Globigerina concinna Reuss.	Elphidium complanatum (d'Orbigny).
G. bulloides d'Orbigny.	E. crispum (Linneo).
Orbulina suturalis Bronnimann.	Cibicides lobatulus (Walker y Jacob).
O. universalis (O'Orbigny).	C. pseudoungerianus Cushman.
Globorotalia menardii (d'Orbigny).	Eponides umbonatus (Reuss).
Globorotalia scitula (Brady).	Robulus, Nodosaria, Stilostomella y otros Lagénidos.
Nonion boueanum (d'Orbigny).	Bolivina, Bulimina y otros Bulimínidos.
Trifarina bradyi Cushman.	
Uvigerina peregrina Cushman.	
Bolivínoides miocenicus Gianotti.	
Hopkinsina bononiensis (Fornasini).	

18) ARENISCAS MARGOSAS (TORTONIENSE-MIOCENO SUPERIOR)

La formación de areniscas, que aparecen en la parte terminal de las margas azules, debe ser regresiva.

Varias muestras, que suponemos procedentes de los lechos más bajos, intercaladas en la parte superior de las margas, contienen gran número de restos como los del Tortoniense margoso, con los mismos Globorotalidos y Globigerínidos.

Luego se ve una progresiva disminución del número de restos, en los que pasan a predominar los de ambiente nerítico, como:

Cibicides lobatulus (Walker y Jacob).	Nonion boueanum (d'Orbigny).
Rotalia beccarii (Linneo).	Elphidium crispum (Linneo).
R. inflata Seguenza.	

pero sin que dejen de encontrarse los pelágicos (especialmente Globigerina).

Esto puede interpretarse como una regresión o, simplemente, como una consecuencia de la posición de cada muestra en el terreno, en el que pueden estar las distintas facies de una costa y ser todas, o varias, sincrónicas.

La parte alta de la formación areniscosa, son niveles estériles o pobres en restos, que parecen rodados.

Entre el residuo levigado de estas areniscas vemos a veces los mismos restos que en los anteriores, Globigerina, Cibicides, Elphidium, pero muy escasos y rotos, lo cual parece ser debido a las condiciones en que se sedimentaron, en litorales batidos por el oleaje.

Sobre su edad surgen algunas dudas: la litología y el estado de los restos sólo indican un ambiente muy litoral, pero no permiten definir su edad.

Pero teniendo en cuenta que la formación de areniscas es continua, de-

bemos situar sus niveles más altos en la parte superior del Tortoniense y en el Mioceno superior.

19) PLIOCENO

Son calizas y margas de ambiente continental lacustre.

Las margas son areniscosas, de colores ocres o rojizos y por levigación dan solamente una especie de tubos margoso-calizos, que corresponde al revestimiento de vegetales lacustres y se forman como resultado de su propia actividad vital, especialmente por la función clorofílica, que precipita alrededor de los talos de Algas el CO_2Ca .

La caliza lacustre es castaña, con muchos huecos irregulares finos, planos más margosos y claros, y calcificaciones más compactas y oscuras; todo lo cual le da cierto aspecto brechoide, o de costra concrecionada.

Su matriz es margosa y encierra una gran cantidad de calcificaciones de algas Clorofíceas y Cianofíceas.

No puedo aportar datos sobre la edad de estas capas lacustres, cuya posición estratigráfica permite suponer que pertenecen al Plioceno o aún al Cuaternario.

BIBLIOGRAFÍA

- (1) A. G. I. P. MINERARIA. «Microfacies italiane». San Donato Milanese, 1959.
- (2) ABOUIN J. y NEUMANN M.: *Contribution a l'etude stratigraphique et micropaléontologique de l'Eocene en Grèce*. «Rev. Mic.», vol. 2, núm. 1, París 1959.
- (3) COLOM, G. y ALLARD, P. L.: *Présence au Maroc des microorganismes de Wanner*. «Rev. Mic.», vol. 1, núm. 1, París, 1958.
- (4) CUVILLIER, J.: *Corrélations stratigraphiques par microfacies en Aquitaine Occidentale*. E. J. Brill, Leiden, 1951.
- (5) DUBAURE, PH.: *Contribution a l'etude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien de l'Aquitaine a la Provence*. «Rev. Mic.», vol. I, número 2, París, 1958.
- (6) DURAND DELGA, M. y MAGNE J.: *Données stratigraphiques et micropaléontologiques sur le Nummulitique de l'Est des Cordillères Bétiques (Espagne)*.
- (7) GIANOTTI, A.: *Deux faciès du Jurassique supérieur in Sicile*. «Rev. Mic.», vol. I, núm. 1, París, 1958.
- (8) HAGN H.: *Facies und Mikrofauna der Gesteine der bayerischen Alpen*. E. J. Brill, Leiden, 1955.
- (9) JULIAN, Y.: *Les champs de pétrole des régions mésogéennes*. «XIX Congrès Géologique Intern. Sect. XIV», Alger., 1952.
- (10) NOUET, G.: *Caracteres stratigraphiques et micropaléontologiques du Bathonien de la base Normandic au Boulonnais*. «Rev. Mic.», vol. I, París, 1959.
- (11) PEYRE, Y.: *Etude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments*. «Rev. Mic.», vol. 2, núm. 2, París, 1959.
- (12) REY, M. y NOUET, G.: *Microfacies de la région préifaine et de la Moyenne Moulouya*. E. J. Brill, Leiden, 1958.

FRANZ RADIG (MÜNSTER-WESTFALIA)

ESTRATIGRAFIA DEL DEVONIANO EN ASTURIAS (1)

ZUSAMMENFASSUNG

Die Bearbeitung der durch Charles Barrois (1882) klassisch gewordenen Küstenprofile Asturiens führte zu einer Anzahl neuer stratigraphischer Erkenntnisse. So gehört die bisher in den Übergang Ludlow/Devon gerechnete Folge der klastischen Furada-Zone noch ganz in das Gotlandium, während die Kalke und Mergel der Nieva-Schichten das tiefere Devon repräsentieren. In die Ems-Stufe zu stellen sind die überwiegend schiefrigen Ferroñes- und wahrscheinlich der Hauptanteil der Aguión-Schichten. Das Eifilium besteht aus Kalken (Basis- und Moniello-Kalke), darüber liegt die mächtige Serie des *Gosselitia*-Sandsteins. Im Givet sind massige Korallen-Hydrozoen-Kalke mit *Stringocephalus burtini* DEF. entwickelt (Untere Candás-Kalke). Bis zum Mittleren Frasnium reichen die stärker tonigen Oberen Candás-Kalke, Oberes Frasnium, Famennium und ein großer Teil des Unterkarbons werden durch die geringmächtigen Eisen-sandsteine von Piñeres vertreten, denen konkordant und offenbar ohne größere Schicht-lücke Goniatiten-Knollenkalke (Marbre griotte) des Oberen Visé aufliegen.

RESUMEN

Recientes estudios sobre la costa asturiana nos han proporcionado nuevos conocimientos estratigráficos. Las capas de Furada que hasta el presente eran consideradas como eslabón entre el Ludlow y el Devónico, hay que encuadrarlas en el Gotlandiense. Las calizas de Nieva representan el punto de partida del Devoniano. Los estratos de Ferroñes y probablemente la mayor parte de los de Aguión pertenecen al Emsiense. El Eifeliense se compone en su base de calizas sobre las que se extiende la importante serie de areniscas de *Gosselitia*. En el Givetiense se han desarrollado calizas masivas

(1) Versión directa, por J. M. Ríos, del original en lengua alemana titulado «Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien)», aparecido en el número 51, de marzo, 1.º de 1962, del «Geologische Rundschau». Se publica mediante la amable autorización del autor y de la Editorial F. Enke, de Stuttgart.

de corales en que se contiene el *Stringocephalus burtini* Defr. (calizas inferiores de Candás). Las calizas superiores de Candás, más arcillosas que las anteriores, llegan hasta el Frasnense medio. Las areniscas ferríferas de Piñeres representan el período Frasnense superior, el Famennense e incluso gran parte del Carbonífero inferior, sobre estas capas, sin interrupciones estratigráficas y concordando con ellas descansan las calizas de goniatites del Viséense superior (*Mabre griotte*).

INTRODUCCIÓN

Los primeros ensayos de división del Paleozoico de Cantabria se deben a Schulz (1837 y 1858); más o menos simultáneamente aparecen los primeros trabajos que se ocupan de las faunas (De Verneuil y D'Archiac, 1850). Constituyen, en cierto modo, la clausura de esta primera fase estudios estratigráficos del Devoniano de Asturias los «Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de Galice» de Ch. Barrois (1882). La imagen obtenida por Ba-

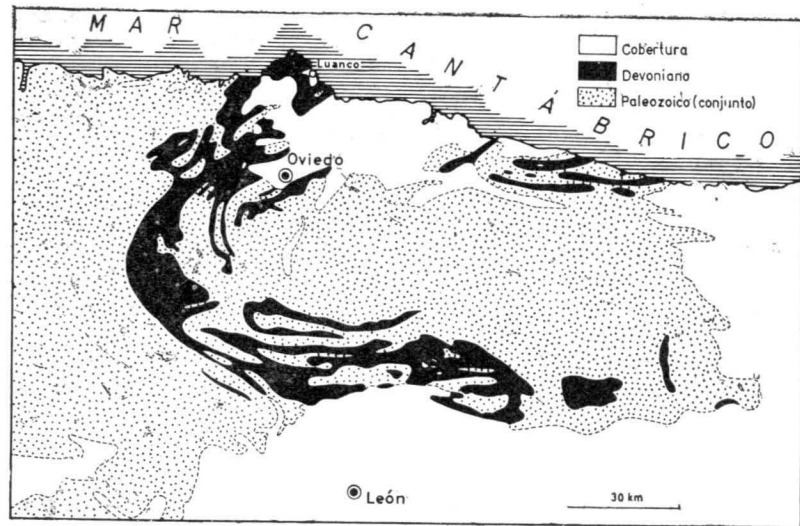


Fig. 1.—Repartición del Devoniano en las Cadenas Cantábricas, según el Mapa Geológico de España y Portugal 1:1 millón. 4.ª ed., 1955.

rois fue afinada más tarde, especialmente por P. Comte (para el ámbito leonés) y por G. Delépine, sin que de todos modos alcanzasen a ofrecer cortes estratigráficos tipo dotados de la suficiente cobertura paleontológica como satisfacer las actuales exigencias de la geología asturiana. Por consiguiente surgió la necesidad, dentro del marco de las investigaciones estratigráfico-tectónicas de los variscides ibéricos emprendidas por el Prof. doctor F. Lotze y sus discípulos, de someter también a revisión los conoci-

mientos sobre el Devoniano. Fue objetivo de las actuales investigaciones, que deberían ser proseguidas, una profunda y detallada subdivisión petro-estratigráfica de los cortes, como premisa ineludible para el análisis tectónico de la región costera asturiana. Aún no se ha terminado el estudio detallado de las ricas faunas (corales, braquiópodos, tentaculites, trilobites y crioides).

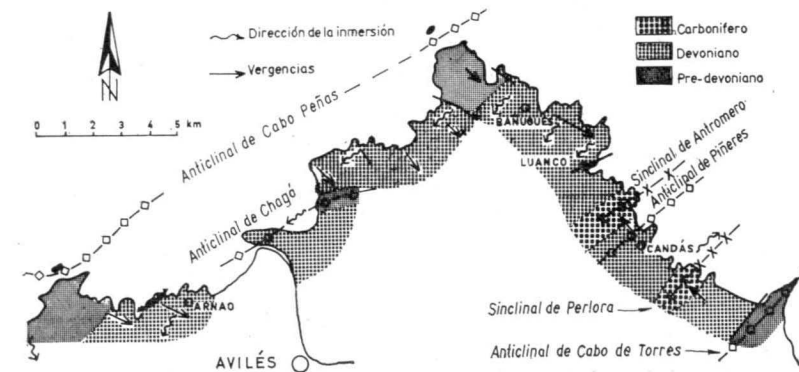


Fig. 2.—Circunstancias tectónicas en el dominio investigado.

Los sedimentos devonianos tienen amplia representación en Cantabria. En la vertiente meridional de la cadena existen varias alineaciones, o cordones paralelos, que transcurren más o menos en dirección EO., para doblar luego hacia el N. en el «arco astur» y adentrarse en el mar, con arrumbamientos medios de 40°-45° en la zona del Cabo Peñas (fig. 1). La costa, con sus empinados cantiles, a veces de más de 100 metros de altura, y su serie casi ininterumpida de afloramientos, suministra allí una información excelente acerca de la composición y disposición de los terrenos, por lo que se la escogió como punto de partida para las investigaciones. Por las mismas razones, ya en su época, Ch. Barrois (1882), se ocupó preferentemente de esta misma zona, y la mayor parte de sus localidades tipo se encuentran en este ámbito.

Nuestra información parte, dentro de la apretada serie de cortes de la zona de trabajo, con la serie de Cabos (Fr. Lotze, 1957), una serie clásica en que alternan areniscas y arcillolitas cuarzosas que corresponden en su mayor parte al Cámbrico superior, pero que por arriba todavía alcanzan al Ordovicense más bajo (Cuarcita armoricana s. s.). Siguen luego areniscas, pizarras y vulcanitas, en medida más reducida también calizas, que, a juzgar por su contenido fósil, representan el intervalo de tiempo entre el Llan-deilo y el Ludlow. El desarrollo del Devoniano y del Carbonífero es do-

minantemente carbonático. El paquete de estratos, que mide en conjunto unos 2.700 metros, fue plegado con características alpinas antes o durante el Westfaliense D inferior. Como consecuencia de la orogénesis varisca se originaron una serie de anticlinales y sinclinales, cuyas intensas vergencias se dirigen hacia el E. en la parte occidental de la zona sujeta a investigación, y hacia el O. en los dominios orientales. Apuntan hacia el ámbito de Luanco, caracterizado por espesores excepcionalmente grandes de los paquetes sedimentarios más o menos a partir del Givetense (fig. 2).



Fig. 3.—Capas de Nieva inferiores (abajo) y superiores (al fondo) en el Cabo Negro, al norte de Avilés. Mirando al norte.

Movimientos neociméricos postcretáceos condujeron a una fragmentación de tipo germánico de las estructuras variscas.

LA SERIE ESTRATIGRÁFICA

Hasta las épocas más recientes (L. U. de Sitter, 1950 y N. Llopis Ladó, 1957 y 1960), se trazó la separación entre Gotlandés y Devoniano en, o incluso bajo, las *capas de Furada*, alternancia de más de 100 metros de grosor de areniscas y arcillolitas rojas y verde oliva que contienen varios bancos de mineral de hierro oolítico de alto contenido. Las nuevas investigaciones de H. Bäcker (1959) y K. Poll (1962), colocan esta unidad petrográfica entera y definitivamente en el Gotlandés.

En conexión con las capas de Furada comienza la sedimentación de rocas de carácter predominantemente carbonático. El Devoniano más bajo, las *capas de Nieva inferiores*, constituyen el tránsito entre la serie clástica de la zona de Furada y la puramente caliza de las capas de Nieva superiores. Comienzan al NE. de la playa de Chagó, que es donde sus afloramientos son óptimos, con areniscas de grano fino, grises y pardas, que pasan en tránsito gradual a pizarras oscuras. Siguen luego calizas, que ofrecen intercalados lechos finamente arenosos de fajeado característico. La potencia conjunta podría rebasar apenas los 50 metros. Constituyen el pequeño cabo al NE. de la bahía (fig. 3). En la Península de Nieva, muy poco al O. de aquel afloramiento, sólo asoman las partes más altas de las capas de Nieva inferiores. Sobre calizas grises descansan allí 15 metros de pizarras oscuras y de calizas, y por encima 5 metros de las mismas pizarras, en alternancia con areniscas de fina estratificación. Cierran el paquete 15-20 metros de pizarras con lechos calizos, negras, con frecuencia arenosas. Una constitución especialmente típica muestran las capas correspondientes en la playa de la Cabaña, al O. de Cabo Peñas. Limitan, por falta de la zona de Furada, a lo largo de un trastorno tectónico, con lechos del Gotlandés más bajo. Pizarras negras, calizas grises, dolomías de meteorización parduzca y areniscas de fino grano con sedimentación angular, constituyen la serie, que está vivamente replegada. En el cabo de la Narvata, al E. del Cabo Peñas, afloran repetidamente las capas de Nieva inferiores. Es lástima que también allí esté sujeta a trastornos su ligazón con el Gotlandés. Es característica de este afloramiento una apretada y regular alternancia de rocas calizas con otras intensamente arcillosas.

La rica fauna es exponente de un biotopo bien aireado, de mar tendido. Los bancos clásticos son especialmente ricos en huellas de vida; se encuentran además corales columnares, lamelibranquios, braquiópodos, tentaculites, ortoceras y, en menor medida, también trilobites. A juzgar por los spiriferidos, se trata del Gedinnense (según comunicación escrita del profesor A. Boucott, de Pasadena, California, y del señor K. Poll; véase el detalle en K. Poll, 1962).

Las *capas superiores de Nieva*, están constituidas por calizas grises, más raramente rosa carne (¿coloración secundaria?) de la Península de Nieva. La parte más baja del conjunto aparece en gruesos bancos, pero hacia arriba, y en todos los cortes examinados, las calizas son más tabulares; paralelamente se observa un incremento de la microfauna. En conjunto, el contenido fósil es más bien pobre; sólo los tentaculites se presentan en mayor cantidad de individuos sobre las superficies de los estratos. La potencia conjunta sólo puede darse en forma aproximada, como consecuencia del vivo replegamiento que ofrecen todos los cortes observados, y se estima

en 250-350 metros. Las capas de Nieva superior tienen una repartición superficial especialmente amplia: constituyen la costa, difícilmente accesible, al O. de la ensenada de Santa María del Mar; más al E. forman la Península de Nieva (localidad tipo de Ch. Barrois, 1882) se prolongan desde allí con escasas interrupciones hasta el Gotlandés de Cabo Peñas (fig. 3). Al norte de Bañugues se internan en el mar las mismas capas. Encontramos finalmente un afloramiento aislado en el flanco occidental del Cabo Torres en las playas de Sibares. Además de los tentaculites ya mencionados, cuyo estudio aún no ha sido terminado por el Dr. F. Prantl, de Praga, sólo encontramos en alguna mayor abundancia braquiópodos, entre éstos *Spirifer (Hysterolites) hystericus* (Schlothheim), en la costa al N. de Bañugues.

A las capas del Nieva superior sigue una unidad estratigráfica especialmente marcada, constituida por unos 20 metros de dolomías y margas dolomíticas gris pardas. Con ellas inicia Ch. Barrois (1882) sus «Calcaire de Ferroñes» (Ferroñes-dolomit o dolomía de Ferroñes, de F. Radig, 1958). Como fósiles encontramos, acumulados lentencejamente, sobre todo corales (1) entre ellos *Pleurodictyum problematicum* Goldf) y gasterópodos. Los afloramientos más ventajosos en la dolomía de Ferroñes los ofrece la ensenada de Bañugues. Una segunda vez asoman estas capas en el flanco occidental de la ensenada de Santa María del Mar y en la isla de la Ladróna, antepuesta a la bahía.

La mayor parte de las capas de Ferroñes se componen de una apretada alternancia de calizas grises, margas y arcillolitas (*Margas de Ferroñes*) que, como consecuencia de su marcada estratificación, son muy propicias a replegamientos: en relación con éstos se presentan con frecuencia deslizamientos paralelos a los estratos, en que los bancos arcillosos constituyen el medio deslizante. Por esta razón —al menos en las zonas de los cortes estudiados—, no ha sido posible la reconstitución de la estratigrafía fina del complejo, que mide unos 70-100 metros, como igualmente ha ocurrido con la recogida sistemática, según horizontes, de la fauna, de tan viejo renombre, que ya ha sido repetidas veces objeto de estudio paleontológico (De Verneuil y D'Archiac, 1845; de Verneuil, 1850; Ch. Barrois, 1882; D. P. Oehlert, 1896-1901; P. Comte, 1938; C. Altevogt, 1962). Aparte los corales, briozoos, tentaculites, crinoides y trilobites, son sobre todo los braquiópodos los que tienen importancia (*stratum typicum de Spirifer pellicoi* Vern. y Arch.). Todavía se trabaja en la clasificación y estudio del material fósil recogido. (Tabulados, rhyconclidos, tentaculites, crinoides y trilobites).

(1) Los rugosos, procedentes de los cortes del Devónico de la costa asturiana, han sido estudiados modernamente por G. Altevogt (1962). De los tabulados se ocupa Cl. Oeckentörp (Münster, Westfalia).

Son accesibles con especial facilidad las margas de Ferroñes, en la orilla oriental de la ensenada de Santa María del Mar y en la bahía antepuesta al O. de Arnac, donde se encuentran en disposición invertida o volcada. El corte muestra, de más moderno a más antiguo:

10 metros, margas grises de briozoarios que en la parte inferior llevan bancos calizos.

10 metros, calizas compactas.

2 metros, calizas quebradizas rojas, de crinoides.

2 metros, calizas grises, laminares, con huellas biológicas.

2 metros, pizarras azul negras. Como ya se mencionó, las porciones pizarras de las margas de Ferroñes presentan, prácticamente siempre, reducción tectónica.

5 metros, calizas compactas.

? metros, pizarras azul negras.

10 metros, calizas compactas.

? metros, pizarras azul negras.

? metros, calizas rojas con crinoides.

? metros pizarras azul negras.

5 metros, calizas.

? metros, alternancia de calizas-pizarras al ritmo de medio metro.

Yacente: dolomías de Ferroñes.

Más al Este, en el Cabo Aguión, al Norte de Luanco, asoman de nuevo en la costa las margas de Ferroñes. Se presentan en un apretado haz de replegamiento, con vergencia aproximada de 15° E., cuyos ejes se hunden empinadamente (40-70°) hacia el Sur. Sin embargo, las dolomías subyacentes de Ferroñes, y su techo, están sencillamente desplomados. Por lo que a su petrografía y su fauna atañe, este afloramiento corresponde con el de Santa María del Mar. Es especialmente característica en Aguión la presencia de una doble carena de calizas rojas de crinoides en la parte más baja del corte, que constituye un buen nivel guía, con innumerables restos de *Diamenocrinus gonatodes* Joh. Müller (2). Todavía se encuentran por tercera vez en afloramiento las margas de Ferroñes en las playas de Sibares, un poco al O. de Cabo de Torres. Se trata aquí de una serie casi vertical de calizas y margas con la tan característica fauna, muy rica y abundante en ejemplares. El yacimiento aparece rodeado por el Trías en posición tendida.

Ch. Barrois termina su «Calcaire de Ferroñes a *Athyris* con una unidad

(2) Debo a la amabilidad de la señora Dra. H. Sieverts-Doreck, de Stuttgart, Möhringen, la determinación de los crinoides. Se encuentra en curso de preparación una detallada publicación acerca de esta materia.

de calizas y margas de crinoides de coloración rojiza o verdosa (*calizas de crinoides de Ferroñes*).

En Arnao, al noroeste de Avilés, las rocas, cuyo espesor puede alcanzar una decena de metros, están intensamente imbricadas y entrecruzadas por superficies y espejos de resbalamiento, y además arrastradas en dirección Este sobre Carbonífero no plegado. La fauna incluye, junto a corales, hidrozoarios, briozoos, braquiópodos, y sobre todo crinoides, que fueron estudiados, procedentes de la misma localidad, por W. E. Schmidt (1932). De nuestra propia recolección proceden entre otros:

Hadrocrinus hispaniae W. E. Schmidt.

Pradocrinus c. f. *baylii* Vern.

Pradocrinus?, n. sp. 1.

Pradocrinus? n. sp. 2.

Las calizas de crinoides de Ferroñes, con las mismas características petrográficas y faunísticas, están admirablemente expuestas en el Cabo Aguión. Su grosor alcanza unos 20 metros. En las playas de Sibares, al E. de la zona, yacen unos 30 m. de calizas rojas de crinoides, hidrozoarios y corales, en bancos gruesos e irregularmente nudosos.

El cubriente normal de las calizas de crinoides lo constituyen rocas predominantemente arcillosas con varias partes más intensamente calizas. Ch. Barrois (1882) denominó como «calcaire d'Arnao» a las capas que yacen sobre sus calizas de Ferroñes, por las tantas veces citada pequeña localidad costera de Arnao. En la orilla oriental de la playa de baños de esta villa se observa como sobre calizas volcadas carstizadas yacen, con intensa discordancia, pizarras arcillosas y areniscas negras, que según los viejos autores contienen una flora del Westfaliense D (véase también R. H. Wagner 1959). Las capas están tendidamente onduladas y sólo al aproximarnos hacia el Oeste al cabalgamiento, a lo largo del cual las calizas de crinoides de Ferroñes han sido tendidamente arrastradas sobre el Carbonífero (ver más arriba), aparecen las capas apretadamente plegadas con vergencia al E. Su recubrimiento por el Carbonífero, y posterior acabalgamiento han sido causa de que en la localidad tipo escogida por Ch. Barrois aparezca la secuencia de capas incompletamente expuesta y muy reducida. Por consiguiente, recomendamos que no se vuelva a emplear el nombre de «capas de Arnao» (F. Radig, 1958).

En Cabo Aguión, cerca de Luanco, y sobre las volcadas calizas de crinoides de Ferroñes, siguen (de arriba a abajo):

35 m. margas y calizas bien estratificadas con braquiópodos y corales.

- 5 m. margo-calizas; algunas decenas de metros de calizas y margas bien estratificadas, muy intensamente trastornadas por accidentes tectónicos.
- 20 m. finas pizarras arcillosas grises, con algún banco de caliza de crinoides.
- 15 m. calizas en bancos gruesos. La parte del cubriente consiste en una pradería de corales.
- 10 m. pizarras rojas, verde oliva y amarillas.
- 5 m. pizarras oscuras, caracterizadas por su riqueza en spirifer del tipo *pellicoi*.
- 7 m. pizarras verdes, rojas y grises con corales y braquiópodos.
- 45 m. calizas compactas con escasas hiladas de corales, ricas en braquiópodos en su parte baja que, como consecuencia de los intensos trastornos tectónicos de la roca, están muy mal conservados.

En la parte oriental de la zona investigada, entre las bahías de Tranqueru y Sibares, se presenta en la costa la misma asociación de capas. Calizas bien banqueadas yacen a lo largo de una falla descendente de arrumbamiento aproximado NS., más o menos intensamente milonitizadas. Se manifiestan allí de techo a muro:

- 14 m. margas ricas en petrificaciones, con algunos bancos calizos en la parte media del conjunto.
- 12 m. margo-calizas ricas en fósiles.
- 24 m. calizas arcillosas rojas, con intercalaciones margosas.

Las capas de Aguión, que fueron así denominadas por su presencia en el Cabo de Aguión, cerca de Luanco (F. Radig, 1958), que es donde ofrecen sus mejores afloramientos, se relacionan estrictamente por su fauna, y más especialmente por su contenido en braquiópodos, con el complejo de las capas de Ferroñes y, como éstas, fueron atribuidas al Ems, aunque no se excluye que pueden extenderse hasta el Devoniano medio, hacia lo que apuntan las faunas de crinoides. En la parte alta de la serie se encuentran, en efecto, una nueva especie de *Clarkeocrinus* (el género es conocido del Eifel más bajo de la región rhenana y en el Devoniano medio de Nueva York) y restos de un género nuevo emparentado, al parecer, con el *Schultziocrinus* del Onondaga, del Estado de Nueva York. Es característico de la fauna de trilobites el *Malladaia luciae* Oehlert (3).

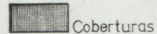
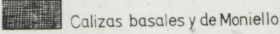
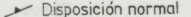
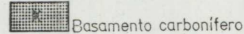
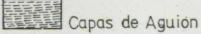
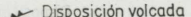
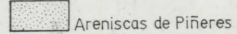
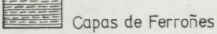
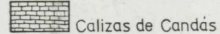
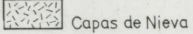
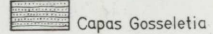
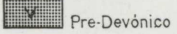
(3) Expreso mi agradecimiento al Prof. Dr. H. K. Erben, de Bonn, por la determinación de los trilobites.

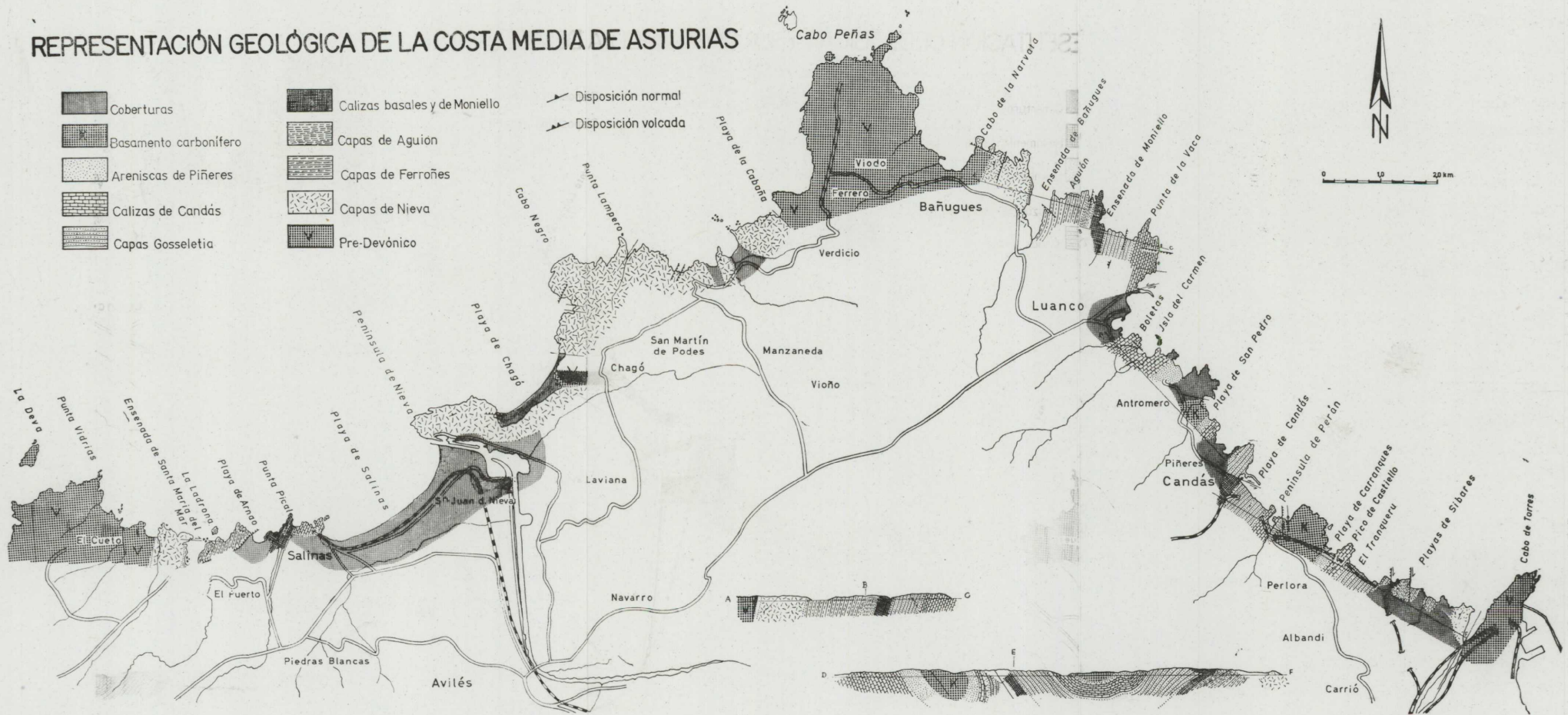
En todos los cortes, y tras las capas de Aguión, de indole predominantemente arcillosa, comienza la sedimentación de carbonatos más puros. Especialmente la parte más baja de las capas siguientes, «la caliza basal» («Basis Kalke») está constituida como caliza en bancos gruesos o masivos. A ella pertenecen las series de rocas denominadas en Arnao, por Ch. Barrois (1882), como capas de Arnao. Afloran allí todavía, en la zona oriental de la bahía ya mencionada, precisamente los bancos limítrofes entre las capas de Aguión y las calizas basales, constituidos por rocas margosas con una fauna en la que aparecen mezclados spirifer de los grupos *pellicoi* y *cultrijugatus*. Además, una parte de las crinoideas del material descrito por W. E. Schmidt, en 1932, procede de estos bancos, que W. Kegel (en el trabajo de W. E. Schmidt, 1932), consideró como equivalente de las calizas crinoideas de Ferroñes del flanco oeste de la bahía, que son mucho más bajas estratigráficamente. Por otra parte, el contenido faunístico del complejo de calizas bien banqueadas o masivas, astillosas, de 160-180 m. en conjunto, es escaso. Las capas están, y esto es aplicable a casi todos los cortes de la zona occidental del área cartografiada, desplomadas hacia el E., lo que es expresión de una intensa vergencia oriental en el plegamiento del basamento.

La caliza de la base, en el corte costero de Aguión, se compone de una serie como de unos 50 m. de grosor, de calizas bien banqueadas a masivas, con fauna de tabulados y los Spirifer ya mencionados en Arnao; son además frecuentes allí, como ocurre en general en todo el Devoniano inferior y medio del N. de Asturias, rhynconélidos, cuya investigación, pendiente aún de determinación, queda encomendada al Dr. D. Schumann, de Tübingen. En el flanco occidental del anticlinal de Cabo Torres se encuentra de nuevo la caliza basal en conformación muy típica, como bancos gruesos de corallarios e hidrozoos, y con espesores análogos, en la pequeña lengua de tierra que separa las bahías de Tranqueru y Sibares.

La costa oriental del Cabo de Aguión, más conocida bajo el nombre de ensenada de Moniello, está constituida por una serie alternante y tabular, de unos 30-40 m., bien estratificados de calizas y margas (*caliza inferior de Moniello*, fig. 4). Se trata de la localidad tipo de las capas de Moniello (Ch. Barrois, 1882). Su contenido fósil es extraordinario (corales, hidrozoarios, briozoarios, braquiópodos, gasterópodos, trilobites y crinoideas). Es importante la presencia de abundantes cálices de *Calccola sandalina* Lam., con aberturas angulares de 55-65° (según medidas de unos 50 ejemplares). Según R. Richter (1928), esta forma primitiva, con sus valores angulares de alcance medio, es característica del Couvin más bajo. También es de notar la presencia del *Hadrocinus hispaniae* W. E. Schmidt, el fósil característico de las calizas crinoideas de Ferroñes; se encuentra además *Orthocrinus planus* W. E. Schmidt. La parte cubriente de las capas de Moniello

REPRESENTACIÓN GEOLÓGICA DE LA COSTA MEDIA DE ASTURIAS

- | | | | | | |
|---|-----------------------|---|-------------------------------|--|---------------------|
|  | Coberturas |  | Calizas basales y de Moniello |  | Disposición normal |
|  | Basamento carbonífero |  | Capas de Aguión |  | Disposición volcada |
|  | Areniscas de Piñeres |  | Capas de Ferroñes | | |
|  | Calizas de Candás |  | Capas de Nieva | | |
|  | Capas Gosseletia |  | Pre-Devónico | | |



están constituidas por unos 20-40 m. de calizas de hidrozoarios y coralarios, en bancos gruesos a masivas, que en la bahía de Moniello aparecen en afloramiento incompleto (= *Calizas superiores de Moniello*).

La parte inferior, finamente estratificada, de las calizas de Moniello, constituye la punta Pical al N. de Arnao. Las capas, que ofrecen allí una constitución típica, están dispuestas en cantidad de repliegues apretados, de ver-

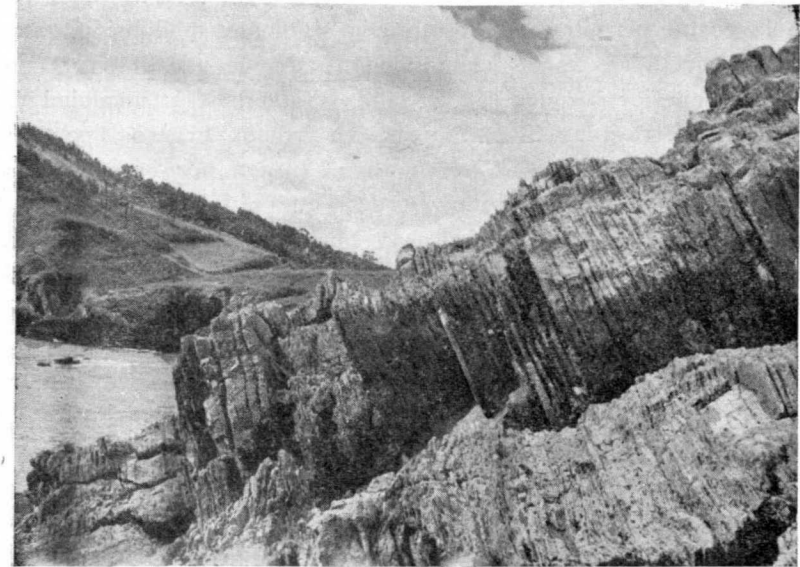


Fig. 4.—Las capas de Moniello inferior en posición desplomada. Flanco occidental de la ensenada de Moniello, al norte de Luanco.

gencia Este. Las calizas superiores de Moniello faltan en Arnao por supresión tectónica. En el corte de El Tranqueru se presentan las capas de Moniello con sus dos componentes. Como consecuencia de la animada tectónica, y de la superposición de areniscas triásicas, es difícil poner en claro las minuciosidades de la serie. Lo mismo hay que decir con respecto a la presencia en el flanco SE. del anticlinal de Piñeres, intensamente vergente al Oeste, en cuyo núcleo aparecen en la vecindad de la localidad de Candás como las más antiguas, las capas de Moniello. Los afloramientos existentes tras las casas más orientales de la villa, resultan pobres en comparación con los cortes que ofrece la costa.

Después de la sedimentación predominantemente carbonática, y en menor grado también finamente clástica, durante el Devoniano inferior y el Eiffel más bajo, se inició sobre las capas de Moniello el aporte de arenas potentes, de grano medio, con estratificación de angular a cruzada, en la que

se intercalan hiladas pelíticas y, localmente y como consecuencia de su contenido fósil, también lechos calizos. Donde están mejor expuestas estas capas, denominadas areniscas de *Gosseletia* por este fósil que les es característico, es en ambos flancos del sinclinal de Perlora, de tan regular constitución. El respaldo de la plaza de Candás, en el flanco NO. de la estructura, está constituido por ellas. Es la localidad tipo de las «grés de Candás à *Gosseletia*» de Ch. Barrois (1882). Los afloramientos, localmente muy meteorizados y desmoronados, que se presentan a lo largo de la carretera de la costa, permiten no obstante la siguiente subdivisión general de esta unidad, que mide varios cientos de metros de grosor: A las calizas de Moniello superior suceden, en la salida oriental de la localidad de Candás, areniscas ferruginosas, cuarcíticas, en bancos gruesos, con paquetes aislados de arcillolitas rojas y verde oliva. Siguen por encima sedimentos predominantemente pelíticos de tonos verdes, que a hiladas tienen un abundante contenido en huellas biológicas y huellas de cabrilleo. Sólo algunos pocos bancos manifiestan un contenido apreciable en hierro, que desaparece casi del todo en las arcillolitas oscuras y arcillas pardas del techo: abundan en ellas fósiles mal conservados, sobre todo braquiópodos. Las areniscas sobrepuestas, masivas, muy duras, con oolitos ferríferos, de varios metros de potencia, se caracterizan por una fauna peculiar de corales, braquiópodos, lamelibranquios y gasterópodos. El fósil característico es la *Gosseletia devónica* Barrois, cuyo «locus typicus» debe andar por el acusado crestón ferrífero de la bahía de Candás. Por otra parte, el valor económico de las capas de mineral con *Gosseletia*, no obstante su alto contenido en Fe, es reducido por razón de su contenido en SiO₂. Como cierre de la serie clástica sigue una alternancia de areniscas y arcillolitas, gris verde y pardas.

También aparecen con desarrollo análogo las capas de *Gosseletia* en el flanco SE. del sinclinal de Perlora. Constituyen la costa en la zona de la bahía de El Tranqueru, donde aparecen en buen afloramiento ininterrumpido. Es característico el desarrollo cíclico de bancos de areniscas ferríferas. Puesto que las capas de *Gosseletia* no se pueden estudiar en punto alguno con tanta comodidad y claridad como aquí, reproducimos el corte exacto de este afloramiento. La sucesión de techo a muro es:

- 60-70 m. areniscas y pizarras, rojas y amarillas en la parte alta, verdes en la parte baja.
- 3 m. areniscas ferríferas con *Gosseletia devónica* Barrois, bancos con estratificación cruzada.
- 21 m. areniscas y pizarras verdes, algunos horizontes son nudosos con huellas de reptación; en la parte del yacente algunas hiladas fosilíferas.

- 3 m. banco masivo de areniscas, que en la mitad inferior es intensamente ferrífero.
- 15 m. areniscas y pizarras verdes.
- 5 m. arenisca ferrífera banqueada.
- 47 m. areniscas y pizarras, un banco presenta deformaciones por deslizamiento (partes arenosas deformadas y arrolladas en sedimento arcilloso); fauna mal conservada: corales, briozoarios, braquiópodos.
- 6 m. areniscas ferruginosas con *Gosseletia devónica* Barrois.
- 21 m. areniscas verdes y margas arenosas con huellas de cabrilleo, en el medio un banco de arenisca roja de un m. de grosor.
- 3 m. arenisca ferruginosa.
- 2.5 m. arenisca gris verde y pizarra.
- 6 m. arenisca ferrífera con hiladas de cantos, en parte cuarcitosa.
- 16 m. areniscas y pizarras, ricas en huellas biológicas, en el medio un metro de arenisca ferrífera.
- 4 m. arenisca ferrífera con fósiles mal conservados.
- 20 m. pizarras finas, oscuras, incrementantemente arenosas hacia la base, en tránsito a areniscas.
- 106 m. alternancia frecuente y regular de areniscas pardas, pizarras oscuras y areniscas ferríferas.
- 35 m. areniscas ferríferas, firmes, en bancos gruesos.
- 10 m. areniscas claras, bien estratificadas.
- 70 m. (por lo menos) de areniscas ferríferas, compactas, en bancos gruesos.

Un tercer corte a través de las mismas capas se encuentra al N. de Luanco, entre la ensenada de Moniello y la punta de la Vaca. Esta serie clástica, que mide en conjunto unos 450 m. y que está volcada toda ella hacia el E., tiene una constitución parecida a la del sinclinal de Perlora.

En conexión con las areniscas de *Gosseletia* aparecen de nuevo calizas (*calizas inferiores de Candás*). En su localidad clástica, la península de Perán, al sudeste de Candás siguen, sobre las areniscas ferríferas, 18 m. de calizas color carne, quebradizas, en bancos gruesos: hiladas más intensamente margosas suministraron una rica recolección de corales y braquiópodos. Al techo siguen 50 m. de calizas duras, en bancos gruesos, con *Strin-gocephalus burtini* Debr. Además abundan extraordinariamente los corales, sobre todo los thamnóporos. Constituyen superficies de antiguas y apretadas praderías (fig. 5). Las calizas masivas vienen cubiertas por 23 m. de una serie alternante de calizas y margas, que es igualmente muy rica en corales e hidrozoarios (fig. 6). Son característicos los abundantes restos de cypressocrinoideos. Siguen después 23 m. de calizas bien banqueadas, fir-

mes, quebradizas, pero en los 40 m. siguientes se presentan de nuevo intercalaciones pizarreñas que alternan con bancos de calizas duras de hasta un m. de potencia. Estas capas son las que constituyen la zona de la ría de Perán. En su flanco oriental se alzan 35 m. de calizas, en su mayor parte masivas. Con los siguientes 12 m. de calizas y margas grises de corales comienzan las *calizas superiores de Candás*. Contienen una fauna del Devónico superior con *Spirifer* del grupo *verneuili*; es además muy frecuente



Fig. 5.—Praderas de *Thamnopora* en las calizas de Candás inferior de la península de Perán, en Candás. Superficie de un lecho. Escala aproximada, 1:10.

Cyrtina heteroclyta Defr. Encima vienen diez metros de margas, entre las que se intercalan areniscas rojas y pardas. Un arrecife de varios metros de grueso compuesto por *Disphyllum goldfussi* Geinitz, constituye su terminación. Los alargados individuos o coralites yacen tan compactamente apretados, que es muy poco el sedimento que se ha podido insertar entre ellos.

La contrapartida sudeste de la península de Perán la constituye el Pico de Castiello. También allí se ofrece la serie carbonífera del Givet-Devoniano superior muy bien puesta de manifiesto. Sobre la serie de *Gosseletia* siguen allí diez metros de calizas rojas, grises hacia la parte alta, en bancos gruesos, con intercalaciones margosas. El tránsito, a partir de las areniscas del yacente, tiene lugar de manera gradual. La fauna, bien conservada, de rugosos y braquiópodos ha suministrado también una forma de *Calceola sandalina* Lam. con ángulos de mediana abertura, desgraciadamente en es-

casos ejemplares, que no permiten afirmar si pertenecen a formas de una mutación más moderna (Fr. Lotze, 1928). La continuación del corte hacia arriba la constituyen 10 m. de margas amarillas y grises con escasos bancos calizos, luego 14 m. de calizas tabulares grises y, finalmente, 10 m. de calizas grises de hidrozoos y corolarios. Estas últimas incluyen bellas formaciones arrecifales, cuya observación es óptima en los empinados muros. La participación mayor de las rocas constitutivas del Cabo de Castiello la



Fig. 6.—Caliza de hidrozoarios y corolarios en el Givet de Perán, vista al rumbo de la estratificación.

forman unos 130-140 m. de calizas masivas, pobres en fósiles, que en su parte inferior contienen stringocephalos. En el flanco noroeste de la lengua de tierra, tan notable desde un punto de vista morfológico, yacen 20 m. de calizas tabulares (equivalentes a la base de las calizas de Candás superior), a las que suceden 15 m. de pizarras y margas oscuras. El cierre de la sedimentación calizo-arcillosa lo constituyen tres metros de pizarras oscuras. Aparte los corales, ya que el banco más alto presenta abundantes ejemplares de *Disphyllum goldfussi* como ocurre al otro lado del sinclinal, las capas superpuestas a las de stringocephalos contienen sobre todo braquiópodos y trilobites. Además de las especies ya mencionadas procedentes de

Perán, se presenta *Asteropyge* sp. aff. *nasocostata* Paeckelmann, que es una forma característica del Frasnio medio.

Especial interés merece el corte correspondiente a Luanco. Mientras que hasta aquí, y en toda la extensión de la región investigada (hasta las capas de *Gosseletia*, inclusive) las condiciones de sedimentación eran idénticas tanto por la constitución como por el contenido fósil y potencia, de modo que la identidad resultaba sorprendentemente acusada y uniforme dentro de cada unidad estratigráfica individual, a partir de las series carbonatadas superiores se presentan diferencias caracterizantes, que sugieren que en el ámbito de Luanco la velocidad de hundimiento era mayor con respecto a las zonas contiguas por el NO. y SE. Este reforzado hundimiento no llegó a ser enteramente compensado por mayores potencias de sedimentos. La profundidad de las aguas era allí manifiestamente mayor que la de las zonas vecinas, oblicuamente dispuestas con respecto al actual arrumbamiento de los estratos. Las circunstancias de detalle son como a continuación se describen: En la Punta de la Vaca se apoyan, sobre las areniscas de *Gosseletia*, calizas grises y margas muy fosilíferas con estratificación bien marcada. Faltan los arrecifes de corales e hidrozoarios con *Phillipsastrea* que caracterizan los estratos equivalentes en Perán y Castiello. La serie presenta una intensa vergencia de plegamiento al Este. Al E. de la Punta de la Vaca se intercalan areniscas pizarreñas gris verdes, y finalmente las calizas de *stringocephalos*, de puro desarrollo calizo en los perfiles normales, quedan sustituidas o representadas por areniscas amarillo parduzcas, en parte cuarcíticas, bien estratificadas. Hacia la parte alta las psamitas pasan rápidamente a una secuencia, finamente estratificada, de margas arenosas. Finalmente la continuación de la secuencia estratigráfica queda constituida por calizas y margas ricas en fósiles, bien estratificadas. Limita mediante contacto tectónico con el Bedoul de la bahía de Luanco. Al SE. de la localidad sus formaciones, de carácter transgresivo, descansan sobre una alternancia muy vivamente replegada, y desplomada, de calizas, margas y areniscas. El techo, en el flanco NO. del Boletas, lo constituyen areniscas pardas. Por lo demás el ancho y aplastado saliente costero está constituido por calizas duras y oscuras y, por encima, pizarras arcillosas con una fauna sorprendentemente enana, caracterizada por tentaculites y, finalmente, por calizas de hidrozoos y corales sin estratificación aparente. Las capas en el Boletas, de unos 200 metros de grosor, suceden en secuencia normal, sin replegamientos. La potencia conjunta del Devoniano medio, calizo-arenoso, sobre las areniscas de *Gosseletia*, podría alcanzar en Luanco unos 350-400 metros.

En la vecina ensenada al SE. se presentan, en asociación normal con respecto a su yacente, areniscas amarillas y rojas (80 metros). Las estimo, aunque hasta ahora falten pruebas paleontológicas, como los estratos basa-

les de las calizas del Candás superior. Tras un pequeño trastorno siguen pizarras nudosas, oscuras, e intensamente arenosas, con algunas hiladas claras intercaladas. Son característicos los delgados banquitos de arcillas ferruginosas con meteorización rojo parda. Hacia la parte alta incrementan los componentes clásticos, hasta que se llega finalmente a la constitución de una parte de areniscas amarillas, de unos 5 m. de grosor, meteorizables a tonos rojos. Encima yacen rocas arcillosas y finamente arenosas, oscuras, pero de tonos amarillentos claros cuando meteorizadas, con una fauna en que la presencia de *Asteropyge*, cf. *hispanica* R. y E. Richter nos habla del to. I. Las capas están aflorantes en la parte situada tras la bahía, y sobre todo en las profundas caleyas que a ella conducen. Areniscas silíceas, en bancos gruesos, potentes, pardos y grises, situadas al techo, constituyen el pequeño saliente frente a la Isla del Carmen. En la ensenada situada al E. aparecen puras pizarras arcillosas ricas en orthoceras, en sistema de apretado replegamiento.

Las calizas de Candás están puestas de manifiesto también en el volcado flanco NO. del anticlinal de Piñeres, en la zona de la playa de San Pedro. Buzan unos 70° al SE. y están constituidas en su facies corriente. Su recubrimiento por calizas arenosas del Cretáceo Inferior hace imposible el establecimiento de las características estratigráficas de detalle. Un afloramiento aislado de las calizas del Candás inferior nos ofrece también la costa al oeste de la playa de Salinas. Allí, bajo una delgada cobertura de depósitos triásicos, yacen calizas y margas comportantes de la fauna de las calizas del Candás inferior del sinclinal de Perlora, y que, por consiguiente, contienen *Calceola sandalina* Lam. y praderas de corales con *Phillipsastrea*. Las capas están apretadamente plegadas y sus contactos, tanto al techo como al muro, son anormales.

El cierre del Devoniano ofrece una serie clástica en todos los cortes de la costa asturiana. Se trata siempre de areniscas ferruginosas vivamente coloreadas de rojo. En el Pico de Castiello, del flanco SE. del sinclinal de Perlora, el tránsito de las margas con faunas, del paquete calizo superior de Candás, a estas areniscas, se hace mediante una delgada banda de pizarras suaves, verdes, que en su parte inferior aún manifiestan tendencia a un definible contenido calizo. Hacia la parte media del paquete, que mide escasas decenas de metros, se encuentran tres metros de margas arenosas, completamente rellenas de corales individuales, cuyo crecimiento es fasciculiforme. El metro superior de la arenisca ferruginosa es calizo. El techo se compone de una caliza nudosa roja, con goniatites del Visé superior (mármol grioto).

Circunstancias completamente análogas se nos ofrecen en el ala NO. del sinclinal. Sobre las calizas superiores de Candás descansan, con aguda deli-

mitación, 25 metros de areniscas ferruginosas en bancos gruesos cuyos estratos ofrecen en sus caras inferiores las huellas de una animada vivencia.

Aún más al NO. aumentan los espesores de las formaciones de que nos ocupamos. Podemos observar en el flanco NO., volcado, del anticlinal de Piñeres, desde arriba a abajo, el siguiente corte:

- 28 m. areniscas rojas, y además cuarcitas color carne a blancas, vitrosas, esquillosas.
- 18 m. alternancias de delgados lechos de pizarras y areniscas cuarcitosas, rojas y verde oliva. Los únicos restos orgánicos que encontramos son piezas esqueléticas de crinoides y huellas biológicas.
- 30 m. areniscas ferruginosas en bancos gruesos.

El más alto de los tres elementos suministró en un banco, primariamente calizo, actualmente sin embargo arenoso-poroso por circulación de aguas, una fauna en que predominan los braquiópodos, de los que solamente se conserva el molde interno. Entre otras formas contiene *Spirifer bouchardi pelli-coi* Rig., *Spirifer (Cyrtospirifer) verneuilli lonsdalii* Murch. y *Camarotoechia mariana* Vern. Son muy estrechas las relaciones faunísticas con el Frasnense equivalente de Sierra Morena, por un lado, y de las Ardenas, por otro (W. Müller, 1929).

Aún más potentes resultan las capas correspondientes, conforme nos acercamos más al «surco de Luanco». La serie, que allí alcanza unos 250 metros, muestra la siguiente división fina (de techo a muro):

4. Alternancia fina de areniscas cuarcíticas y pizarras abigarradas con horizontes de deslizamiento (fig. 7). El techo está cubierto por el Cretáceo Inferior transgresivo.
3. Areniscas ferruginosas, cuarcíticas, en parte de grano muy basto, con estratificación cruzada. Las caras inferiores aparecen frecuentemente venadas y abultadas con huellas y pistas biológicas. Hasta ahora los únicos restos fósiles hallados consisten en artejos de crinoides. Las partes más altas de la serie se caracterizan por un abancamiento más grueso de los estratos; paralelamente con respecto a este fenómeno se aprecia un incremento del cemento silíceo.
2. Diez metros de areniscas amarillas y verde oliva, en las que se intercalan hacia arriba, en proporción incrementante, hiladas rojas.
1. Constituyen el tránsito a las calizas del Candás superior del yacente, pizarras y areniscas gris verdes o pardas, de escasa potencia.

En el primero de los tres perfiles descritos —como por doquier, en el ámbito cantábrico— suceden a las areniscas, cuya deposición en el área investigada comienza con el Devoniano superior I más alto, las calizas rojas

nodulares y nudosas del Visé superior. Hasta ahora no han sido observados indicios de más intensas interrupciones en la sedimentación, ni tampoco superficies de retrabajamiento o discordancias erosivas o de plegamiento, de manera que nos vemos obligados a aceptar, como representante del Frasnense superior, del Famenne y de la mayor parte del Carbonífero inferior, una serie que normalmente no mide más de unos pocos decámetros. Hacia el E., por otra parte, aumentan considerablemente los espesores de las capas clásicas limítrofes del Devoniano Carbonífero (p. e. en Unquera, con más de

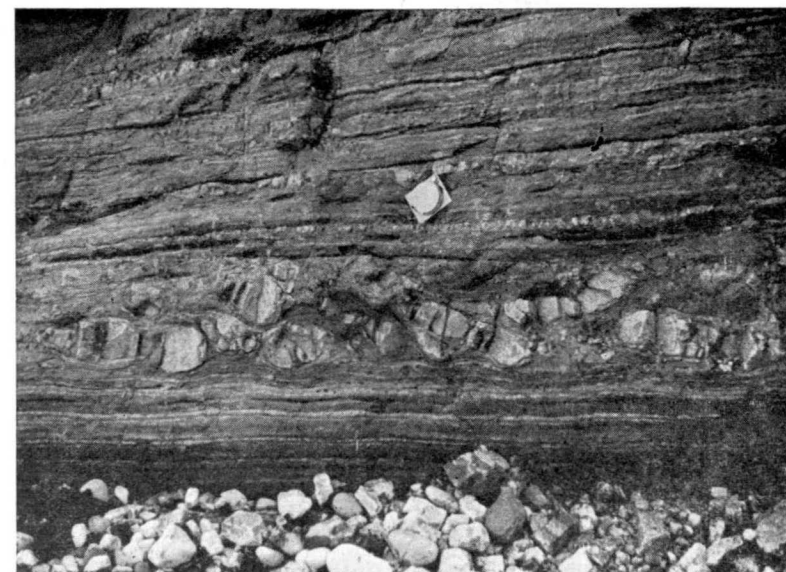


Fig. 7.—Horizonte de deslizamientos en la arenisca de Piñeres, en la costa de Antromero del sureste de Luanco.

1.000 m.), al mismo tiempo que experimentan una semejanza litofacial con respecto a la serie cambro-silúrica de Cabos (Fr. Lotze, 1957).

En Asturias nord-occidental, la serie mencionada recibió, por obra de geólogos más antiguos, una serie de nombres en parte propensos a confusiones e imprecisamente definidos. Por esta razón se ha introducido el nombre de *Arenisca de Piñeres* (por el afloramiento de Piñeres al NO. de Candás), que gracias a su fauna ha podido ser subdividido (F. Radig, 1958).

RELACIONES Y RESUMEN

En el ámbito de la zona media del sistema de las Cantábricas, parece que el desarrollo del Devoniano haya tenido lugar en forma relativamente unitaria. En todo caso resulta posible establecer la correlación, a grandes ras-

Faunas más importantes		LITOLÓGICO	LITOLÓGICO	LITOLÓGICO	CARBONIFERO INF
Spirifer	Otros fósiles				
Grupo de verneuli	<i>Atrypa reticularis</i> <i>Atrypa reticularis</i>	20m Calizas con nódulos, rojas 25m Areniscas ferríferas rojas 20-35m Margas grises	Marmol grioto Areniscas de Piñeres Calizas sup. de Candás		Famenne Frasnes
	<i>Stringocephalus burfini</i> <i>Cupressocrinus</i> , <i>Phillipsia</i> <i>astrea</i> <i>Calceo</i> o <i>sandalina</i>	180m Calizas masivas grises, margosas en la base	Calizas inf. de Candás		Givet
	<i>Gosseletia devonica</i>	Potencia conjunta: 450m Areniscas y pizarras gris-verdes y pardas Areniscas con oolitos ferríferos Pizarras y areniscas oscuras Pizarras y areniscas verdes con bancos individualizados de areniscas ferríferas rojas Potentes areniscas ferríferas cuaríticas	Areniscas de Gosseletia		Couvin
Grupo de cultrijugatus	<i>Calceo sandalina</i>	Calizas coralinas en bancos gruesos 30-40m Calizas y margas grises bien banqueadas 50m Calizas de hidrozoos y coralinas en bancos gruesos	Capas sup. de Maniella Capas inf. de Maniella Calizas de la base		
Grupo de pallico	<i>Orthocrinus</i> <i>Mallada luciae</i> <i>Hadracrinus hispaniae</i> <i>Pradocrinus</i> <i>Diamenocrinus gonatodes</i>	160-180m Calizas y margas grises dominantes 20m Calizas de crinoides rojas y verde olivo 100m Calizas y margas grises y calizas rojas de crinoides 20-30m Dolomías y margas dolomíticas fragmentalmente arenosas	Capas de Aguión Calizas de crinoides de Ferrónes Margas de Ferrónes Dolomías de Ferrónes		Ems
<i>hystericus</i>	<i>Orthocrinus</i> <i>Graptolites</i>	250-350m Calizas grises en bancos gruesos en su parte más alta tabulares e intensamente margosas 50-100m Areniscas finas, calizas, margas y dolomías 100m Areniscas ferríferas, areniscas rojas y verde olivo y pizarras	Capas sup. de Nieva Capas inf. de Nieva Zona de Furada		Siegen Gedinne Ludlow

Secuencia estratigráfica del Devoniano en el ámbito del Cabo Peñas (Asturias).

gos, entre el perfil establecido por P. Comte para la vertiente meridional leonesa y el de la costa asturiana (véase con mayor detalle en F. Raúg, 1958); las correlaciones más finas sólo podrán ser establecidas cuando se disponga de un estudio más preciso de las sucesiones faunísticas en ambas regiones. Aquí, como allí, se trata de los sedimentos procedentes de un

mar marginal, tendido, con abundante proliferación de vida bentónica. Hacia el SE., en León oriental y en Palencia, por consiguiente más o menos de acuerdo con el arrumbamiento de la actual cadena, las bio y litofacies apuntan a un ámbito de mar abierta. Es por esto por lo que en la zona investigada a lo largo de la costa, entre las faunas extraordinariamente ricas, no se encuentran sino muy escasos goniatites, mientras que éstos abundan cada vez más hacia el SE., hasta llegar a componer una proporción considerable de los organismos que vivían entonces (F. Kullmann, 1960).

Faunísticamente, el Devoniano cantábrico es intermedio entre el de Europa media y oriental, por un lado, y el NO. de Africa y N. de América por otro. Encontramos, por ejemplo en Asturias, junto a especies de tentaculites predominantemente renanas, formas que se presentan en el desarrollo bohémico de Checoslovaquia, Polonia, y Escudo Ruso (según amable comunicación escrita del Dr. F. Prantl, de Praga). J. Kullmann (1960), estableció que las faunas de ammonites estudiadas por él en sus cortes de León y Palencia guardan muy estrecha relación con los procedentes de los afloramientos de la Montagne Noire y Alemania, y por otro lado con los de Africa. A la misma consideración llegó W. Ziegler (1959), en su estudio de los conodontos de los Pirineos. Pero también para los corales y equinodermos se marcan con nitidez conexiones con las faunas norteamericanas, que resultan comparables. Así se manifiestan sorprendentemente análogas muchas especies de rugosos de Cantabria y de Norteamérica (G. Altevogt, 1962). Ya se indicó, en el capítulo que trata de las capas de Aguión, que podían hacerse observaciones semejantes respecto de los crinoides.

Muchas cuestiones estratigráficas deben permanecer abiertas en el marco de estas investigaciones, de orientación predominantemente tectónica, porque hasta ahora las faunas resultan insuficientemente conocidas. La reinterpretación y estudio de las recogidas de fósiles y el examen de nuevos perfiles de comparación en el interior del país contribuirán a la solución del problema.

BIBLIOGRAFÍA

ADARO J. & JUNQUERA, G.: *Criaderos de hierro de España. II. Criaderos de Asturias*. «Mem. Inst. Geol. España», 677 S., 10 Taf. Madrid, 1916.
 ALMELA, A. & RÍOS, J. M.: *Datos para el conocimiento de la geología asturiana (Valle de Riosa y Proaza)*. «Bol. Inst. Geol. Min. España», 45. Madrid, 1953.
 ALTEVOGT, G.: *Rugose Korallen aus dem Devon von Asturien (Nordspanien)*. Diss. Münster, 1962.
 BÄCKER, H.: *Die Furada-Zone in Zentral-Asturien und Nord-León. Eine feinstratigraphische Untersuchung der Grenzschichten Gotland-Devon*. Diss. Münster, 1959.

- BARROIS, CH.: *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de Galice*. «Mém. Soc. Géol. Nord.», 2. Lille, 1882.
- CASIANO DE PRADO: *Note géologique sur les terrains de Sabero et de ses environs dans les montagnes de León (Espagne)*. «Bull. Soc. Géol. France» (2), S. 137-155. Paris, 1850.
- COMTE, P.: *Sur les couches intermédiaires entre le Silurien et le Dévonien dans les Asturies*. «C. R. Acad. Sci.», 198, S. 1164-1166. Paris, 1934.
- — *Le série dévonienne du León (Espagne)*. «C. R. Acad. Sci.», 202, S. 337. Paris, 1936.
- — *Le Dévonien inférieur de León*. «C. R. Acad. Sci.», 202, S. 771. Paris, 1936.
- — *Le Dévonien moyen et supérieur du León*. «C. R. Acad. Sci.», 202, S. 1198. Paris, 1936.
- — *Les schistes de La Collada de Llama et les schistes de Huergas (León-Espagne)*. «C. R. Acad. Géol. France» (5), 6, S. 138-139. Paris, 1936.
- — *Sur le Gedinnien de la Chaîne Cantabrique*. «C. R. Acad. Géol. France» (5), 7, S. 154-156. Paris, 1937.
- — *Les faciès du Dévonien supérieur dans la Cordillère Cantabrique*. «C. R. Acad. Sci.», 206, S. 1496. Paris, 1938.
- — *La transgression du Famennien supérieur dans la Cordillère Cantabrique*. «C. R. Acad. Sci.», 206, S. 1741. Paris 1938.
- — *Brachiopodes dévoniens des gisements de Ferroñes (Asturies) et de Sabero (León)*. «Ann. paléont.», 27, S. 10-49. Taf. 5-8. Paris, 1938.
- DELÉPINE, G.: *Sur l'âge des grès du Naranco (Asturies)*. «C. R. Acad. Sci.», 187, S. 239-241. Paris 1928.
- — *Sur l'extension des mers paléozoïques en Asturies*. «C. R. Acad. Sci.», 195, S. 1401. Paris, 1932.
- — *Sur la présence d'une faune gréttienne en Asturies (Espagne)*. «C. R. Soc. Géol. France» (5), 2, S. 204-206. Paris, 1932.
- — *Studies of the Devonian and Carboniferous of Western Europe and North Africa*. «Proc. geol. Assoc.», 62 (20), S. 140-166, 1951.
- GRÖSCH, P.: *Zur Kenntnis des Paläozoikums und des Gebirgsbaues der westlichen Kantabrischen Ketten in Asturien (Nordspanien)*. «N. Jb. Min.», Beil.-Bd. 33, S. 714-753, 5 Abb., Taf. 16-21. 1912.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. & F.: *Observaciones respecto a estratigrafía y tectónica de la cordillera cántabro-asturiana*. «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», S. 484. Madrid, 1935.
- HERNÁNDEZ-SAMPelayo, P.: *Datos para el estudio de las Hojas de Gijón (14) y Oviedo (29) del mapa geológico 1:50.000*. «Ints. Geol. y Min. España», 11 S., 17 Taf. Madrid, 1944.
- KARRENBERG, H.: *Die postvariszische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien)*. «Abh. Ges. Wiss.», Göttingen, math.-phys. Kl., 3 Folge, H. 11. Göttingen, 1934.
- KULLMANN, J.: *Die Ammonoidea des Devon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)*. «Abh. Akad. Wiss. Mainz», math.-nat. Kl., 1960, Nr. 7, 105 S., 20 Abb., 9 Taf. Wiesbaden, 1960.
- LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre la estratigrafía del devónico entre Avilés, Gijón y Oviedo*. «Breviora geol. astúrica», 1, Nr. 1/2, S. 5-8, 1 Taf. Oviedo, 1957.
- — *Estudio geológico de las Sierras de la Coruxera, la Mostayal y Monsacro*. «Breviora geol. astúrica», 4, H. 3/4, S. 3-132, 19 Abb., 5 Taf. Oviedo, 1960.
- LOTZE, F.: *Beitrag zur Kenntnis der Mutationen von «Calceola sandalina» (L.)*. Senckenbergiana, 10, H. 3/4, S. 158-169, 5 Abb., 2 Taf. Frankfurt a. M., 1928.

- — *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotekton. Forsch., 6 S., 78-92, 7 Abb. Berlin, 1945.
- — *Über variszische Gebirgszusammenhänge im westlichen Mittelmeergebiet*. Congr. géol. int., C. R. 19, sess. Alger, 1952, 2, S. 141-147. Alger, 1953.
- — *Zur Alter nordwestspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen*. «N. Jb. Geol. Paläont.», Mh., B, 1957, H. 10, S. 464-471. Stuttgart, 1957.
- MELÉNDEZ MELÉNDEZ, B.: *El Devónico en España*. Congr. Géol. Int., C. R. 19, sess. Alger, 1952, 2, Alger, 1953.
- MÜLLER, WILHELM: *Die Fauna der Frasnus-Stufe bei Almadén (Sierra Morena, Spanien)*. «Abh. Senck. Naturf. Ges.», 41, 5, S. 243-282, 4 Taf., Frankfurt a. M., 1929.
- OEHLFERT, D.-P.: *Fossiles dévoniens de Santa Lucia (Espagne)*. «Bull. Soc. Géol. France» (3), 24, S. 814-875, Taf., 26-28. Paris, 1897 und (4), 1, S. 233-250, Taf., 6. Paris, 1901.
- POLL, KURT: *Die Grenzschichten Silur-Devon im westlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)*. Diss. Münster, 1962.
- RADIG, FRANZ: *Stratigraphie und Tektonik der asturischen Küste zwischen San Esteban de Pravia und dem Cabo de Torres (prov. Oviedo, Nordspanien)*. Diss. Münster, 1958.
- RICHTER, RUD.: *Zur stratigraphischen Beurteilung von «Calceola (Calceola sandalina)» Lam. n. mut. «data» und «alta»*. «N. Jb. Min.», etc., 1916, S. 31-44, Taf. 3-6, Abb. 16-17. Stuttgart, 1916.
- — *Fortschritte in der Kenntnis der «Calceola»-Mutationen*. «Senckenbergiana», 10, S. 169-184, 13 Abb. Frankfurt a. M., 1928.
- RICHTER, R. & E.: *Die Trilobiten des Oberdevons*. «Abh. pr. geol. L.-A.», N. F., 99, 314 S., 18 Abb., 12 Taf. Berlin, 1926.
- SCHINDENWOLF, O. H. & KULLMANN, J.: *Cephalopoden-führendes Devon und Karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)*. «N. Jb. Geol. Paläont.», Mh., B, 1958, H. 1, S. 12-20. Stuttgart, 1958.
- SCHMIDT, W. E.: *Crinoiden und Blastoiden aus dem jüngsten Unterdevon Spaniens*. «Palaeontographica», 76, S. 1-34, 11 Abb., Ta. 14. Stuttgart, 1931.
- SCHULZ, C.: *Note sur la géologie des Asturies*. «Bull. Soc. géol. France» (1), 8, S. 325. Paris, 1837.
- — *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. 138 S., 1 Prof. Madrid, 1858.
- SITTER, L. U., DE: *El desarrollo del Paleozoico en el NO. de España*. «Publ. Extr. Geol. España», 5, S. 5-39, 9 Abb., 1 Taf. Madrid, 1950.
- VERNEUIL, DE: *Note sur les fossiles dévoniens du district de Sabero (León) suivie d'une liste de fossiles du même terrain des montagnes de León et des Asturies*. «Bull. Soc. géol. France» (2), 7, S. 155-186, Taf. 3-4. Paris, 1850.
- VERNEUIL, DE & D'ARCHIAC: *Note sur les fossiles du terrain paléozoïque des Asturies*. «Bull. Soc. géol. France» (2), 2, S. 458-482. Paris, 1845.
- WAGNER, R. H.: *Sur la présence d'une nouvelle phase tectonique «leoniennne» d'âge Westphalien D dans le nord-ouest de l'Espagne*. «C. R. Acad. Sci.», 249, S. 2804-2806. Paris, 1959.
- ZIEGLER, W.: *Conodonten aus Devon und Karbon Südwesteuropas und Bemerkungen zur bretonischen Faltung*. «N. Jb. Geol. Paläont.», Mh., B, 1959, H. 7, S. 289-309, 3 Abb., 2 Taf. Stuttgart, 1959.

ADOLF SEILACHER

APORTACIONES AL ESTUDIO DE LA FACIES FLYSCH

- I. CUADRO SINOPTICO DE ASOCIACIONES ICNOLOGICAS COMO INDICADORAS DE DIFERENTES BIOTOPOS
- II. SOBRE LOS CARACTERES ECOLOGICOS DEL FLYSCH Y DE LA MOLASA
- III. ESTUDIOS PALEONTOLOGICOS SOBRE LA SEDIMENTACION Y EROSION DE LAS TURBIDITAS

COMENTARIO DEL TRADUCTOR

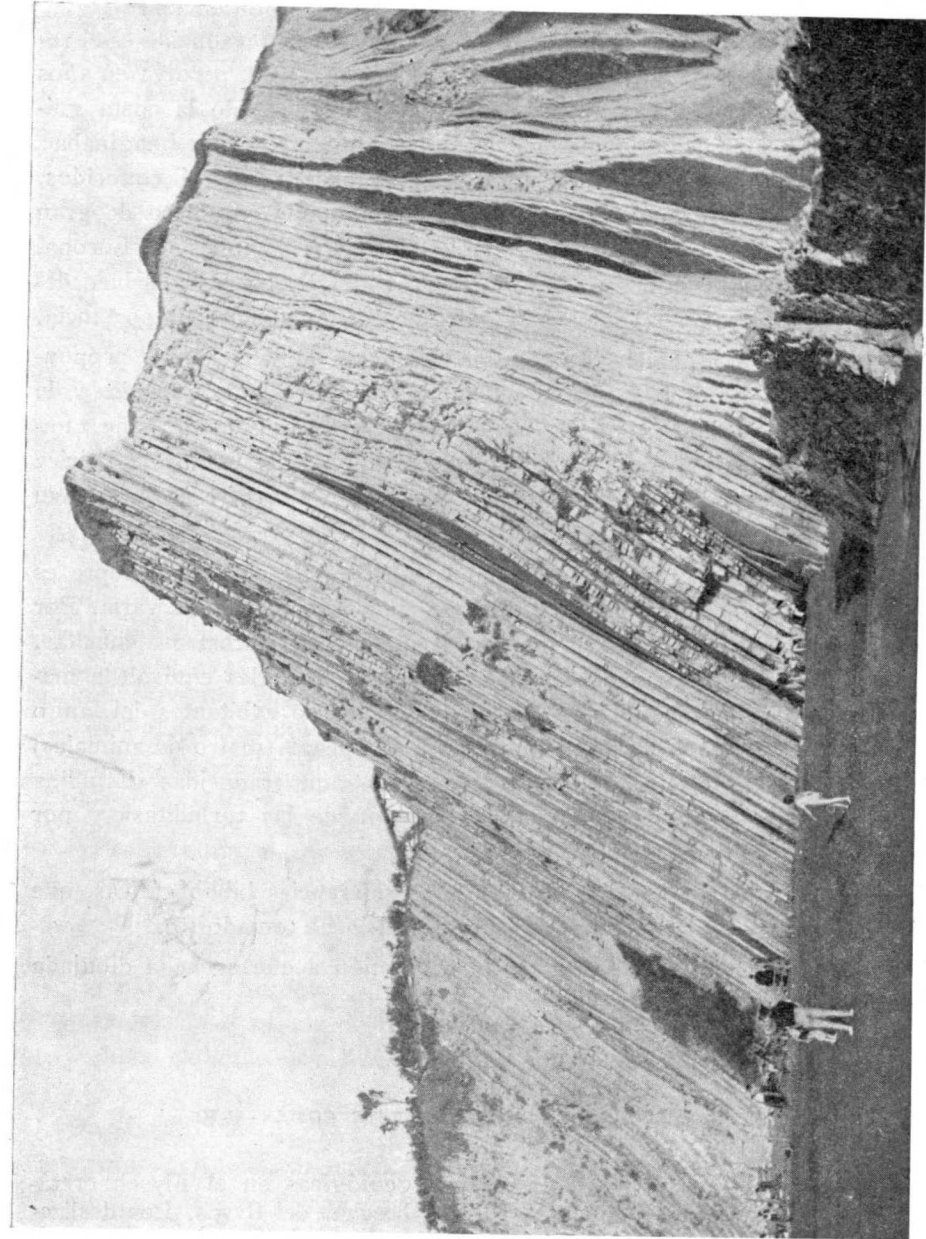
Entre las obras de estos últimos años que más datos incluyen sobre la nomenclatura paleoicnológica de rastros, huellas o pistas producidas por animales invertebrados, sobre todo marinos, se encuentran, ante todo, las de Adolf Seilacher, profesor de Paleontología de la Universidad de Göttingen (Alemania). En Francia, el excelente tratado sobre este mismo tema, escrito por Jacques Lessertisseur (4), inspirado en parte de los trabajos del primero, contiene también una amplia recopilación de nombres de pistas. Me he decidido a presentar la traducción de tres de las obras de Seilacher (5), (6) y (7) que más adecuadas me han parecido al propósito de facilitar una nomenclatura, hasta ahora provisional e incompleta, de estos fósiles. En una de ellas (5. *Cuadro sinóptico*) se recoge de modo esquemático y fácil de consultar la casi totalidad de las pistas de distintos tramos de esta facies flysch, desde el Cámbrico hasta el Cretácico-Terciario y hasta su facies especial que es la «molasa» de edad terciaria superior de Suiza; en la segunda (6. *Sobre los caracteres ecológicos del Flysch y de la Molasa*) se exponen consideraciones teóricas de sumo interés en el problema de la génesis de esta facies, que están sujetas a vivas discusiones en la actualidad. Si, como ya arriba decimos, la obra de Lessertisseur incluye muchos de estos rastros, su dispersión en las páginas dedicadas al estudio de las pistas de los invertebrados (la parte segunda la dedica a las pistas de los vertebrados) difi-

culta su recopilación gráfica, por lo cual hemos preferido para su versión al idioma español las de Seilacher que aquí ofrecemos.

El Cuadro sinóptico expone, en esquema, a menudo reconstruías de modo hipotético según fragmentos originales, 98 pistas. En la segunda obra se representan 53 pistas de las que una buena parte está ya figurada en el Cuadro; sin embargo, la ampliación de los comentarios dedicados a cada una de ellas y los datos de su distribución geográfica y estratigráfica justifican asimismo su reproducción en la presente obra.

La tercera de las obras de Seilacher aquí traducidas incluye también figuradas varias pistas, pero, además, tiene el interés especial de la revisión que hace el autor de opiniones suyas antes expresadas en la obra que le antecede (II. *Sobre los caracteres ecológicos del Flysch y de la Molasa*) respecto al mecanismo de la formación de los sedimentos de la facies flysch. Decidido ya a considerar, como Kuenen supone, que las «corrientes de turbiedad» son el agente fundamental de estas facies, Seilacher adopta también toda la terminología que la acompaña. El término más destacado es el de «turbidita», con el cual se nombran las rocas resultantes de la sedimentación de régimen flysch, especialmente las constituidas por la arenisca. Son aún muchos los problemas que están por resolver y aún plantear en la génesis del flysch. Ya en mis trabajos anteriores a la publicación de este último de Seilacher, sobre todo en uno no anotado por este autor (I-II), insisto en lo imprecisos y discutibles que son aun los datos sobre la profundidad en donde se forman las rocas del flysch, que en términos actuales llamaríamos con Kuenen y Seilacher «turbiditas». Vuelvo a citar las palabras del malogrado y buen amigo Jean Tercier, que publicadas en 1948 (8) siguen siendo válidas en el momento actual: «la batimetría del flysch es un problema difícil y que sería más prudente pasar en silencio, debido a la falta de argumentos bien decisivos y necesariamente convincentes».

Esta reserva que manifiesto aquí ante el problema genético del flysch, no significa, en modo alguno, una resuelta actitud negativa respecto a la doctrina sustentada por la que podríamos llamar «escuela de Kuenen», autor que desde su primera nota sobre las corrientes de turbiedad (2) ha desarrollado y propagado con tal eficacia sus ideas, que se cuentan por centenares las publicaciones relativas a ellas de los más distintos puntos del mundo (3), pero mis propias observaciones no sólo en el flysch de la costa guipuzcoana, sino en otras series sedimentarias de la Península Ibérica, tanto marinas como lacustres me hacen ver que dos de las condiciones necesarias para la formación de las corrientes de turbiedad —una determinada distancia desde el lugar de origen y una gran profundidad del lugar donde se paran y dejan su carga detrítica— no son tan imprescindibles como exige la teoría. Sí, aun contando con los incesantes progresos en la investigación de las grandes fosas marinas, estimo que son todavía prematuras muchas de las consecuencias que se tratan



Playa de San Telmo, Zumaya (Guipúzcoa). Flysch paleoceno. (Fot. C. Roquero).

de obtener de ellas respecto al modo de formarse los sedimentos, esto no indica que no considere de sumo interés cuanto se exponga sobre tal tema, cualquiera que sea la noción que guía al geólogo en la interpretación de los hechos.

Como ya dice su autor, el trabajo III que ahora presento traducido es el resultado de las investigaciones hechas en agosto del año 1959, pero ya en años anteriores (verano de 1957), el prof. Seilacher había visitado la costa guipuzcoana y, con satisfacción, pude oírle lo que por mi parte ya me imaginaba: que Zumaya era uno de los mejores sitios de entre los países por él conocidos, para estudiar el flysch cretácico-numulítico. Opinión que considero de gran interés, sabiendo que este autor ha recorrido diversas regiones de Europa, Asia, Norteamérica y Suramérica, en donde la facies flysch se halla bien desarrollada y de las que ha publicado trabajos de fundamental importancia.

Con la traducción y publicación de estas tres obras de Seilacher me propongo facilitar el estudio de la facies flysch, no sólo de la región cantábrica y de la serie cretácico-numulítica en ella tan ejemplarmente presentada, sino también de otras regiones y tramos stratigráficos tanto de la Península Ibérica como de países, cercanos o lejanos, en donde, asimismo, ofrezca interés su investigación.

Respecto a la traducción de los términos aquí empleados, no siempre es fácil acertar con la palabra más conveniente, por lo que a veces varia. Por ejemplo, «Spur» en alemán encuentra en español «pista», «rastros», «huella», incluso más raramente «impronta». «Burrow», que en inglés equivale a madriguera, guarida de animales (en este caso terrícolas o habitantes del fango o légamo), lo traduzco por el término general de «pista» (rastros de animales) en el cuadro de la figura 1 de la obra tercera de las aquí traducidas «Estudios paleontológicos sobre la sedimentación y erosión de las turbiditas» y por «galería» en el texto de la misma obra.

En el «Cuadro Sinóptico» he suprimido las referencias bibliográficas, que podrán encontrarse en la obra original de la cual lo he tomado (5).

Al final de cada número se indica la proporción a que se halla dibujada la pista correspondiente: 1/2, etc.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS DE ESTE COMENTARIO

- GÓMEZ DE LLARENA, J.: Observaciones geológicas en el Flysch cretácico-numulítico de Guipúzcoa. II. Las brechas del flysch. Los deslizamientos submarinos. Sobre las circunstancias genéticas del flysch. Monografías Inst. Lucas Mallada, núms. 13 y 15. Madrid, 1954, 1956.
- KUENEN, PH. H.: Experiments in connection with Daly's Hypothesis on the formation of submarine canyons. Leid. Med. 1937. Leiden.

- KUENEN, en una lista que me remite en 1960, indica que ya A. A. Daly, 1957, anota 223 referencias. En la lista de Kuenen, en la que, aparte de cuestiones afines o de poca importancia, se cuentan 400.
- LESSERTISSEUR, J.: Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. Mem. Soc. Géol. France. Nouv. Série, tome XXXIV, Mem. num. 74, Paris, 1955.
- SEILACHER, A.: Spuren und Fazies im Unterkambrium, mit 6 Abb. im Text und Tafeln 22-27. Seiten 117-143. de la obra: Schindewolf, O. H. und Seilacher, A.: Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt-Range (Pakistan). Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Wiesbaden, 1955. Abbildung Fünf: Spuren-Tafel.
- SEILACHER, A.: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. Ecol. Geol. Helvetiae, Vol. 51, núm. 3. Basel, 1958.
- SEILACHER, A.: Paleontological Studies on turbidite sedimentation and erosion. The Journ. of Geology, vol. 70, núm. 2, March, 1962, Chicago.
- TERCIER, J.: Le flysch dans la sédimentation alpine. Ecol. Geol. Helvet. Basel, 1948.

I. CUADRO SINÓPTICO DE ASOCIACIONES ICNOLOGICAS COMO INDICADORAS DE DIFERENTES BIOTOPOS

CÁMBRICO INFERIOR EPICONTINENTAL DE LA CORDILLERA «SALT RANGE» (CADENA DE LA SAL), PAKISTÁN: ARENISCAS MAGNESIANAS Y CAPAS DE «NEOBOLUS»

Huellas de reposo:

- Rusophycus bilobatus*, Hall, capas de *Neobolus*, Khewra, 1/3.
- Rusophycus didymus* (Salter), arenisca magnesiana, 3/4.

Pistas de reptación:

- Protichnites* sp. Arenisca magnesiana, Kusak, A. 3/4.
- Protichnites* sp. Arenisca magnesiana, Kusak, B. 3/4.
- Diplichnites* sp. Arenisca magnesiana, Khewra, 3/4.
- Crossochorda* sp. Arenisca magnesiana, Kusak, 3/4.
- Scolicia* cf. *sardoa* (Mgh), modelo según fragmentos originales de la arenisca magnesiana de Khewra y Kusak. a) forma de cara superior (epi-relieve exógeno negativo. b) forma completa endógena vista desde abajo.

Pista de pasedura de un trilobites:

- Dimorphichnus obliquus* n. g. n. sp. Arenisca magnesiana, Kusak, 1/3.

Galerías de nutrición:

- Dictyodora simplex* n. sp. Sección normal a la cara del estrato, Capas de *Neobolus*, Chidru, 1/3.

10. *Teichichnus rectus* ng. n. sp., modelo según fragmentos de las capas de *Neobolus* de Khewra y Kusak, 1/3.
11. *Corophioides* cf. *rosei* Dahmer, modelos según fragmentos de las capas de *Neobolus*, Khewra, 1/3.
12. *Rhizocorallium jenense* Zenker, modelo según fragmentos de las capas de *Neobolus*, Khewra, 1/3.
13. *Phycodes pedum* n. sp., modelo según fragmentos de las capas de *Neobolus*, Nala, 2/3.
14. *Phycodes palmatum* (Hall), modelo según fragmentos de las capas de *Neobolus* de Khewra, 1/3.
15. *Bifungites* sp. Arenisca magnesiana, Kusak, 3/4.
16. *Laevicyclus* sp. Reconstrucción según fragmentos de la arenisca magnesiana de Tobra, 4/3.

CAPAS DE «NEREITES» (ORDOVÍCICO A DEVÓNICO GEOSINCLINALES) PORTUGAL,
SEGÚN DELGADO, 1910

Pistas de reptación:

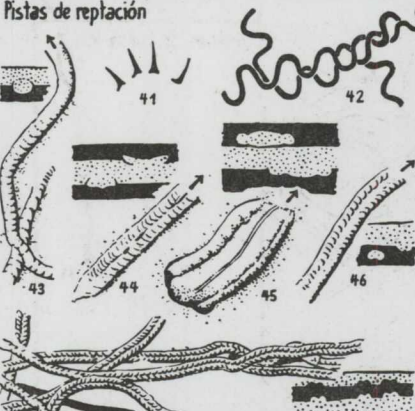

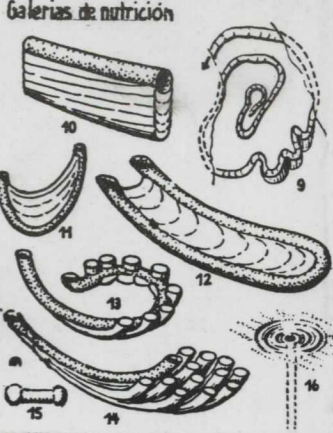




17. Pistas de trilobites de diferentes tamaños, en parte formadas por su marcha oblicua. Silúrico inferior de Barrancos, 1/3.

Pistas de pacerura:

18. Cordón doble de vueltas irregulares de parcelamiento. Silúrico inferior de Barrancos, 1/2.
19. *Palaeodictyon* sp. (= *Retiphycus*, véase fig. 69). Silúrico de Aberystwith, Inglaterra (original en el Instituto Geológico del Estado, Hamburgo, 1/3. (No hallado, hasta ahora que el autor sepa, en Portugal).
20. *Nereites* sp. Una de las varias formas halladas, en parte denominadas *Phyllodocites* o *Myrianites*. Silúrico superior o Devónico inferior, Aljustrel.
21. *Myrianites* (?) (acaso afin a *Dictyodora*). Silúrico inferior, Barrancos 1/3.
22. *Crossopodia* aff. *henrici* Gein. (= rastro meandroide de gasterópodo, semejante al de la fig. 76. Silúrico superior o Devónico inferior, Aljustrel, 1/3.

Galerías de nutrición:

23. *Phycosiphon* cf. *incertum* Fischer Ooster (= *Lophoctenium richteri* Del.) véanse figs. 56 y 78). Silúrico superior o Devónico inferior. San Domingos, 3/4. Según Delgado y completado.

Cambriico inferior Saltrange	Capas de Nereites Portugal	Areniscas de carrizos Württemberg	Areniscas del Lias y Dogger Württemberg	Flysch cretácico terciario Europa	Molasa marina Suiza
Huellas de reposo 	Pistas de reptación ↑ 	Huellas de reposo 	Huellas de reposo 	Pistas de reptación 	Huellas de reposo 
Pistas de reptación ↑ 	Rastros de pacerura 	Huellas de reptación ↑ 	Pistas de reptación 	Pistas de pacerura 	Pistas de reptación 
Rastros simples de pacerura 	Galerías de nutrición 	Galerías de nutrición 	Galerías de nutrición 	Galerías de nutrición 	Pistas de reptación 
Galerías de nutrición 	Galerías de nutrición 	Viviendas 	Galerías de nutrición 	Galerías de nutrición 	Rastros simples de pacerura 
					Galerías de nutrición 

CUADRO SINOPTICO DE ASOCIACIONES ICNOLOGICAS

24. *Lophoctentium comosum* Riebt (véase fig. 86). Silúrico superior o Devónico inferior. Mertola. Según Delgado, y completado según fragmentos del paleozoico de Turingia, 1/2.
25. Forma sin describir todavía, afín a *Oldhamia*. Silúrico inferior. Barrancos, 1/1.
26. *Chondrites* sp. Silúrico superior o devónico inferior. sin yacimiento seguro, 1/2.

ARENISCA DE CARRIZOS (SCHILFSANDSTEIN) (TRIÁSICO SUPERIOR CONTINENTAL)
WÜRTEMBERG. SEGÚN LINCK 1948, EN GRAN PARTE

Huellas de reposo:

27. *Rusophycus didymus* (Salter), semejante al número 2, pero, probablemente, hechas por crustáceos filópodos, Mühlbach, 3/4.
28. *Sagittichnus lincki* Seil. Sternenfels, 3/2.
29. *Pelecypodichnus amygdaloides* Seil (véanse números 40 y 90). Mühlbach, 3/4.

Pistas de reptación:

30. *Limuludichnus gracilis* Linck. Freudenstein, 1/3.
31. Pista innominada de un molusco bivalvo (véase *Pelecypodichnus* figura 29). Sternenfels, 1/3.
32. Pista de reptación bilobada de un animal vermiforme (se diferencia de *Gyrochorda* por la inversión del relieve) Sternenfels.

Galerías de nutrición (?):

33. Entrecruzamiento de túneles, sin determinación genérica, Stuttgart, 1/3.

Galerías de vivienda:

34. *Biformites insolitus* Linck. Maulbronn, 1/2.
35. *Cylindricum antiquum* (Plien.) (= *C. gregarium* Linck), Stuttgart, 1/2.

ARENISCA DEL LIÁS Y DOGGER DE SUABIA (FACIES DE PLACAS DE TRENZAS
EPICONTINENTAL)

Huellas de reposo:

36. *Asteriacites humbricalis* Schloth (huella horizontal de reposo, repetida, de un ofiuroides). Liás α 2 Hochberg, 3/4.
37. *Asteriacites quinquetolius* (Quenst.), huella de reposo de un asteroideo Dogger β Weilheim, 1/3.

38. *Ichnocumulus radiatus* Seil. Lías α 2 Hochberg, 3/4.
 39. *Ichnocumulus pexus* Seil. Dogger β Weilheim/T., 3/4.
 40. *Pelecypodichnus amygdaloides* Seil (huella de reposo de bivalvo tendido sobre la arena), Dogger β Weilheim/T., 3/4.

Pistas de reptación:

41. Pisada única de un limúlido gigantesco (véase núm. 30). Lías α 2, Wernau, 1/3.
 42. *Sinusites* sp. (rastros serpenteante de un gusano). Lías α 2; Hüttlingen, 1/2.
 43. *Münsteria* sp. (como forma completa se presenta formando un túnel relleno, de sección cilíndrica; afines a este tipo son *Scollecoprus* Brady y otros «géneros»). Lías α 2. Heumaden, 1/2.
 44. *Bolonia lata* Meunier (rastros bilobado de caracol, visto desde arriba α 2. Plochingen.
 45. *Curvolutus* sp. (túnel trilobulado relleno, de caracol, visto desde arriba). El molusco salía de la arena y penetraba en la arcilla que recubría aquella, formando arcos, y de igual modo volvía de nuevo de la arcilla a la arena. Dogger β . Weilheim/T., 1/2.
 46. Relleno de túnel, con su parte inferior segmentada regularmente. Sin nombre todavía. Se diferencia de *Gyrochorda*, sobre todo, por presentarse exenta. Dogger β . Weilheim/T., 1/2.
 47. *Gyrochorda comosa* Heer. Los cordones se repiten un poco más abajo en forma de surcos con improntas de trenzas. En donde se separan uno y otro tipo de pistas, estas últimas aparecen como bandas negras. Lías α 2, Frickenhofen (tomado del original de Quenstedt, 1876, lám. 93, figura 23), 1/2.

Galerías de nutrición:

48. *Teichichnus* sup. Construcción vertical «retrusiva». (Véase núm. 10.) Modelo según fragmentos del Lías α 2. Hüttlingen, 1/4.
 49. *Rhizocorallium parallelum* (Forell). Construcción vertical «protrusiva». Modelo según fragmentos del Lías α 2, de Hüttlingen y Plochingen, 1/4.
 50. *Rhizocorallium jenense* Zenker. Construcción «protrusiva» horizontal. Modelo según fragmentos del Lías α 2. Helmstedt, Württemberg, 1/4.
 51. Cf. *Rosselia*, serie de galerías en forma de hojas de cebolla. Dogger β . Weilheim/Taunus, 1/8.
 52. *Phycodes* sp. Tubos en U, ramificados, y terminados en umbelas de galerías de nutrición. Modelo según fragmentos del Lías α 2, de Plochingen, Nürtingen y Möhringen, 1/4.

53. *Gyrophyllites geryonides* (v. Huene). Agujero vertical terminado en la superficie por una roseta de galerías. Antes se consideraba la impronta de una medusa. Reconstrucción según un epirrelieve del Dogger de Württemberg β , 1/3.
 54. *Laericyclus* Quenst. Agujero vertical con corona formada por huellas concéntricas de raedura en torno a la boca (véase núm. 16). Modelo según un hiporrelieve del Lías α 2 de Hüttlingen, 3/4.
 55. Estrella de galería de nutrición, no bien formada, de un animal tubícola. Según un hiporrelieve del Lías α 2, de Hüttlingen, 1/1.
 56. *Phycosiphon incertum* Fischer-Ooster (véanse núms. 23 y 78). Lías α 2. Helmstedt, frecuente también en Württemberg, 1/1.
 57. *Spongites suevicus* Quenst. Relleno de una galería trifurcada construida por un crustáceo. Lías α 2. Hüttlingen, 1/6.
 58. «Feather stitch trail» («pista plumiforme» Wilson, 1948). Sistema de galerías en disposición espiciforme. Lías α 2. Frickenhofen, 1/2.
 59. *Chondrites hechingensis* (Quenst.). Galerías ramificadas que dan a la pista un aspecto dendriforme. Lías α 2. Hüttlingen, 1/1.

FLYSCH ALPINO CRETÁCICO-TERCIARIO (GEOSINCLINAL)

Pistas de reptación:

60. *Gyrochorda comosa* Heer (véanse núms. 47 y 94). Es característica la superposición y repetición vertical. Eoceno, Greifenstein, Austria, 1/2.
 61. Pistas indeterminadas de artrópodo. Cretácico superior, Viena (Götzinger y Becker, 1934), 1/5.
 62. Improntas del paso de un animal tetrápodo (según Migliorini, 1947), más probablemente debidas a un artrópodo gigantesco. Calcare alberese (Eoceno superior), Pontassieve (Florencia). Tomado de una fotografía, 1/20.
 63. *Scolicia prisca* Quatref. Pista de reptación de un gasterópodo cavador (véanse núms. 7 y 93). La forma constituida en la cara superior del estrato recibe el nombre de *Palaeobullia*; la constituida en la cara inferior, *Subphylochorda*. Modelos según fragmentos del flysch italiano y austriaco, 1/3.

Huellas de pasedura o apacentamiento:

64. *Helminthoida labyrinthica* Heer. Pista interna de pasedura (véase esquema de la sección transversal) realizada por un animal que aprovecha al máximo la tenue película de materia orgánica depositada sobre la superficie del estrato (pareclamiento total). Cretácico superior, Toscana. Inst. Geol. de Pisa, 1/2.

65. *Helminthoida crasa* Schafthüttl. Esta pista y las que siguen a continuación, que podemos denominar «grafogliptos», se conservan siempre en forma de cordoncillos como hiporrelieve endógeno positivo y parece diferenciarse en su génesis de la forma del número 64. Cretácico superior (5) Marnia. Inst. Geol. Florencia, 1/4.
66. *Cosmoraphe* Fuchs Cretácico superior (?), Seranza. Inst. Geol. Florencia, 1/6.
67. *Helicolithus sampelayoi* Azpeitia. Cretácico superior (?) Seranza, Instituto Geol. Florencia, 3/4.
68. *Belorhaphe* Fuchs (sin denominación más precisa). Colección Bosniaski, Pisa, 3/4.
69. *Palaeodictyon* sp. Sin etiqueta, Colección Bosniaski, Pisa, 1/2.
70. *Desmograption* sp. Cretácico superior (?) Altomena. Inst. Geol. Florencia, 1/2.
71. *Palaeomeandron elegans* Peruzzi Flysch, Toscana (según Peruzzi en Fuchs, 1985), 3/4.
72. Forma innominada, Flysch Melosa, Inst. Geol. Florencia, 1/3.
73. *Helminthoidea appendiculata* Heer (= *Hercorhabe* Fuchs), Cretácico superior, Almería (Azpeitia, 1932), 1/4.
74. *Ceratophycus* sp. y esquema de su sección transversal. Eoceno. Palfersstem, Viena (Inst. Paleontolog. Viena), 1/3.
75. *Spirorhabe spiralis* (Ulrich). Formación Yakutah (Eoceno), Kadiak (Alaska; Ulrich, 1904). Se encuentra igual forma en Europa, 1/3.
76. *Tafelhelminthopsis auricularis* Sacco. Pista meandriforme de gasterópodo semejante a la del número 22. Spazzarento. Inst. Geol. Pisa, 1/6.
- Galerías de nutrición:*
77. *Zoophycos* sp. Pista espiral, protrasiva, en forma de cucurucho. Modelo según fragmentos de Toscana, 1/4.
78. *Phycosiphon incertum* Fischer-Ooster (véanse núms. 23 y 56). Cretácico superior. Paterta, Viena (Colección Thenius, Viena), 3/4.
79. *Pematulites* sp. (véanse núms. 14 y 21). Modelos según fragmentos italianos y austriacos, 1/10.
80. *Gyrophyllites doblhoffi* v. Liburnau. Galerías ciegas ordenadas espiralmente sobre un eje (lo que diferencia esta pista del *Gyrophyllites* auténtico, cuyas galerías forman verticilos. Modelo según fragmentos del Cretácico superior de Berghheim (Casa de la Naturaleza, Salzburg), 1/1.
81. *Zonarites alcornis* Fischer-Ooster (= *Caulerpa arcuata* Schimp.). Galerías ramificadas en forma estrellada, con relleno de pildoras de excrementos. Se diferencia de *Chondrites* en que las galerías no irradian hacia abajo, sino que se separan hacia arriba. Cretácico superior. Rignano, Florencia (Fuchs, 1895), 1/4.

82. *Hydrancylus oosteri* Fischer-Ooster. Cretácico superior. Exelberg, Viena (Seilacher, 1954), 1/2.
83. *Taenidium fischeri* Heer. Galerías de relleno con divisiones transversas regularmente distanciadas. Cretácico superior. Salzburg (v. Liburnau, 1900), 1/5.
84. *Chondrites* sp (véase núm. 53). Cretácico superior. San Sebastián (Gómez de Llarena, 1946), 1/3.
85. Forma innominada. Cretácico superior. Montefiesole. Inst. Geol. Florencia. Hallada también en Viena, 1/3.
86. *Lophoctenium ramosum* (Toula). Galería de nutrición semejante a la del número 24. Eoceno. Greifenstein, Viena, 1/2.
87. *Gyrophyllites* sp. (véase núm. 53). Reconstrucción según fragmentos del Eoceno de Greifenstein (Inst. Paleontolog. Viena), 1/3.
88. *Lorenzina apenninica*, Flysch de Porretta (tomado del original de Gortani 1920, Inst. Geol. Bolonia, 1/3).
89. Galería de nutrición de forma estrellada, innominada. Flysch de los Cárpatos (colector: Glöker), 1/6.

MOLASA MARINA (MIOCENO PARÁLICO) SUIZA

Huellas de reposo:

90. *Pelecypodichnus amygdaloides* Seil. (véanse núms. 39 y 40) Weiler, Simmerberg, 3/4.
91. *Asteriacites quinquefolius* (Quenst.) (véase núm. 37). Arenisca de Lucerna, Bäch, Zurich (Museo Zoológico Zurich), 1/4.
92. *Asteriacites lumbricatus* Schloth. (Véase núm. 36) Reiden, Lucerna (Museo Zoológico Zurich), 3/4.

Pistas de reptación:

93. «*Isopodichnus*» *tugiensis* Speck. Rastro de un gasterópodo cavador, semejante al del núm. 45. Arenisca de Lucerna, Bäch, Zurich, 1/6.
94. Pisada de ave. Arenisca de Lucerna. Zug (Speck, 1952), 1/4.
95. *Gyrochorda comosa* Heer (véanse núms. 47 y 60). Arenisca de Lucerna (de una fotografía cedida por el Dr. Speck), 1/2.

Pista de paccadura:

96. *Helminthoida molassica* Heer. Se diferencia de las formas geosinclinales (véase Flysch) por la ausencia de parcelamiento definido. Büron, Lucerna (Heer, 1865), 1/2.

Galerías de nutrición:

97. *Xenohelix* sp. Túnel en sacacorchos: en el extremo superior muestra una trifurcación, característica de ciertos crustáceos. St. Gallen (Museo de Stuttgart), 1.6.
98. *Spongites* sp. Antiguamente considerada como esponja córnea, es un sistema de galerías de nutrición formadas por un crustáceo macrúro (véase núm. 57). St. Gallen (según un dibujo tomado en el yacimiento), 1.20.

II. SOBRE LOS CARACTERES ECOLOGICOS DEL FLYSCH Y DE LA MOLASA

SUMARIO

Los vocablos «flysch» y «molasa» son términos de significado facial y deben ser empleados para caracterizar dos tipos diferentes de formaciones sedimentarias, bien isocronas, bien heterocronas, pero con un cierto aspecto litológico, biológico y tectónico. Mientras que en cuanto al origen de la molasa, considerada como de aguas someras, apenas existe discrepancia alguna, por el contrario, el del flysch es todavía problema activamente discutido. En el dominio del flysch, las pistas y construcciones de los invertebrados, que, por lo general, son los únicos restos de la vida bentónica autóctona, desempeñan un importante papel como indicadores de facies. Su carácter ecológico tan especial, así como su distribución uniforme en el tiempo y en el espacio, son indicios de que el medio ambiente en el cual se desenvuelven los organismos productores de los icnofósiles es más bien profundo que superficial.

SUMMARY

«Flysch» and «Molasse» are facies terms and should be used for two dissimilar types of iso- or heterochronic formations of a certain lithological, biological and tectonical aspect. While there is little doubt about the shallow water environment of the molasse, the origin of the flysch is still debated. Here invertebrate trails and burrows, which are about the only sure remains of autochthonous benthonic life, play an important role as facies indicators. Their unique ecological character as well as their uniformity in time and space indicate a deep rather than shallow water environment for the flysch ichnofossils.

A. FLYSCH Y MOLASA COMO TIPOS FACIALES

1. SOBRE LA NOCIÓN DE FACIES

Según ya es uso general, «flysch» y «molasa», son conceptos de facies. Una «facies geológica» abarca, en realidad, la «suma de caracteres petrográ-

ficos y paleontológicos primarios de un sedimento», según la definición dada por E. Kayser, modificada por H. Schmidt en 1956 (*). A menudo, sin embargo, del concepto total de facies se destaca un sólo carácter de él, como se ve en los términos litofacies, biofacies, tectofacies, e incluso hasta para designar una propiedad especial, como en el caso de la facies química o quimiofacies, y de la facies icnológica o icnofacies.

Vemos aquí, que, por de pronto, esta noción de facies se establece de un modo empírico y descriptivo, fijada claramente de modo semejante a la que define una especie zoológica. Sin embargo, su significado científico no lo alcanza el estudio de las facies hasta que no se le incorpora la interpretación de su génesis. La facies es la expresión de un determinado medio ambiente de formación, el cual puede compararse con los actuales ámbitos de sedimentación. Asimismo, los distintos tipos de litofacies, biofacies o tectofacies definen o caracterizan sus correspondientes litotopos, biotopos y tectotopos. Si su interpretación es acertada, *los diversos conceptos de facies* reciben también su ordenación sistemática. Según sea el ángulo desde el cual el geólogo considera el problema, así se presentarán en primer término los puntos de vista litológicos, biológicos o tectónicos. (H. Schmidt, 1935; P. Arbenz, 1919.)

En principio, los tipos de facies son independientes del tiempo geológico en que se constituyen. En la cronología geológica, las facies, en relación con el tiempo, se conducen de modo semejante al de los tipos de adaptación ecológica (tipos de formas vitales) respecto a la sistemática zoológica o botánica. De la misma manera que una forma orgánica no aparece bien caracterizada hasta que no se determina lo mismo su posición taxonómica que ecológica, la interpretación correcta de una roca no se obtiene hasta que no se presentan claramente definidas sus coordenadas cronológicas y faciológicas.

Como la noción de facies es independiente del tiempo, con el mismo derecho se pueden también establecer relaciones recíprocas entre facies isocronas (de igual edad geológica) o heterocronas (de distinta edad geológica), según sea la distribución en el espacio durante un determinado tiempo o, al revés, su evolución geocronológica en un determinado lugar. La introducción de términos especiales (Moore, 1949; Nabholz, 1951) no parece lógica ni justificada prácticamente. Se reconoce que la datación geocronológica es la que en cada caso hace ver de qué problema se trata.

Desde luego, una determinada facies no se presenta siempre con la misma fisonomía en el curso de la historia geológica. De modo especial ocurre esto en las biofacies, que varían según sean las condiciones climáticas

(*) Recordemos, además, que el término «flysch» aparece ya en 1827 usado por B. STÜDER en su *Geologie der Schweiz*, y el de «facies» por GRESSLY, suizo también, en 1838. (N. del T.)

y las transformaciones filogenéticas; no obstante, en algunos tipos de rocas sedimentarias se pueden reconocer las conexiones que guardan las facies con las variaciones paleontológicas (Dehm, 1956). De aquí, sin embargo, no se pueden derivar argumentos contra la reunión, en un solo grupo, de los tipos representantes de una determinada facies aunque sean heterócronos pero a la vez de carácter semejante (isópico), ya que dos facies sinerónicas pueden mostrar variaciones impuestas por distintas condiciones climáticas o biogeográficas (*).

Es necesario hacer caso omiso de tales particularidades históricas si se quiere llegar a establecer nociones o conceptos sobre las facies que tengan utilidad general; inversamente: los conceptos estratigráficos no alcanzan su valor pleno hasta que no se les ha despojado de todo detalle facial.

Según cuanto acabamos de decir, los términos «flysch» y «molasa» no deben estar limitados por el tiempo geológico durante el cual se constituyen. Ciertamente, no obstante, que la agrupación de series estratigráficas de muy diferente edad bajo uno u otro de estos dos términos requiere la máxima prudencia y exige a la vez tener presentes todos los aspectos de las facies correspondientes.

2. TECTOFACIAS, LITOFACIES Y BIOFACIAS DEL FLYSCH Y DE LA MOLASA

3) Tectofacias.

El flysch y la molasa muestran entre sí una gran semejanza, tanto por la gran potencia que alcanzan como por sus íntimas conexiones espaciales con las zonas de la corteza terrestre sometidas a los fenómenos orogénicos. Los geólogos llaman sedimentos «orogénicos» lo mismo al flysch que a la molasa, en contraposición a los sedimentos «epicontinentales», alejados de tales zonas orogénicas. Según Arbenz (1919), el flysch y la molasa se diferencian por su posición geocronológica en el ciclo de sedimentación orogénica.

El *flysch* es «sinorogénico» y su desarrollo coincide con la fase principal del plegamiento y con la formación de cuencas geosinclinales alargadas y de estrechas cadenas de islas o de cordilleras, proveedoras de los materiales sedimentarios.

La *molasa* es posorogénica y corresponde al alzamiento en bloque de la masa montañosa plegada. En consecuencia, por lo general la deformación tectónica que experimenta es menor.

(*) Isópico: depósito sinerónico de otro y de la misma facies que éste. Heterópico: depósito sinerónico de otro pero de distinta facies que éste. Homotáxico: depósito de igual facies que otro pero no sinerónico con él. Heterotáxico: depósito de distinta facies y distinto tiempo que otro. (N. del T.).

b) Litofacias.

Lo mismo en el flysch que en la molasa predominan los sedimentos clásicos. Sin embargo, examinados con detenimiento, aparecen diferencias características entre unos y otros.

Junto con los conglomerados, areniscas y arcillas, la molasa posee también pizarras bituminosas. Las areniscas se acuñan rápidamente y contienen detalles sedimentarios de especial interés: estratificación entrecruzada, rizaduras o riplemarks de oscilación, huellas mecánicas, sedimentación fajeadada, depósitos marismales. Todos estos sedimentos muestran una clara semejanza con las areniscas epicontinentales.

Por el contrario, en el flysch faltan las pizarras bituminosas, los riplemarks de oscilación, la estratificación fajeadada y la sedimentación marismales. En su lugar aparecen con mayor frecuencia otros caracteres típicos de él: sedimentación graduada, laminación convoluta, relieves de cara inferior del tipo «moldes de gravedad» (load casts). La formación de bancos de rocas duras claramente separados entre sí por delgados estratos de rocas blandas ocupa espacios mayores; las direcciones de la sedimentación, definidas por las marcas mecánicas son más constantes y de mayor amplitud, lo mismo en el espacio que en el tiempo, respecto a las de la molasa.

c) Biofacies.

Biológicamente consideradas, las diferencias entre flysch y molasa son todavía más grandes: la activa variabilidad litológica de la molasa se revela por los rápidos cambios, lo mismo en el espacio que en el tiempo, de las faunas, tan pronto marinas como salobres o fluviales, de todas las cuales se conservan abundantes restos, sobre todo de conchas de moluscos. Además, se mantienen bastante bien las huellas o rastros de los organismos que han habitado el medio molásico.

En cambio, el flysch conserva muy escasos restos de organismos, desde luego exclusivamente marinos, que se acumulan de preferencia, en abundancia y con variedad de formas, en los depósitos de arenas gruesas y conglomerados (Krejci-Graf, 1930, pág. 12). Según los nuevos puntos de vista respecto a la profundidad de origen de estos sedimentos, cabe pensar que tales acumulaciones de restos fósiles han podido ser debidas a la acción de transportes secundarios.

Los delgados estratos de pizarra, de naturaleza pelítica, que alternan con los más gruesos de areniscas y conglomerados, son también muy pobres en restos fósiles; tales restos proceden, sobre todo, de especies neotónicas, planetónicas o pseudoplanetónicas. Por el contrario, la fauna bentónica queda representada, casi exclusivamente, por las huellas o rastros de los

animales del fango, que vivían en un medio ambiente pobre en oxígeno, en una facies de agua estancada o quieta, según la interpretaba H. Schmidt, 1935. A juzgar por los caracteres de los restos fósiles, esta fauna habitaba en las zonas frías del mar (Krejci-Graf, 1930, pág. 14).

3. ICNOFACIES DEL FLYSCH Y DE LA MOLASA

Las huellas fósiles no son raras lo mismo en el flysch que en la molasa y al establecer la comparación bionómica de ambas formaciones veremos que desempeñan un papel especial. Su importancia se deduce, sobre todo, al ver que en el flysch faltan casi por completo los restos de la fauna bentónica. Pero además de este hecho, las huellas, marcas o rastros, son, en sentido estricto, típicamente autóctonas y no pueden haber sido transportadas, como los restos de los organismos, desde otros medios vitales (por ejemplo, por corrientes de turbiedad). Tal circunstancia y la evidencia ecológica que se deriva de la observación del medio en el que se encuentran, elevan a las huellas orgánicas a la categoría de fósiles faciales de primer orden. Sin embargo, hemos de decir que para que cumplan su misión en tal aspecto, las huellas deben ser objeto de una detenida y acertada determinación. Pues si, al contrario, los más distintos tipos de huellas o rastros se reúnen sin más interés en estudiarlos, bajo el denominador común de «fucooides» o «jergógrafos», alcanza todo su valor la frase de Strausz (1928, p. 94) de que «las huellas fósiles no sirven para la determinación de las facies».

Como ya hemos tenido ocasión de exponer por extenso en otros lugares (Seilacher, 1945, 1955), las asociaciones de huellas o *icnocenosis* del flysch y de la molasa, se distinguen de modo sorprendente unas de otras. Se trata, no sólo de un cambio de fauna en el sentido de que unas especies pudieran ser sustituidas por otras, sino que, en el flysch domina un tipo de forma viviente o, por mejor decir, una conducta de vida, que no tiene parangón con el propio de la molasa. Como demostración de lo que acabamos de enunciar exponemos unos cuantos ejemplos de huellas de pacerura, pastación o apacentamiento clásicas del flysch, que, por la regularidad de su trazado, su perfecta compartimentación y otros detalles, retienen la admiración del que las contempla (cuadros 1-3).

Las icnocenosis de la molasa, en cambio, no sólo son más pobres en tipos, sino que, por el predominio de las formas de reposo (*Cubicnia*), poseen un carácter ecológico especial.

Esta diferencia se manifiesta con claridad estudiando los «espectros icnológicos», en la figura 1, que los representa gráficamente. La importancia de esta diferencia icnológica entre flysch y molasa adquiere mayor relieve si se sabe que incluso en los períodos geológicos de la más remota an-

tigüedad se pueden distinguir las icnocenosis del flysch de sus correlativas de la molasa, si bien mediante otras clases o tipos de huellas, que las representan. Citaremos algunos ejemplos: las icnocenosis de tipo flysch se encuentran en el Culm y en el Devónico superior del orogeno variscico (Rabien, 1956); en el Silúrico de los Caledónidos británicos; finalmente, acaso en el Eocámbrico o en el Cámbrico de Irlanda y Bretaña. Como icnocenosis equivalentes de la facies molásica podremos citar las de las areniscas cre-

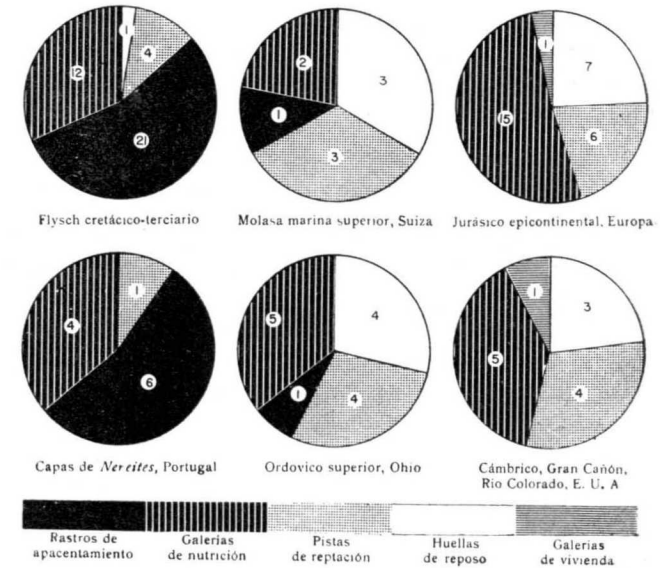


Figura 1.—Espectros del flysch cretácico-terciario, del flysch paleozoico y de los depósitos del mar somero. Se han considerado únicamente las pistas de los estratos psamíticos y en el Jurásico, sólo las originadas en la facies de placas con «trenzas» de los tramos lías y dogger de Suabia y del malm superior del norte de Francia. En cada uno de los sectores distinguidos se anota el número de icnoespecies determinadas. (Ordovico: debe decir: Ordovícico.)

tácicas de la Suiza sajona; ciertas areniscas jurásicas del litoral del Canal de la Mancha y de Alemania; las areniscas del Triásico inferior del Tirol meridional; algunas zonas del Carbonífero superior y del Ordovícico superior de Ohio; y, finalmente las areniscas cámbricas del Pakistán, de Suecia, España y Estados Unidos de Norteamérica.

Podremos deducir de cuanto antecede que el flysch y la molasa son buenos representantes del contraste que reina entre dos facies distintas, que han existido a través de los períodos geológicos. A favor del flysch tenemos que su icnofacies es clara y fácil de establecer, según hemos expuesto hasta ahora, ya que, además, va acompañada por los caracteres típicos de la litofacies y de la tectofacies. A lo sumo, solamente se muestran indicios de

transición hacia los sedimentos pelíticos de la facies geosinclinal. En cambio, la icnofacies de la molasa se encuentra en rocas muy diversas, tanto desde el punto de vista litológico como del tectónico y lo mismo dentro que fuera del ámbito orogénico, si bien siempre con un indudable carácter de sedimento somero o de escasa profundidad.

El agudo contraste biológico entre la molasa y el flysch y el sorprendente paralelismo que existe entre las tectofacies, litofacies e icnofacies de cuantos depósitos de flysch se conocen, nos llevan a plantearnos la cuestión de cómo serían los factores ambientales que han debido influir en la cuenca marina sinorogénica, lo mismo sobre la sedimentación que sobre la vida bentónica y que, a través de los distintos periodos geológicos, han dado lugar a las adaptaciones tan coincidentes de tal facies en cada uno de estos últimos.

Antes de que pasemos a un ensayo de interpretación general del problema, en el capítulo siguiente trataremos de comprobar la relación que existe entre las huellas contenidas en el flysch cretácico-terciario y el carácter sedimentario, el tiempo geológico y el medio ambiente en el cual han vivido sus modeladores.

Como resultado de las reflexiones expresadas en este capítulo, lo concluimos con la siguiente síntesis: el flysch y la molasa los consideramos como representantes de dos facies muy diferentes entre sí y que pueden presentarse en los más diversos periodos geológicos, es decir, que no están ligadas a una época o tiempo geocronológico determinado. A lo sumo, son susceptibles de comparación desde el punto de vista tectofacial mientras que, por el contrario, tanto litológicamente como, sobre todo, biológicamente, muestran diferencias fundamentales entre sí. Existe un acentuado contraste, a través de las sucesivas series sedimentarias, entre la icnofacies que enlaza la molasa con los depósitos sedimentarios epicontinentales y el flysch que, por el contrario, está más unido a las facies geosinclinales preorogénicas.

B. DISTRIBUCIÓN DE LOS ICNOFÓSILES EN EL FLYSCH CRETÁCICO-TERCIARIO

1. RELACIÓN ENTRE LOS ICNOFÓSILES Y LA SEDIMENTACIÓN

La cantidad y variedad de icnofósiles del flysch oscila entre límites muy amplios de uno a otro estrato. Es frecuente ver que una serie de finos estratos pelíticos se muestra estéril en un nivel dado, mientras que en otro, de idénticos caracteres litológicos aparezca con abundante riqueza de pistas. Es frecuente también ver los bancos de material psamítico con su cara inferior desprovista de toda clase de huellas organógenas, pero que en su lugar aparezcan impresiones o marcas de origen mecánico vigorosamente destacadas. Se hace así evidente el cambio, tanto en el espacio como en el tiempo, de

las faunas bentónicas, cuyas causas apenas podemos entrever todavía. Más fácil es la interpretación allí donde coincide una diferencia cualitativa de la asociación icnológica con una variación en la constitución litológica.

En general, las samitas o psamitas y las pelitas, tanto en su modo de presentarse con acaso también genéticamente, se muestran contrapuestas y la alternancia, tan regular a menudo, de un estrato duro de arenisca caliza con otro blando de pizarra arcillosa define del modo más característico esta facies que llamamos flysch. Si tratamos de buscar analogías con los fondos arenosos y fangosos de los mares de la actualidad, cabe esperar que en ambos tipos litológicos se encuentre una fauna bentónica o su correspondiente icnocenosis distinta de uno a otro de ellos. Y, en efecto, de las formas expuestas en los cuadros I-III, un 68 por 100 está limitado a las psamitas y un 25 por 100 a las pelitas; sólo un 7 por 100 de pistas es común a ambos dominios.

Sin embargo, esta contraposición de pistas no presenta la realidad de la colonización bentónica original, porque lo mismo en las psamitas que en las pelitas, merced a una conservación selectiva, sólo se reconoce una parte del total efectivo de huellas, y, además, distinta de una a otra clase de sedimentos.

Los tipos de huellas de la cara inferior de las psamitas, que se presentan con el carácter de hiporrelieve, forman el 62 por 100 del total de la icnocenosis; en su mayor parte son de origen endógeno, es decir, que se han formado en el interior del sedimento. En contra de lo que, en general, se pensaba hasta ahora, los organismos generadores de tales pistas no vivían sobre suelos de fango sino que se hundían en la arena, removiéndola y socavándola hasta llegar, a menudo, a tropezar con la superficie del sedimento fangoso cubierto por aquélla. Únicamente en estas superficies limítrofes entre la cara superior del sedimento fangoso o pelítico y la cara inferior del sedimento arenoso o psamítico que recubre al primero, tan fuertemente modeladas, por lo general, en el flysch, es donde se han podido conservar mejor las pistas, sin peligro de que fueran luego borradas. Como, además, la mayoría de los animales cavadores viven con predilección en estas superficies de contacto entre la arena y el fango, sus rastros o pistas se pueden seguir en largos trechos formando sistemas completos sobre estas superficies de contacto entre el material psamítico y el pelítico.

Existe una radical diferencia entre las huellas psamíticas y las pelíticas. En las psamitas se conservan, sobre todo, las pistas o huellas de reptación, y de apacentamiento (Kriech und Weidespuren); en las pelitas, se mantienen mejor las galerías de alimentación (Fressbauten). Esto se reconoce mejor en los canales hechos por ciertos organismos, cuyos huecos están rellenos con píldoras de excrementos. La masa aglomerada de estos depósitos y las paredes de las galerías toman un color oscuro durante la diagénesis y se des-

tacan así del color más claro que al meteorizarse toma la roca en donde se han originado. En cambio, las pistas de reptación y de apacentamiento sólo se pueden mantener en las pelitas si las galerías quedan recubiertas por una cutícula mucosa. Por suerte, las escasas pistas de apacentamiento en donde se cumplen estas premisas (Cuadro III, núms. 41-42) constituyen ejemplos perfectos del aprovechamiento integral de la superficie de pasto y demuestran así que esta peculiaridad ecológica del flysch no queda limitada a los sedimentos psamíticos.

En todo caso, debemos contar con una variación cuantitativa de las icnocenosis según sea el carácter litológico del sedimento, lo que nos obliga a pensar que en la comparación de los espectros icnocenósicos únicamente deben estudiarse rocas de igual constitución petrográfica (por ejemplo, en la figura 1 sólo hemos considerado las areniscas).

2. LA DISTRIBUCIÓN GEOCRONOLÓGICA

En estudios anteriores (1954, 1955) he renunciado, de propósito, a establecer una separación entre las huellas del flysch cretácico y las del flysch terciario lo que resultaba evidente al examinar el material de una y otra de estas series sedimentarias y ver su gran semejanza y aun identidad. Las obras geológicas referentes a estas formaciones son en su mayor parte del siglo pasado y los datos que ofrecen son inseguros en cuanto a su edad cierta. Lo mismo puedo decir del rico material existente en los museos italianos y suizos que, si bien sirve como base excelente para estudios morfológicos, se presenta sin clasificación en horizontes estratigráficos y no es raro incluso verlos desprovistos de las etiquetas correspondientes a sus yacimientos.

Entretanto, he tenido ocasión de recoger material en el flysch de la Selva de Viena y de la costa cantábrica de España y, más rápidamente, en el de algunos lugares de Suiza y Toscana, esta vez en horizontes bien determinados estratigráficamente. Los profesores M. Książkiewicz (Cracovia) y N. B. Wassojewitsch (Leningrado) pusieron generosamente a mi disposición fotos de pistas procedentes del flysch de los Cárpatos y del Cáucaso, respectivamente. Además, pude examinar las colecciones obtenidas por el profesor Krejci-Graf en Rumanía y por el Dr. Kugler en Trinidad. Finalmente, pude examinar los hallazgos realizados en Alaska por E. O. Ulrich el año 1904, que se conservan en el Museo Nacional de Washington.

Los datos de que dispongo en este momento los he recopilado en los cuadros 1-3. Es seguro que aparezcan algunos errores, ya que tuve que acudir en algunos casos, a trabajos antiguos. Esto se refiere, sobre todo, a yacimientos suizos e italianos. Agradezco desde aquí a los profesores Azzaroli (Florencia) y Nabholz (Berná) el interés que han tenido en procurarme al-

gunos datos seguros. Asimismo, la lista de obras consultadas es muy incompleta todavía, pero la considero útil para los colegas especialistas del flysch a quienes debe servirles como base para completarla por sí mismos y para anotar sus propios hallazgos.

CUADROS I-III

Tipos de pistas del flysch cretácico-terciario y su distribución litológica, estratigráfica y geográfica. Bajo cada una de las formas representadas se anotan los países en los que, con cierta seguridad, se encuentran, bien en el Cretácico (parte inferior), bien en el Terciario (parte superior):

H = Suiza	C = Cáucaso	G = Grecia
Ö = Austria	S = España	T = Trinidad
K = Cárpatos	I = Italia	A = Alasca

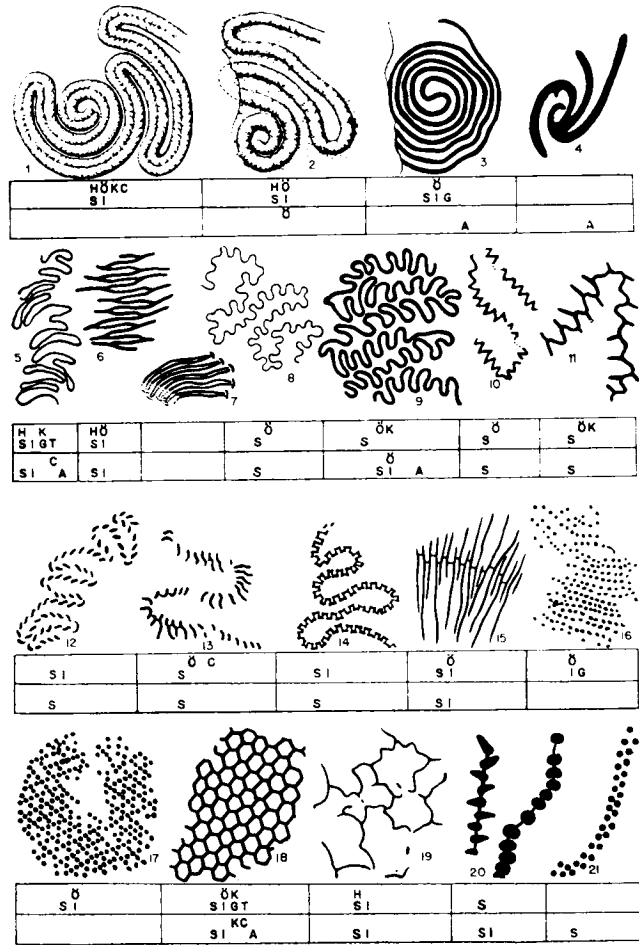
CUADRO I

Pistas de apacentamiento en la cara inferior de las areniscas del flysch.

- (1) Pista, helicoidal al principio y luego meandriforme (*Taphrohelminthopsis* Sacco), 1/6.
- (2) Cordón sencillo, de curso semejante al de la pista anterior, con divisiones transversas ligeramente indicadas (*Münsteria bicornis* Heer, *Cerathophycus* Schimper), 1/3.
- (3) Espirales dirigidas, a diferencia de la anterior, trazada de fuera a dentro. En el centro, el animal dio la vuelta y, arrastrándose entre las espiras primeras, salió al exterior (*Spiroraphe* Fuchs, *Helminthopsis involuta* De Stefani, *Gilbertina spiralis* Ulrich, *Helminthopsis concentrica*, Azpeitia), 1/2.
- (4) Graptoglifo difícil de descifrar, con ramas torcidas espiraliformes (*Gyrodendron* Ulrich, 1904, non Quenstedt, 1880), 1/2.
- (5) Meandro sencillo dirigido, de vueltas poco apretadas (*Helminthoida crassa*, Schafhäutl), 1/4.
- (6) Meandro algo más orientado, con vueltas alargadas en forma de colas (*Helminthoida appendiculata* Heer, *Urohelminthoida* Sacco, *Hercoraphe* Fuchs), 1/4.
- (7) Meandros todavía más cerrados, con vueltas ensanchadas en forma de lazos, perpendiculares al plano de sedimentación, 1/3.
- (8) Meandros con vueltas secundarias sinusoidales en el mismo plano de sedimentación (*Cosmoraphe* Fuchs, *Helminthopsis sinuosa*, Azpeitia), 1/2.
- (9) Igual que 8, pero de mayor amplitud, 1/6.
- (10) Igual que 8, pero con las vueltas puntiagudas (*Cylindrites zickzack* Heer, *Belorrhaphe* Fuchs, *Helicolithus fabregae* Azpeitia), 3/4.
- (11) Igual que 8, pero con apéndices claramente visibles en las vueltas, 1/3 (*Protopalaeodictyon* Książkiewicz, 1958), 1/3.
- (12) Meandros con vueltas secundarias en forma de sacacorchos (*Helicolithus sampejayoi*, Azpeitia). Los sectores superiores de las vueltas, trazados en la arena, que-

dan invisibles. Las vueltas de los meandros primarios se realizan como en 7, siempre unidas al cambio de sentido de giro, 1/2.

- (13) Como en 12, pero con apéndice en las vueltas, 1/2.
- (14) Vueltas secundarias en el plano de sedimentación pero, debido a la doble punta que se forma en cada vuelta, se origina una figura semejante a un meandro griego (*Palaeomeandron*, Peruzzi), 3/4.



CUADRO I.

- (15) Como 14, pero apéndices largos en lugar de puntas (*Desmograption*, Fuchs), 1/2.
- (16) Reptación secundaria, probablemente según un plano vertical; esto hace que en la cara del estrato sólo aparezcan filas de pústulas estrechamente orientadas, 1/2.
- (17) Como 16, pero formada por dos sistemas que se cruzan regularmente (*Palaeodictyon* inacabado), 3/4.
- (18) Malla exagonal muy regular, formada bien por la fusión de las pústulas del nú-

mero 17 o por la conjunción regular de meandros ramificados (véase núm. 19) (*Palaeodictyon*, Menegh.), 1/3.

- (19) Malla muy suelta, indicando la transición a 11, 1/4.
- (20) Pista arrosariada de origen enigmático, a la derecha con hinchamientos en forma de perlas (*Hormosiroidea* Schaffer, 1/3), a la izquierda formas más pequeñas con apéndices alternantes, 3/4.
- (21) Serie de grandes pústulas en orden alternante. Interpretación insegura, pero, desde luego, no es pista de artrópodo como se suponía (Gómez de Llarena, 1956), (*)

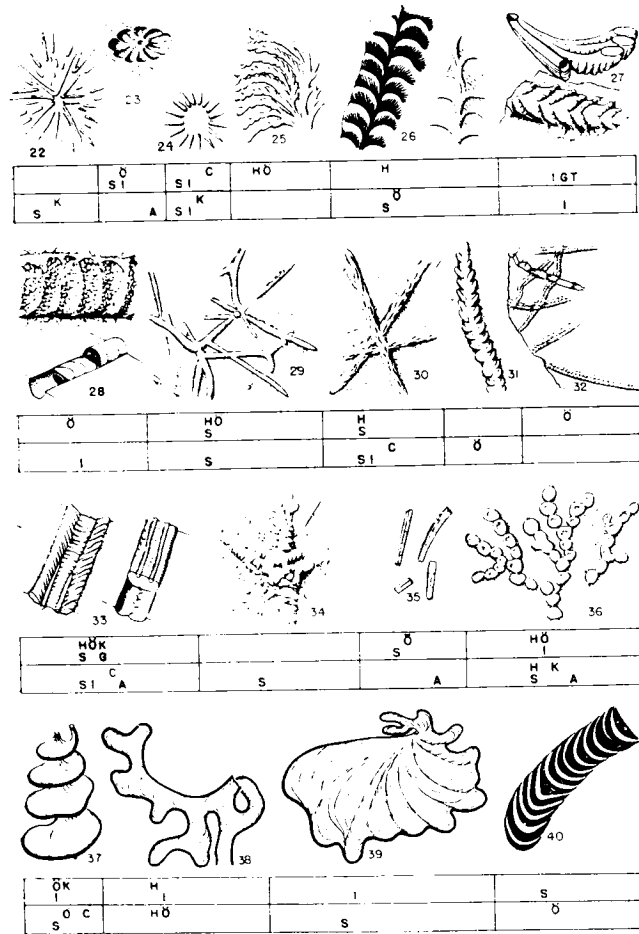
CUADRO II

Galerías de nutrición, Pistas de reptación, Huellas de reposo y «Problemática» de las psamitas; Galerías de nutrición que, además, se pueden presentar en las pelitas (fila 4^a del cuadro). Para el significado de las abreviaturas, véase la cabeza del cuadro I.

- (22) Pista de nutrición asteriforme, con radios estrechos, fusionándose unos con otros en forma de V (hiporreliete endógeno positivo), 1/6.
- (23) Una forma afín a la anterior, con radios anchos y pozo central (*Medusina tergestina* Malaroda). Epirreliete negativo, 1/3.
- (24) Forma muy regular (*Lorenzina*, *Atollites*). Hiporreliete positivo, probablemente endógeno. El pozo central que la acompaña, tal vez no se iniciara hasta más arriba en el sedimento, 1/3.
- (25) Figura de apacentamiento aparcelado con galerías pennatífidas, cerradas en sus extremos (*Criophycus* Toulou, *Lophoctenium*, Richter). Hiporreliete positivo, endógeno, 1/2.
- (26) Galerías de nutrición, con campos de apacentamiento alternantes, en forma de abanicos (*Polykampton* Fischer-Ooster). En las superficies de disyunción (a la izquierda con diferencias de color, 1/2), los abanicos se presentan divididos radialmente; en los hiporrelietes predomina el dibujo concéntricamente esculpido (a la derecha), 1/3.
- (27) Galerías de nutrición con estructura transversa tabicada del relleno y disposición escamosa al borde de relieves pustuliformes (en el modelo, arriba, 1/10 y vista por debajo (1/2). A menudo se cita esta pista como pennatúlido fósil (*Pennatulites* y *Palaeosceptron*, De Stefani; «tipo de piña de abeto» Abel, «núcleos de escamas». Ehrenberg, *Virgularia* y *Pteroides* Bayer, 1955 (una extensa discusión sobre estos y otros supuestos octocoralarios la ha publicado W. Häntzschel (Mitt. Geol. Staatsinstitut, Hamburg, núm. 27).
- (28) Túnel de nutrición sencillo con estructura transversa terminal en forma de tapón lenticular (*Münsteria*). Si se conserva como hiporreliete positivo (en modelo pequeño, abajo), la disposición transversal del relleno puede recordar los tallos de los crinóideos. (*Pseudocrinus* Anelli). En la figura superior se ve que los tabiques están formados, en su mayor parte, por píldoras de excrementos elipsoidales, 1/1.

(*) En tanto llega su interpretación correcta, designo aquí esta lienoespecie con el nombre provisional de *Bipodichnus* - N. DEL T.

- (29) Relleno de galerías largas, con escasas ramificaciones en forma de cuernos. Al principio, estas pistas estaban tapizadas con píldoras arcillosas, lo que hace que se destaquen con fuerte relieve sobre la superficie de estratificación (cf. *Granularia* Pomel), 1/3.
- (30) Galerías alargadas con escultura fibrosa. Hiporrelieve endógeno positivo, pero a trechos también hundido y en hueco (relieve negativo *Fucosopsis angulatus* Pali-bin), 1/4.



CUADRO II.

- (31) Gigantesco hiporrelieve con bultos transversos alternantes («el fósil de Pinsdorf» Abel), 1/20.
- (32) Pista de excavación en forma de trenzas, producida por gusanos minadores, a menudo repetida verticalmente en las caras de los estratos inmediatos (*Gyrochorte* Heer, epirrelieve endógeno positivo), 1/4.
- (33) Pistas de reptación y excavación, labradas por moluscos gasterópodos. A la iz-

- queda un epirrelieve negativo (Tipo *Palaeobullia*). A la derecha, relleno completo en la cara inferior del estrato (Tipo *Subphyllochorda*), 1/3.
 - (34) Huella de reposo de un astérico (*Asteriacites quinquefolius* Qu.). Hiporrelieve endógeno positivo, 1/4.
 - (35) Tubitos todavía enigmáticos rellenos totalmente, con una hendidura central y que se componen de material más fino que el que los rodea (*Terebellina* Ulrich), 2/3. A este tipo pertenece *Jereminella* del senoniense de los Prealpes franceses.
 - (36) Corpúsculos constituidos y conservados como los del número 35, pero formados por arborizaciones integradas por segmentos vejigosos deprimidos en su centro (*Normosira moniliformis* Heer 1877, *Halimeda saportae* Fuchs, 1894), *Arthrodendron* Ulrich, 1904), 1/2.
- A continuación exponemos formas incluídas entre las icnoespecies que lo mismo se encuentran en los bancos de arenisca o psamita que en los de pizarra o pelita:
- (37) Cuerpo protrusivo del tipo de escalera de caracol (*Zoophycos*, modelo; en realidad, las espirales están más apretadas), 1/4.
 - (38) Una modificación del tipo anterior, semejante a una cornamenta, 1/8.
 - (39) Al comienzo, igual disposición que en 38, pero con una mayor regularidad verticilada en las lenguas. En su lugar, más tarde, en sectores posteriores aparecen zonas centrifugas pero dentro de un campo espiriforme cerrado, 1/12.
 - (40) Galería plana en forma de cinta con relleno en forma de tabiques transversos pero que, lo mismo que ocurre en el núm. 28, queda tapada en su extremo (*Münsteria hoessii*, Heer, «zonas acintadas» Ehrenberg), 1/2.

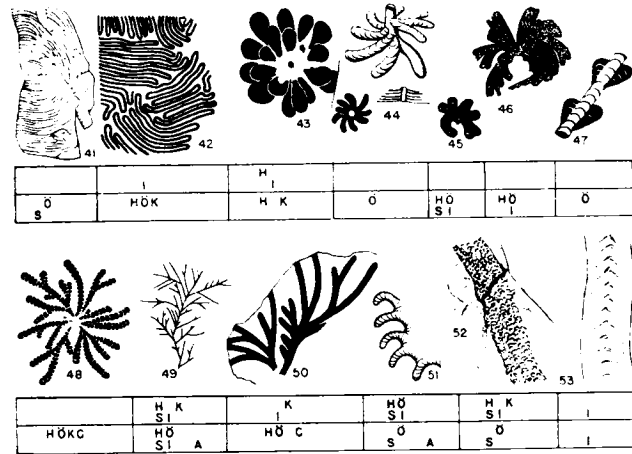
CUADRO III

Pistas fósiles de las pelitas

Las abreviaturas están explicadas en el cuadro I.

- (41) Pista de apacentamiento espiral muy apretada («*Helminthoidea*» zumayensis, Gómez de Llarena), 3/4.
- (42) Meandros muy regulares y estrechamente dirigidos (*Helminthoidea* Heer) con parcelación completa del campo de apacentamiento, 1/2.
- (43) Huella estrellada, semejante a la del número 23, pero con varios verticilos de galerías de alimentación (*Gyrophyllites*, Glocker). En los tipos que se siguen (44-50), los rellenos de las galerías, de materia oscura, se destacan bien de la roca que los soporta, 1/2.
- (44) Igual que 43, pero con las galerías no dispuestas en forma verticilada, sino como los escalones de una escalera de caracol, adheridas espiralmente al pozo central, que es vertical, y dobladas en el sentido de giro. En el modelo ampliado (arriba), los pisos aparecen separados entre sí de modo exagerado para que se vea su inserción en el pozo-eje («*Gyrophyllites*» *dobthoffi*, L. v. Liburnau), 1/1.
- (45) Galerías en forma de hojas que, partiendo de un pozo oblicuo, se dilatan en la cara del estrato (*Hydrancylus* Fischer-Ooster), 1/2.
- (46) En planta, esta pista ofrece igual disposición que la 45, pero con sus galerías irradiando oblicuamente hacia arriba. En la masa se reconocen todavía las píldoras de excrementos elipsoidales (*Zonarites alaicornis* Fischer-Ooster, *Caulerpa acuta* Schimper), 1/4.

- (47) Modelo de una galería semejante a la del número 46, pero con ensanchamientos laterales ordenados pareadamente (*Halimeda fuggeri* L. v. Liburnau), 1/4.
 (48) Galerías de aspecto rizoidal, que irradian hacia abajo con una clara división transversa de la materia que las rellena (*Taenidium fischeri* Heer), 1/5.
 (49) Parte de una pista semejante a la del número 48, pero con galerías más delgadas y de ramificación más regular (*Chondrites intricatus* Brongni.), 1/3.



CUADRO III.

- (50) El mismo tipo de *Chondrites*, pero de mayor tamaño y curvatura de las ramificaciones (*Ch. affinis* Sternberg), 1/6.
 (51) Semejante en su aspecto a la pista del número 38, pero originada por proceso directo (*Phycosiphon* Fischer-Ooster, *Eterodictyon* Peruzzi, *Palaeodictyon* Heer non Meneghini), 3/4.
 (52) Galería tapizada con píldoras de excrementos elipsoidales, 3/4.
 (53) Pista de reptación (?) lisa, con surcos transversos angulosos y regulares, 1/2.

Las descripciones aquí expuestas en los cuadros anteriores y que no aparecen anotadas en el cuadro sinóptico de asociaciones icnológicas, se basan en los siguientes datos:

3), según Papp, 1955, fig. 2; 4), según Ulrich, 1904, lám. 18, fig. 3; 8), según Fuchs, 1895; 11), según una muestra del Eoceno de Greifenstein, Inst. Geol. Viena; 12), según una muestra del Maestrichtiense de Zumaya, Inst. Geol. Tübingen; 13), según una fotografía del Flysch cretácico superior del «Museo de las Pistas», Zumaya; 16), según Papp, 1955, fig. 5; 17), según una muestra del Museo de Historia Natural de Viena (Flysch eoceno de la Selva de Viena); 18), según Silvestri, 1911, lámina 7; 19), según una muestra del flysch eocénico de Monteripaldi, ahora en el Instituto Geológico de Florencia; 20a), según una muestra de Monteripaldi, ahora en Florencia; 20b), dibujo parcial de una muestra sin etiqueta de la Colección Strozzi, el Instituto Geol. Florencia; 21), del flysch eoceno de Zaruaz (Guipúzcoa); 26), el dibujo de la izquierda, tomado del original de Fischer-Ooster 1890, lám. 4, fig. 2, Museo de Historia Natural de Berna; el dibujo de la derecha, de una muestra de Poggiali, Instituto Geol. Florencia; 28), muestra de Seranza, ahora Inst. Geol. Florencia; 29), de una fotografía; 30), de una fotografía tomada en el Maestrichtiense de Zumaya (Guipúzcoa), ahora en el Museo Geol. de Tübinga; 31), según Abel, 1935, fig. 304; 34), del Maestrichtiense de Zumaya, Inst. Geol. Tübinga; 36), según Fuchs, 1894, fig. 1; 38), dibujo parcial de un ejemplar del Flysch cretácico de Unterpurkersdorf, Viena, ahora en el Inst. Geol. de Tübinga; 39), de una muestra del «calcare alberese» de Pontassieve, Inst. Geol. Tübinga; 40), según Heer, 1877, lám. 60, fig. 3; 41), según Gómez de Llarena, 1946, lám. 3, fig. 11; 43), de una muestra del flysch de Fähhern, ETH*, Zürich; 44), según L. v. Liburnau, 1900, lám. 4, fig. 11, pág. 53, fig. 6; 47), modelo inspirado en una muestra del Museo de Salzburgo; 50), según Heer, 1877, lámina 61, fig. 7; 52), según Reis, en Abel, 1935, fig. 395; 53), de una muestra de Monteripaldi, ahora Inst. Geol. Pisa.

Por de pronto, vemos en esta sinopsis que las icnocenosis del flysch cretácico se diferencian muy poco de las del flysch terciario. En donde parece que algunos tipos quedan limitados a una u otra de estas formaciones, se trata por lo general, de hallazgos aislados, únicos o depende de una determinada variación litológica local. Así, por ejemplo, la pista tan conocida *Helminthoidea labyrinthica* (Cuadro III, núm. 42) se ha venido considerando como cretácica en el flysch rumano y de la Selva de Viena mientras que en los Apeninos se considera como forma característica principal del Terciario, sencillamente por la razón de que los depósitos pelíticos dominan sobre los psamíticos en el cretácico de Rumanía mientras que en Austria esto mismo se encuentra en el Terciario (**).

3. LA DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA

Lo mismo que ocurre en cuanto a su ubicuidad estratigráfica, las pistas del flysch poseen una amplia distribución geográfica. Sus hallazgos, en territorios tan alejados entre sí, como son las Islas Molucas, el Cáucaso, la Península Ibérica, Trinidad, se pueden identificar sin ninguna duda con los de la Europa central u oriental. Incluso el flysch de Alasca (Ulrich, 1904) nos presenta numerosas formas comunes a otras regiones y, hasta ahora, sólo contiene una nueva, específica de él (Cuadro I, núm. 4).

Se ve así que esta ubicuidad de las facies flysch, no sólo es estratigráfica, sino también paleontológica.

Resultado: Dentro del flysch cretácico-terciario, las icnocenosis de las psamitas y de las pelitas son distintas entre sí en cuanto a sus especies, pero lo mismo en unas que en otras poseen los mismos caracteres ecológicos típicos de esta facies. En cambio, las diferencias icnológicas entre las pistas cretácicas y terciarias, incluso en países muy distanciados, unos de otros y

(*) Escuela Superior Técnica Federal.

(**) Ya en mi nota de 1946, citada por el autor en la Bibliografía, señalo la identidad de las pistas cretácicas con las numulíticas del flysch guipuzcoano, todavía motivo de discusión estratigráfica en otros países N. del T.

con depósitos de flysch de caracteres paleoclimáticos distintos, son sorprendentemente escasas.

C. SOBRE LA INTERPRETACIÓN DE LA FACIES FLYSCH

Entre los autores que se ocupan de estos temas, no faltan los intentos de reconstruir el medio ambiente en donde se han debido depositar los sedimentos de facies flysch. Las conclusiones a que llegan varían sobremanera, según sean las circunstancias que tengan presentes en el primer plano, unas veces de índole sedimentológica, otras de índole biológica; bien sea atendiendo al carácter pelítico o psamítico, bien a las condiciones tectónicas o estratigráficas de los terrenos en donde se ha desarrollado esta facies. A continuación exponemos algunas de estas teorías, vistas y criticadas a la luz que nos prestan los hallazgos paleontológicos.

1. MANGLAR FÓSIL

Zuber (1901) y Abel (1927, 1935) suponían que la pobreza de restos de animales y plantas fósiles del flysch podría atribuirse a la rapidez con que eran atacados y destruidos tales organismos al iniciarse la diagénesis; en cambio, observando la abundancia de pistas que contiene, comparaban el flysch con los manglares actuales.

Las investigaciones que por nuestra parte hemos realizado en las regiones de manglares de la India y de América central, nos han hecho ver que carece de base esta comparación. En las icnocenos de los mares someros actuales predominan las galerías y túneles superficiales de diferentes crustáceos y gusanos; su régimen alimenticio es el apacentamiento en la superficie del sedimento cubierta por toda clase de restos orgánicos y de seres monocelulares, entre otros de diatomeas, y no en el interior de éste, que se halla envenenado por las impregnaciones sulfídricas. Entre otras observaciones anotadas recuerdo que he podido determinar pistas meandriformes.

A resultado semejante llega Weyl (1953) basándose en estudios sedimentológicos. Por último, las formas de sedimentación del manglar son distintas y varían en distancias muy cortas, completamente al contrario de lo que ocurre en el flysch, en cuyos estratos se reconoce la homogeneidad del depósito en trayectos de gran amplitud.

2. SEDIMENTO CONSTITUIDO POR VIBRACIÓN DEL FONDO MARINO

Kraus (1941, pág. 292, y 1942, pág. 48) y Zeil (1956, pág. 140) consideran que el factor más importante en la génesis del flysch es su sedimentación tan

rápida y sobre un suelo muy inestable. Las variaciones litológicas y el microplegamiento o laminación convoluta son la consecuencia de las frecuentes oscilaciones del nivel del mar y de los deslizamientos submarinos. El rápido recubrimiento del depósito por el que le sucede, facilita la conservación de abundante materia orgánica en el primero, pero, en cambio, impide la colonización de su superficie por una epifauna normal. De aquí, que solamente los animales cavadores (que como tales no requieren protegerse con cutículas duras) sean los únicos capaces de aprovechar el rico material alimenticio que tienen en su contorno.

Por mi parte, contra estas ideas podría argumentarse que en los dominios marinos de sedimentación rápida, como, por ejemplo, en los mareneríticos, litorales o epicontinentales de la actualidad, toda su fauna bentónica está adaptada a sufrir la caída de escombros sobre ella, que la sepultan por breve tiempo, ya que, los animales que la constituyen son capaces de compensar el enronamiento por su emigración hacia la superficie (Schäfer, 1956).

Además, por otra parte habría que admitir que la sedimentación, por lo menos de tiempo en tiempo, quedara en suspenso y que, sobre todo en los fangos pelíticos, durante estas fases de reposo detritógeno, pudiera establecerse una vida bentónica normal. Pero, precisamente, la epifauna más rica se encuentra, al revés, en los estratos formados por los materiales más gruesos, esto es, por los que se depositan con mayor rapidez (Krejci-Graf, 1930, pág. 12).

3. TURBIDITAS

Kuenen, Migliorini, Carozzi y otros encuentran en las «corrientes de turbiedad», cuya existencia en los océanos se ha comprobado recientemente, un mecanismo mediante el cual, los sedimentos de partículas gruesas, a los que se entremezclan restos vegetales, fragmentos de conchas, granos de glauconita y otros materiales orgánicos e inorgánicos, son transportados a regiones profundas en donde, en régimen de depósito normal sólo deben constituirse sedimentos pelíticos. La aplicación de esta hipótesis de las corrientes de turbiedad facilita la explicación de las estructuras típicas como la sedimentación graduada, la laminación convoluta, la estructura en bola de nieve, y otras, que se encuentran doquier en la facies flysch.

¿Qué influencia han podido tener tales corrientes en la vida de los organismos marinos? Si en los tiempos actuales se oye con frecuencia hablar de roturas de cables transoceánicos y de la excavación de gargantas submarinas por las corrientes de turbiedad, no dejará de pensarse en seguida en la acción mecánica inmediata de enronamiento, que habrán de tener también sobre la fauna bentónica del fondo a que llegan. Sin embargo, el flysch típico, al pa-

recer, se ha debido constituir en un ámbito en donde la corriente habría perdido ya su fuerza y predominaba en su lugar el depósito de los materiales acarreados. La erosión sólo alcanzaría la magnitud suficiente para formar marcas de rozaduras y de evorsión. De tal modo, la corriente de turbiedad resulta así poco peligrosa para la fauna habitante del sedimento pelítico.

De las improntas de las pistas y marcas * que aparecen en la cara inferior de los estratos duros de las turbiditas, en modo alguno pueden deducirse datos sobre las condiciones de vida de la fauna bentónica antes de la aparición de la corriente de turbiedad o durante su paso ni tampoco sobre el grado de intensidad que alcanzara. Se comprueba que estas pistas, unas veces atraviesan las marcas de evorsión y otras veces, merced a varios caracteres que poseen, se han debido formar posteriormente, después que la superficie del estrato estuviera ya cubierta por los sedimentos que le seguían (Seilacher, 1957).

Desde el punto de vista biológico, tiene especial interés el saber que tales corrientes de turbiedad llevan consigo un sedimento arenoso, ligero, fácil de remover y atravesar por los animales bentónicos, rico además en detritos orgánicos y que de este modo penetran hasta los grandes fondos de las cuencas oceánicas, en las cuales dominan los depósitos pelíticos y escasea la materia orgánica de la pudieran nutrirse los seres abismales (Heezen, Ewing & Menzies, 1955).

El cambio que se realiza en la fauna bentónica arrastrada por estas corrientes se halla indicado por el contraste que presenta al compararla con la fauna icnológica, manifiestamente distinta, propia de las pelitas. Sin embargo, la explicación más adecuada para comprender el carácter ecológico tan peculiar de las pistas del flysch parece que no se halla por este camino: en efecto, como ya vimos en páginas anteriores, el grupo diagnóstico de las pistas de apacentamiento parcelar no está limitado a las psamitas sino que aparece representado en unas cuantas pistas afines ubicadas en las pelitas. Según todo esto, resulta que las pelitas, hablando biológicamente, son tan típicamente flysch como las psamitas, que, a menudo, a la luz de las nuevas teorías, parecen ser el único elemento característico de estas facies.

4. PISTAS Y PROFUNDIDAD DEL AGUA EN DONDE SE ORIGINAN

Según las ideas de Kuenen, el flysch, en su mayor parte, se ha constituido en cuencas de mayor profundidad que otros depósitos pséfíticos. ¿Cómo se comportan los hallazgos paleoicnológicos frente a esta hipótesis?

(*) Siguiendo al autor, distinguimos: *pista*, *huella*, *rastro*, producidos por el paso de animales vivos, y *marca*, resultante de la acción mecánica inorgánica o los restos inanimados de animales y vegetales.—N. DEL T.

Por desgracia, de los mares actuales sólo se conocen casi exclusivamente las pistas de la región mareal, y aun dentro de ésta misma un sector poco interesante desde el punto de vista geológico (Seilacher, 1957). Así se explica (Häntzschel, 1953) que los estratos ricos en pistas, y, por consiguiente con ellos también el flysch, se interpreten generalmente como sedimentos de la región de las marismas. En realidad, no obstante, el material de observaciones acumulado hasta ahora, procedente de la región de las mareas no es suficiente, en modo alguno, para referir las icnocenosis halladas a determinadas profundidades.

Hace ya varios años que he tratado de deducir la profundidad de formación del flysch por la interpretación de las pistas de reposo (Cubichnia) en él halladas (Seilacher, 1954). Las huellas o pistas de reposo, de la mayor variedad que cabe pensar, se originan cuando los animales nectónicos se ocultan enterrándose por breve tiempo en la arena. La carencia de este tipo de huellas en el flysch se interpretaba, hasta ahora, suponiendo que sus depósitos se han constituido en fondos en donde falta la luz y en los cuales, por tanto, la ocultación óptica no tendría sentido alguno. Las fotografías obtenidas en tales fondos parecen confirmar esta hipótesis.

Sin embargo, en fechas recientes se han fotografiado huellas de reposo de estrellas actuales a profundidades considerables.

Según estas nuevas adquisiciones sobre la batimetría de las icnocenosis, el hallazgo de un contramoide fósil en el flysch de Guipuzcoa (Cuadro II, número 34) sólo podremos considerarlo como una prueba contraria a la interpretación unilateral de ocultamiento a la luz, pero no contraria a la teoría del mar profundo generador del flysch.

No obstante, si excluimos las huellas de reposo como indicadoras de la profundidad, las pistas del flysch nos muestran, en cambio, otros signos de agua profunda. Ya antes hemos destacado la distribución tan uniforme que poseen las icnocenosis del flysch lo mismo en pequeñas que en grandes extensiones.

En los afloramientos grandes de la facies flysch se puede observar que las icnocenosis varían fuertemente de uno a otro estrato, pero que en cada uno de éstos, las pistas se mantienen bastante uniformes, tanto en sus especies como en su densidad. Por el contrario, en estos afloramientos extensos no se observan los rodales o colonias pequeñas de animales y algas, tan típicas de los mares someros.

Por otra parte, sorprende la uniformidad y la ausencia casi absoluta de formas endémicas en estas icnocenosis que se hallan en las cuencas de flysch por muy separadas que queden unas de otras. Lo cual indica un medio ambiente muy uniforme e independiente del clima, de extensión mundial, como son las cuencas oceánicas profundas.

Circunstancias semejantes nos encontramos al considerar la uniformidad,

en el tiempo geológico, de las pistas del flysch. La transición tan brusca, el corte tan limpio que en otros aspectos paleontológicos se reconoce al paso del mesozoico al cenozoico, apenas se nota en cuanto a la facies flysch de una u otra formación estratigráfica. Tales hechos se adaptan muy bien a la idea del mar profundo, en donde las mutaciones de la fauna —bien sea por la acción de los rayos cósmicos (Schindewolf, 1954), bien por otras causas— no producen tanto efecto como en los mares neríticos.

Por último, la sucesión de las icnocenosis en los sedimentos alpinos nos ofrece un argumento importante en pro de nuestra opinión sobre la profundidad grande en donde el flysch se origina. En páginas anteriores hemos tratado, ante todo, de contraponer biológicamente las formaciones litológicas del flysch a las típicas del mar somero. En realidad, ambos grupos de icnocenosis no se enfrentan bruscamente unos con otros sino que las rocas que establecen la transición, tanto en facies como en tiempo, son menos arenosas y, por tanto, más pobres en pistas; es posible, además, que acaso tales rocas no se hayan investigado con la detención debida desde el punto de vista de su icnología. Las capas werfenienses (Triás alpino inferior) de los Alpes meridionales (Leonardi, 1935) contienen pistas semejantes a las de la molasa terciaria o a las de las areniscas jurásicas de Alemania (pistas en forma de trenzas, impresiones de reposo de ofiuroides, rizocorálidos). En el retense alpino y jurásico, la pista en forma de lengua *Rhizocorallium* («esparteña» en el mesozoico valenciano), que es de agua poco profunda, aparece sustituida por otras de tipo flabeliforme, de abanico o plumero, como *Zoophycos* cuadro II, núms. 37-39) que, asimismo indican una mayor profundidad en el Jurásico extraalpino. Junto a estas pistas aparece *Palaeodictyon* (cuadro I, núm. 18) en el retense (Wanner, 1949) y dogger de Friburgo, de Suiza (Pugin, 1956) como precursor de las pistas clásicas del flysch cretácico-numulítico. Ya en estos datos incompletos se muestra un evidente acercamiento icnofacial al flysch, pero acompañado, además, por un innegable aumento de la profundidad. ¿Qué queda aquí, pues, sino interpretar el aumento de esa misma tendencia ecológica del flysch como la expresión de que alcanza una mayor profundidad? En todo el dominio alpino, la icnofacies de los estratos werfenienses no vuelve a presentarse hasta llegar a la molasa terciaria; estas icnocenosis cierran así el cielo sedimentario.

Resultado: como reiteradamente venimos diciendo, el especial carácter biofacial del flysch encuentra su mejor explicación admitiendo su génesis a gran profundidad. La falta de observaciones recientes impide todavía el obtener datos batimétricos de alguna precisión. La nitidez del contraste biológico, la uniformidad de la fauna y la comparación con otras biocenosis hacen suponer que el lugar de origen de esta facies se halla en las profundidades abisales.

BIBLIOGRAFÍA

- ABEL, O. (1927): *Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit*, 2. Aufl., 714 S., 551 Abb., Jena (Fischer).
- — (1935): *Vorzeitliche Lebensspuren*, 644 S., 530 Abb., Jena (Fischer).
- ARBENZ, P. (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen*. «Vjschr. naturf. Ges.», Zürich, 64.
- BAYER, F. M. (1955): *Remarkably preserved fossil sea-pens and their Recent counterparts*. «J. Washington Acad. Sci.», 45, 294-300, 2 Abb., Washington.
- DEHM, R. (1956): *Zeitgebundene Gesteine und organische Entfaltungen*. «Geol. Rdsch.», 47, 52-56, Stuttgart.
- FUCHS, TH. (1894): *Über eine fossile Halimeda aus dem eocänen Sandstein von Greifenstein*. Sitz.-Ber. Acad. Wien, math. naturw. Kl., 103, 5 S., 1 Taf., Wien.
- — (1895): *Studien über Fucoiden und Microglyphen*. «Denkschr. Akad. Wien», 62, 80 S., 9 Taf., Wien.
- GÓMEZ DE LLARONA, J. (1946): *Revisión de algunos datos paleontológicos del flysch cretácico y numulítico de Guipúzcoa*. NOTAS Y COM. DEL INST. GEOL. Y MIN. DE ESPAÑA, 15, 1-52, 8 Taf., Madrid.
- — (1954): *Observaciones geológicas en el flysch cretácico-numulítico de Guipúzcoa*. I. Monogr. Inst. «Lucas Mallada», 13, 98 S., 18 Abb., 60 Taf., Madrid.
- HÄNTZSCHEL, W. (1953): *Zur Frage der Kennzeichen fossiler Watten-Ablagerungen*. «Natur und Volk», 83, 255-262, 4 Abb., Frankfurt a. M.
- HEER, O. (1876-1877): *Flora Fossilis Helvetiae*, 182 S., 70 Taf., Zürich.
- HEEZEN, B. C., EWING, M. & MEZIES, R. J. (1955): *The influence of submarine turbidity currents on abyssal productivity*. «Oikos», 6, 170-182, 7 Abb., Kopenhagen.
- KRAUS, E. (1941): *Ergebnisse der nordalpinen Flyschforschung*. «Geol. Rdsch.», 32, 288-303, 7 Abb., Stuttgart.
- — (1942): *Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung*. *Der nordalpine Kreideflysch*. II. «N. Jb. Min., Beilagebd.», 87, B, 1-243, Stuttgart.
- KREICH-GRAF, K. (1930): *Grundfragen der Ölgeologie*. «Schrift. Brennstoff-Geol.», 4, 182 S., Stuttgart.
- KUENEN, PH. K. (1950): *Marine Geology*. New York (Wiley).
- KUENEN, PH. K. & CAROZZI, A. (1953): *Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps*. J. «Geol.», 61, 363-373, 2 Taf., Chicago.
- LEONARDI, P. (1935): *Il trias inferiore delle Venetie*. «Memoria Ist. geol. Univ. Padova», 11, 136 S., 8 Taf., Padova.
- MOORE, R. C. (1949): *Meaning of facies*. «Geol. Soc. Amer., Mem.», 39, 1-34, 18 Abb., New York.
- — (1954): *Modern methods of paleoecology*. «Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.», 41, 1775-1801, 14 Abb., Tulsa, Oklah.
- NABHOLZ, W. K. (1951): *Beziehungen zwischen Fazies und Zeit*. «Eclogae geol. Helv.», 44, 131-158, 3 Abb., Basel.
- OOSTER, W. A. (1869): *Die organischen Reste der Zoophycos-Schichten der Schweizer Alpen*. Protozoe Helv., 1 (2), 15-35 Taf. 3-11, Basel.
- PAPP, A. (1955): *Über geführte und eigenbedingte Mäander-Spuren*. «Natur und Volk», 85, 345-349, 5 Abb., Frankfurt a. M.
- PUGIN, L. (1956): *Sur la présence d'un Palaeodictyon dans le Dogger des Préalpes fribourgeoises*. «Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.», 45, 210-214, 1 Taf., Fribourg.
- RABEN, A. (1956): *Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde*. «Abh. hess. L. Amt Bodenforsch.», 16, 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Tab., Wiesbaden.

- SCHÄFFER, W. (1956): *Wirkungen der Benthos-Organismen auf den jungen Schichtverband*. «Senck. leth.», 37, 183-263, 2 Taf., 35 Abb., 1 Tab., Frankfurt a. M.
- SCHMIDT, H. (1935): *Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden*. «Fortschr. Geol. Palaeont.», 12, H. 38, 154 S., Berlin.
- (1956): *Zur Rangordnung der Faziesbegriffe*. «Mitt. geol. Ges. Wien», 49, 333-345, 1 Abb., Wien.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1954): *Über die möglichen Ursachen der grossen erdgeschichtlicher Faunenschnitte*. «N. Jb. Geol. Paläont., Mh.», 1954, 457-465, 3 Tab., Stuttgart.
- SEILACHER, A. (1954): *Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren*. «Z. dtsch. geol. Ges.», 105, 214-227, 3 Abb., Taf. 7-8, Hannover.
- (1955): *Spuren und Fazies im Unterkambrium*. (In SCHINDEWOLF & SEILACHER: *Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan)*). «Akad. Wiss. Lit. Mainz. Abh. math.-naturw. Kl.», 1955, 342-372, 5 Abb., Taf. 16-21, Wiesbaden.
- (julio 1957): *An-aktualistisches Wattenmeer?* «Paläont. Zsch.», 31, 198-208, Taf. 22-23, Stuttgart.
- SILVESTRI, A. (1911): *Sulla vera natura dei «Palaeodicyon»*. «Boll. Soc. geol. Ital.», 39, 85-107, Taf. 6-7.
- STRAUZE, L. (1928): *Geologische Fazieskunde*. «Magyar. Kir. Földtani Intézet.», 28, Budapest.
- ULRICH, E. Ö. (1904): *Fossils and age of the Yakutat Formation*. «Harriman Alaska Expedition», 4, 125-146, Taf. 11-21.
- WÄNNER, J. (1949): *Lebensspuren aus der Obertrias von Seran (Molukken) und der Alpen*. «Eclogae geol. Helv.», 42, 183-195, 5 Abb., Basel.
- WEYL, R. (1953): *Beiträge zur Geologie El Salvadors. II. Lithogenetische Studien in den Mangroven der Pazific-Küste*. «N. Jb. Geol. Paläont., Mh.», 1953, 202-218, Stuttgart.
- ZEIL, W. (1956): *Fazies-Unterschiede in den kreätischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns*. «Geol. Rdsch.», 45, 134-143, 4 Abb., Stuttgart.
- ZUBER, R. (1901): *Über die Entstehung des Flysch*. «Z. prakt. Geol.», 9, 283.

III. ESTUDIOS PALEONTOLOGICOS SOBRE LA SEDIMENTACION Y EROSION DE LAS TURBIDITAS

RESUMEN

Las pistas postsedimentarias de la cara inferior de las areniscas o samitas del flysch, sólo se encuentran en los estratos delgados y hasta un determinado espesor de éstos, característico de cada una de las especies de pistas distinguidas. Esto prueba que el depósito de la arenisca de cada estrato se realiza de un modo instantáneo, como supone la teoría de las «corrientes de turbiedad». La mayor parte de las pistas de la cara inferior de los estratos de arenisca son el relleno de galerías y relieves formados en el lodo o lúgamo del estrato péltico subyacente, barridos y desmoronados por las corrientes de turbiedad, que luego ha colmado los huecos formando moldes con la arena aportada por ellas mismas. Se deduce de aquí la existencia de una erosión de tipo especial que ha actuado sobre el estrato péltico subyacente al de la arenisca, antes de que ésta se depositara para formar un estrato de «turbidita» (1).

(1) En la terminología de Kuenen, «turbidita» es la roca formada por las «corrientes de turbiedad» generadoras de la facies flysch, es decir, la arenisca, psamita o samita (N. del T.).

ABSTRACT

The postdepositional sole trails of Flysch psammites occur only in thinner beds up to a thickness particular to each species. This proves instantaneous deposition of the individual beds, as postulated by the turbidity-current theory. The majority of the sole trails are predepositional mud burrows washed out and sand cast by turbidity currents. Thus erosion of an unusual type must have preceded every turbidity sedimentation.

1. Fundamentos teóricos

Estos estudios parten de una sencilla reflexión:

A) *Primera hipótesis*: «Todas las psamitas del flysch son turbiditas». Conforme a las ideas de Kuenen y otros autores, las capas de arenisca del flysch no se constituyen por acumulación gradual sino que se forman instantáneamente merced a las «corrientes de turbiedad». Cada uno de los estratos resultantes, en todo su espesor, se constituye en pocas horas y aun en menor tiempo.

B) *Segunda hipótesis*: «Las pistas de la cara inferior han sido excavadas o modeladas después del depósito de las samitas». En trabajos anteriores hemos visto que los relieves modelados en la cara inferior de los estratos de arenisca marina, no son, en general, pistas superficiales, sino que se han originado en el interior del sedimento (Seilacher, 1953, 1957). De entre los animales arenícolas, hemos visto que son pocas las especies que dejan galerías permanentes u otra clase de huellas en la arena misma y que, en cambio, son capaces de crear impresiones vigorosas si tocan un lecho infrayacente de arcilla o se arrastran sobre él. Estas impresiones quedan luego rellenas y moldeadas inmediatamente por la arena que las recubre y, por tanto, se conservan de modo más fácil y mejor que las pistas o huellas creadas en la superficie del sedimento en contacto con el agua.

Las pistas de la cara inferior de las areniscas del flysch parece que no son una excepción a esta regla. Algunas de ellas atraviesan de modo tan claro otras pistas, tales como los moldes de «sacacorchos», lenguas de relleno, etcétera, que necesariamente han debido formarse después de la sedimentación de la arena. Algunas de estas pistas de cara inferior de estratos de areniscas o samitas, de indudable formación «postsedimentaria», están representadas en la lámina I. Un origen semejante habíamos atribuido al principio a otros tipos de pistas asociadas a ellas, aunque no tuviéramos la evidencia suficiente salvo que su morfología general indicaba un complejo trazado de galerías más bien que suponerlas como simples huellas superficiales (Seilacher 1960).

C) *Relaciones que cabe esperar entre espesor de estratos y pistas de cara inferior*. Los animales que pertenecen a la fauna viviente en el interior de los

estratos de arenisca y del tipo que podría haber hecho tales pistas (endofauna), no aparecen dispersos por la masa de ésta sino que se detienen a una determinada profundidad. Cada una de las especies arenícolas habita un espesor comprendido entre la superficie superior de la arena en contacto con el agua del mar y un límite inferior marcado por sus necesidades propias de alimento y oxígeno. De este modo, suponiendo que cada uno de los estratos o capas de arenisca del flysch se haya depositado instantáneamente con todo su espesor, los animales superficiales cavadores solamente habrían podido alcanzar la base o cara inferior de los estratos delgados y, por tanto, no llegaron a dejar señal alguna de su presencia en la cara inferior de los gruesos.

La evidencia de estas dos hipótesis la tendremos si empleamos la estadística, la cual, en efecto, nos muestra que las distintas especies de pistas desaparecen una tras otra, a medida que el espesor de la samita aumenta. En el caso en que esto no se verificara, tendríamos que deducir que una u otra de ambas premisas, o las dos a la vez, necesitan ser revisadas.

2. Distribución de las pistas de cara inferior del flysch cretácico-numulítico de la costa guipuzcoana entre Zarauz y Zumaya

El estudio lo hemos realizado en el mes de agosto de 1959, en la costa cantábrica entre San Sebastián y Deva, en donde las condiciones para tales investigaciones son ideales en muchos detalles: una potente secuencia de sedimentos de facies flysch, que abarca desde el maestrichtiense (1) hasta el eoceno se alza en un elevado cantil de gran longitud. Los estratos son verticales o subverticales pero se presentan muy poco trastornados por las fallas. La secuencia consiste en una alternancia regular de capas de arenisca con otras de margas, representando así una facies intermedia entre el «wildflysch» y el flysch arcilloso pelítico y no clástico (2).

Las pistas abundan más aquí que en la mayor parte de otras zonas europeas de flysch y son bien conocidas gracias a las excelentes publicaciones del profesor Gómez de Llarena (1946, 1954), a quien desde aquí agradezco su guía personal en la zona estudiada.

Los datos obtenidos están expuestos en la fig. 1 y en el cuadro 1. Conviene decir que solamente hemos tenido en cuenta los estratos portadores de pistas y que éstos son mucho más frecuentes entre los delgados que entre los gruesos.

(1) Esto se refiere a Zumaya mismo; la serie cretácica llega hasta el albiense en Motrico, N. del T.

(2) Ambos se encuentran también en esta región más al oeste de la zona aquí estudiada, N. del T.

Tal selección, lo mismo que el predominio de esta facies de estratos delgados en la zona de Zumaya, explican la menor cantidad de observaciones que hemos hecho a medida que aumentaba el espesor de aquéllos. Aún teniendo en cuenta esta deficiencia, debemos reconocer, sin embargo, que los resultados obtenidos no concuerdan del todo con los conceptos preestablecidos antes de iniciar nuestras investigaciones.

Todos los tipos de pistas para los cuales se ha podido probar su origen predeposicional o presedimentario, confirman la relación esperada (Lám. 1). Ninguno de ellos se ha encontrado en capas que pasaran de un determinado espesor; este espesor es de unos 6 cm. en *Neoneerites*; de 8 cm. en las pistas bien conservadas y definidas de los gastrópodos (*Scolicia*) y de 14 cm. en *Phycosyphon*. En los estratos de menor grosor que los ahora anotados, las pistas indicadas son bastante frecuentes y extendidas por toda la serie de espesores distinguidos, pero luego, al aumentar éstos, decrecen paulatinamente en número hasta que desaparecen por completo. La pista *Granularia*, muy común en toda clase de estratos, alcanza potencias mucho mayores: su límite parece hallarse más allá del indicado en nuestro cuadro (pág. 167), puesto que la hemos visto en un banco de 3.50 m. y en otro de más de 4 metros de potencia.

Las restantes especies —lo que quiere decir la mayoría de las pistas del flysch— no siguen la regla intuida en nuestra hipótesis. No solamente abarcan una amplitud mucho mayor, sino que dentro de esta última, tales especies aparecen de modo intermitente y sin que se observe un decrecimiento sensible en su frecuencia. En otras palabras: su presencia no parece hallarse regida por el espesor de los estratos, o, en todo caso, no se relaciona con este factor de modo tan claro como en el primer grupo de pistas.

Este tipo de distribución de las pistas parece ser el mismo en los tres diferentes lugares de la costa guipuzcoana constituida por el flysch, tanto del cretácico como del terciario (numulítico) y por nosotros investigados, hecho que no puede ser accidental.

Por una feliz coincidencia, después de algunos días de reconocimiento del terreno, tuvimos la satisfacción de encontrarnos con el Dr. E. ten Haaf (Groningen), quien también había llegado a Zumaya para realizar estudios sedimentológicos. Algunos días de excursiones en común y de fructíferas discusiones las recuerdo como un ejemplo perfecto de cómo la cooperación de distintas ramas de una misma ciencia puede contribuir a modificar conceptos establecidos y a resolver complejos problemas.

En su excelente obra sobre los terrenos sedimentarios del flysch de los Apeninos, ten Haaf (1959, fig. 40) ha ilustrado y estudiado con detenimiento un notable ejemplar de superficie de cara inferior de estrato de arenisca, que aparece cubierta de moldes en relieve, los cuales son las pistas o rastros producidas por un gastrópodo (*Scolicia*). Estas pistas muestran contornos muy

borrosos debido a la acción desmoronadora de otros relieves acanalados, que fueron creados por las corrientes de turbiedad y posteriores al paso de los gastrópodos. Como tales acanaladuras son la obra producida por la corriente que trajo la arena, ten Haaf, con toda lógica, deduce que las pistas en hueco cuyos moldes en relieve se conservan en esta cara inferior han sido originadas antes del depósito del material que forma este estrato. Una vez adquirida esta importante noción, que nos permitía establecer un diagnóstico seguro, pude observar más huellas de estas corrientes en varios tipos y grados de desarrollo de diversas pistas de los estratos pertenecientes a la facies flysch (Lám. 2). Tal descubrimiento me obligó a cambiar las ideas que hasta entonces mantenía. Los relieves y excavaciones postsedimentarios estudiados en el primer capítulo resultan así casos excepcionales más bien que modelos a los que pudieran referirse todas las pistas de la cara inferior de los estratos del flysch. Comprobaremos, en efecto, que la mayor parte de estos fósiles parecen haberse originado antes del depósito de las areniscas que los contienen, es decir, son «presedimentarios».

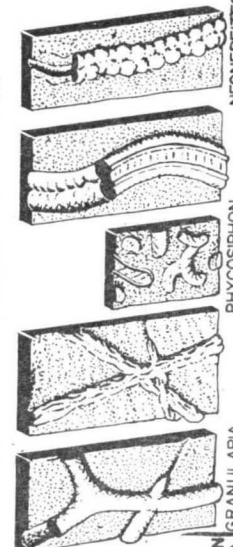
3. Las pistas postsedimentarias de la cara inferior de los estratos del flysch confirman la realidad de la sedimentación por las corrientes de turbiedad

Con cuanto antecede en los párrafos anteriores, vemos eliminada la aparente contradicción que contenían los datos expuestos. Posiblemente, las pistas presedimentarias no pueden corresponderse con la distribución de antemano supuesta. En cambio, y sirviendo, además, de confirmación del modo de formarse los estratos del flysch, disponemos de los tipos de pistas postsedimentarias, únicos que debemos considerar ahora. Puesto que estas últimas, en efecto, siguen la regla obtenida, tenemos que deducir que los estratos areniscos del flysch se han debido constituir instantáneamente, tal como exige la teoría de las corrientes de turbiedad.

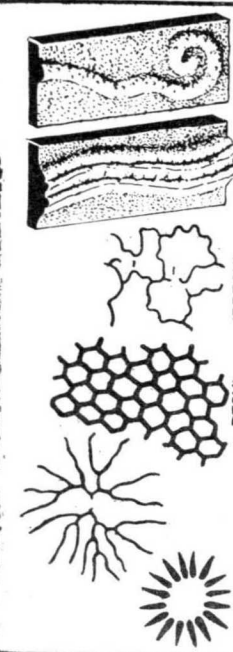
Kuenen (1957, pág. 253) sugiere que algunas de estas pistas, objeto de discusión, deben ser galerías de huida o de escape, hechas por los animales que fueron sorprendidos por la corriente de turbiedad y que al quedar sepultados en la arena trataron de salir de aquélla. Tales pistas podrían haber sido hechas a una profundidad cualquiera, a partir de la superficie del estrato repentinamente constituido y, por tanto, no ofrecen datos de interés en el problema que nos interesa.

En realidad, algunos de los rellenos de galerías no identificables, que cruzan de través los planos de sedimentación bajo ángulos muy abiertos, podrían denominarse «pistas accidentales». En cambio, los tipos de pistas objeto de nuestro estudio son de una mayor complejidad y constancia de forma, tanto en su recorrido como en su estructura, para poderlos explicar como meros

PISTAS POSTSEDIMENTARIAS



PISTAS PRESEDIMENTARIAS



ESPESOR DE LAS CAPAS	IN SECTION			SUMA
	A	B	C	
0-2	2	4	2	72
2-3	2	2	1	24
3-4	4	4	2	121
4-5	4	2	2	49
5-6	4	2	3	89
6-8	4	2	2	75
8-10	4	2	3	93
10-12	4	2	2	80
12-14	4	2	1	67
14-16	4	2	2	80
16-18	4	2	1	67
18-20	4	2	1	67
20-22	4	2	1	67
22-24	4	2	1	67
24-26	4	2	1	67
26-28	4	2	1	67
28-30	4	2	1	67
30-32	4	2	1	67
32-34	4	2	1	67
34-36	4	2	1	67
36-38	4	2	1	67
38-40	4	2	1	67
40-42	4	2	1	67
42-44	4	2	1	67
44-46	4	2	1	67
46-48	4	2	1	67
48-50	4	2	1	67
50-52	4	2	1	67
52-54	4	2	1	67
54-56	4	2	1	67
56-58	4	2	1	67
58-60	4	2	1	67
60-62	4	2	1	67
62-64	4	2	1	67
64-66	4	2	1	67
66-68	4	2	1	67
68-70	4	2	1	67
70-72	4	2	1	67
72-74	4	2	1	67
74-76	4	2	1	67
76-78	4	2	1	67
78-80	4	2	1	67
80-82	4	2	1	67
82-84	4	2	1	67
84-86	4	2	1	67
86-88	4	2	1	67
88-90	4	2	1	67
90-92	4	2	1	67
92-94	4	2	1	67
94-96	4	2	1	67
96-98	4	2	1	67
98-100	4	2	1	67
SUMA	493	130	28	655

Fig. 1

CUADRO I

Otras pistas presedimentarias de cara inferior de estrato samjiico y moldes de corrientes de turbiedad («flute casts») del flysch cretácico-miocénico de la costa guipuzcoana, entre Zaranza y Zumaya

a) Espesor de las capas	b) Número de capas	Utrinitoida crassa	Cro-helminthoida	Cosmorophe	Belo-rophi	Utriliticus	Palaomandron	Utrinoscapion	Utrinosiroidea	Spirorophe	Flute-casts
0-1.....	31/-/3	4/-/1	1/-/1	5/-/7	-/-/1	2 ⁵ -/-	1/-/1	-/-/11	-/-/1	2/-/1	1/-/1
1-2.....	41/12/16	7/3/5	-/-/1	2/1/3	-/-/1	-/-/3	1/-/1	-/-/1	-/-/1	6/-/1	2/-/1
2-3.....	33/14/18	5/3/7	-/-/1	-/-/3 ⁵ 4	-/-/1	1/-/1	1/2/-	-/-/2	-/-/1	5/-/1	2/-/1
3-4.....	19/17/9	5/7/2	-/-/1	4/2/2	-/-/1	-/-/1	-/-/3	-/-/1	-/-/1	-/-/1	1/-/1
4-5.....	18/14/7	4/3/2	-/-/1	1/2/1	-/-/1	1/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	3/-/1	2/1/2
5-6.....	17/15/8	5/-/2	-/-/1	3/2/1	-/-/1	1/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	2/-/1	1/2/2
6-7.....	12/11/10	2/3/2	-/-/1	1/-/1	-/-/1	1/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	3/-/1	1/1/1
7-8.....	10/11/8	3/-/1	-/-/1	1/-/1	-/-/1	1/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	2/-/1	1/1/1
8-9.....	12/4/6	-/-/2	-/-/1	-/-/2/2	-/-/1	-/-/5/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	1/-/1	3/3
9-10.....	12/5/2	4/1/1	-/-/1	3/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	3/-/1	3/-/1
10-12.....	13/17/5	1/-/1	-/-/1	-/-/1/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	3/-/1	4 ⁵ 2/1
12-14.....	7/16/4	-/-/1	-/-/1	1/1/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	1/-/1	1/4/1
14-16.....	7/5/5	1/-/1	-/-/1	1/-/1	-/-/1	1/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	2/-/1	2/1/1
16-18.....	7/6/1	1/1/1	-/-/1	1/-/1	-/-/1	1/-/1	5/-/1	-/-/1	-/-/1	5/1/1	5/1/1
18-20.....	8/8/-	-/-/1	-/-/1	1/-/1	-/-/1	1/-/1	5/-/1	-/-/1	-/-/1	4/2/-	4/2/-
20-25.....	14/10/-	1/-/1	-/-/1	1/-/1	-/-/1	1/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	6/3/-	6/3/-
25-30.....	9/10/1	-/-/1	-/-/1	1/-/1	-/-/1	1/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	3/6/-	3/6/-
30-35.....	19/6/-	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	5/2/-	5/2/-
35-40.....	4/3/-	2/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	3/1/-	3/1/-
40-45.....	7/7/-	1/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	3/2/-	3/2/-
45-50.....	44/7/-	1/1/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	2/5/-	2/5/-
50-60.....	8/3/-	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	4/-/1	4/-/1
60-80.....	7/5/-	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	6/1/-	6/1/-
80-100.....	2/3/-	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	1/-/1	1/-/1
100-150.....	12/8/-	1/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	9/3/-	9/3/-
150-200.....	4/7/-	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	-/-/1	4/-/1	4/-/1
d) Suma ..	655	93	6	59	11	14	8	17	4	28	126

«accidentes», *Scolicia*, *Neoneercites*, *Phycosiphon* siguen los planos de sedimentación a distancias considerables y a lo largo de un camino flexuoso, lo que hace pensar más fácilmente en el lento pastar realizado por el animal sobre una película de materias alimenticias que no en su apresurada huida hacia la superficie del estrato. Por su parte, *Granularia* consiste en una red de galerías regularmente ramificadas y rellenas con «píldoras de excrementos», tipo de rastro que sólo se encuentra en las galerías construidas para ser usadas de continuo.

Todavía es un enigma para nosotros el ver que el organismo productor de la pista *Granularia* haya podido ahondar sus galerías hasta la profundidad de los 4 metros por debajo de la superficie del estrato que la contiene. Hasta ahora, apenas sabemos nada seguro sobre el límite que alcanza la endofauna en las arenas del mar profundo. No obstante, se ha podido averiguar que la zona de oxidación en los sedimentos profundos del mar actual puede llegar a los 4 metros por debajo de la superficie del sedimento, mientras que en los depósitos someros del litoral, este límite queda detenido a los 10 o 15 centímetros (Beruzkov y Romankevic, 1960). Deducimos de tales datos que la endofauna abisal fósil de la facies flysch, ha podido alcanzar con sus galerías profundidades semejantes a las ahora registradas en la endofauna actual.

4. Las pistas presedimentarias de la cara inferior de los estratos del flysch demuestran la realidad de la erosión producida por las corrientes de turbiedad

Así como las pistas de cara inferior postsedimentarias indican las condiciones mecánicas del medio marino *después* que ha pasado la corriente de turbiedad, por su parte las pistas presedimentarias nos muestran los detalles del proceso originado *antes* y *durante* la existencia de aquélla.

Kuenen (1957, pág. 233) y ten Haaf (1959, pág. 55) suponen que algunas de las más delicadas pistas de cara inferior, conservadas luego como moldes en relieve, han sido creadas por animales epibentónicos en un légamo blando. Según estos autores, la corriente de turbiedad habría llevado consigo los organismos generadores de las pistas pero dejando, en cambio, casi intactas estas últimas. Lo cual significaría una fuerza erosiva de sorprendente ineficacia si la comparamos con las tan vigorosas que se conocen de las actuales corrientes de turbiedad. De aquí que Dzulynski y Sanders (1959) traten de explicar esta ausencia de erosión por la formación de un manto o «alfombra de granos de arena», que protegería la superficie del légamo contra la fuerza grande que llevaba la corriente de turbiedad.

A mi modo de ver, tal problema no existe. En ninguna de las pistas de cara inferior presedimentarias se puede demostrar que sea producida en la superficie sino que, por el contrario, hay razones suficientes para pensar que

son galerías construidas por animales geófagos, los cuales, en busca de su alimento, se desplazan de uno a otro lado siguiendo los planos de estratificación. El trazado tan regular de la mayor parte de las pistas sugiere más bien la existencia de un metódico desarrollo de las galerías que no el libre vagar del animal pastando en la superficie. Además, la clase de protección que se reconoce en algunos ejemplares no deja lugar a dudas de que se trata de organismos endofaunísticos (Lám. 1, fig. 6 y Lám. 2). En vez de permanecer abiertas, estas galerías quedan inmediatamente obstruidas por sus constructores tapándolas con el relleno de píldoras de excrementos o con el mismo légamo; en este último caso, el material que rellena el tubo es tan idéntico al del légamo en el cual se han abierto las galerías, que éstas permanecen invisibles bajo condiciones normales. Sin embargo, tras de sufrir una primera consolidación diagenética, una corriente puede descubrir las estructuras ocultas, atacar las raíces de las galerías, arrastrar el material suelto que las rellenaba y volver a colmar con arena las oquedades que hubieran quedado sin demoler. Este proceso mecánico, ya sugerido por Kuenen (1957, pág. 234), es el que constituye la regla más bien que la excepción entre las pistas presedimentarias de cara inferior en los sedimentos de facies flysch.

Según lo que acabamos de decir, las pistas presedimentarias de cara inferior no muestran la carencia de erosión sino que, por el contrario, indican una labor demoledora, un raspado uniforme del légamo que va perdiendo de espesor hasta llegar a una capa más compacta y susceptible de resistir la fuerza erosiva de la corriente, en donde queda detenida su acción.

5. *Propiedades de la erosión causada por las corrientes de turbiedad*

Los efectos sedimentarios de las corrientes de turbiedad son, comparativamente, bien conocidos: por un lado, observando los estratos consolidados del flysch, que, en términos generales, denominamos «turbiditas»; por otro lado, recordando los experimentos demostrativos de la realidad de tales corrientes. En cambio, son muy pocos los datos evidentes que podemos presentar procedentes del ámbito en donde, en el fondo del mar, tiene lugar esta erosión. Las pistas de la cara inferior indican que la erosión precede a la deposición, incluso del más delgado estrato del tipo turbidita y que difiere de la ordinaria, es decir, de la que se realiza en estratos no pertenecientes a la facies flysch.

¿Cuáles son, pues, los caracteres distintivos de la erosión causada por las corrientes de turbiedad? Lo primero que debemos señalar es la extensión tan grande, la sorprendente uniformidad que alcanza, por lo menos en amplias áreas de las más bajas depresiones del fondo marino. Prácticamente, se reconoce la ausencia de canales de erosión y cualquier otro tipo de irregula-

ridades superficiales mientras que, por el contrario, lo mismo los tipos de pistas que el espesor del estrato permanecen idénticos por todos lados y en una extensión grande. Es frecuente observar como si la superficie de la capa de légamo hubiera sido arrasada y estriada a un mismo nivel y a distancias de algunos cientos de metros y aún más. Sin embargo, la cantidad de material erosionado puede variar de un estrato a otro, dependiendo tal circunstancia en parte de la rigidez de la capa subyacente de légamo y en parte de la fuerza de la corriente.

No obstante, estamos en condiciones de apreciar el grado mínimo de la erosión si nos detenemos a observar algunas de estas pistas de cara inferior. Por ejemplo, en la lámina 2, la figura 2 nos muestra que antes de que se depositara el lecho delgado, ha tenido que haber sido arrastrado otro de légamo, por lo menos de igual espesor, para que así hayan quedado cortadas las ramas de *Chondrites*, que ahora aparecen «pintadas» sobre la cara inferior del estrato.

No menos sorprendente es el hecho de que la forma de las pistas erosionadas por la corriente de turbiedad haya sufrido en muy pocos casos. El modelado propio de la acción erosiva de la corriente, como muestra la figura 4 de la lámina 1, es muy raro de ver, por lo que, hasta ahora, ha pasado inadvertido como debido a tal causa. Ciertamente, es peligroso el exponer tal interpretación sin que tengamos aún una evidencia experimental pero, según nuestro modo de ver, la conservación del contorno de tales pistas no se hubiera mantenido de haber estado éstas sometidas a la erosión linear ordinaria. En todo caso, tal circunstancia nos muestra otro signo distintivo de las corrientes de turbiedad.

6. *Diferencias ecológicas entre el flysch samítico y el flysch pelítico*

En nuestros trabajos anteriores (Seilacher, 1958) suponíamos que todas las pistas de la cara inferior de los estratos del flysch eran postsedimentarias y de ellas, unos dos tercios quedaban clasificadas como pertenecientes a la fauna interna de los fondos arenosos («endopsammon»). Ahora, guiados por las nuevas nociones adquiridas, consideramos, al contrario, que la fauna de los fondos pelíticos («endopelos»), que contiene unos cuatro quintos de todos los tipos de pistas distinguidos, se destaca sobremanera como la más rica de ellas.

Además, el contraste cuantitativo se refuerza con el contraste cualitativo, que establece una clara diferencia entre los dos medios marinos, samítico y pelítico, en donde se constituye el flysch. Todas las formas que muestran contornos regulares de galerías de alimentación, tales como meandros, espirales, retículas, las colocamos ahora entre las pistas del endopelos. Los escasos tipos que quedan adscritos al endopsammon están mucho menos especializa-

dos tanto en su conducta como en sus exigencias ecológicas. *Scolicia* y *Phycosiphon* se encuentran lo mismo en las capas areniscosas que en las arcillosas del flysch; asimismo, también se las encuentra en los sedimentos epicontinentales. De *Neonereites* y *Granularia*, propias de las samitas, se encuentran especies afines en las areniscas epicontinentales del jurásico y, probablemente, del cretácico. Idénticos hallazgos se han podido comprobar para otras pistas samíticas del flysch (*Gyrochorte*, *Pennatulites*, *Zoophycos*).

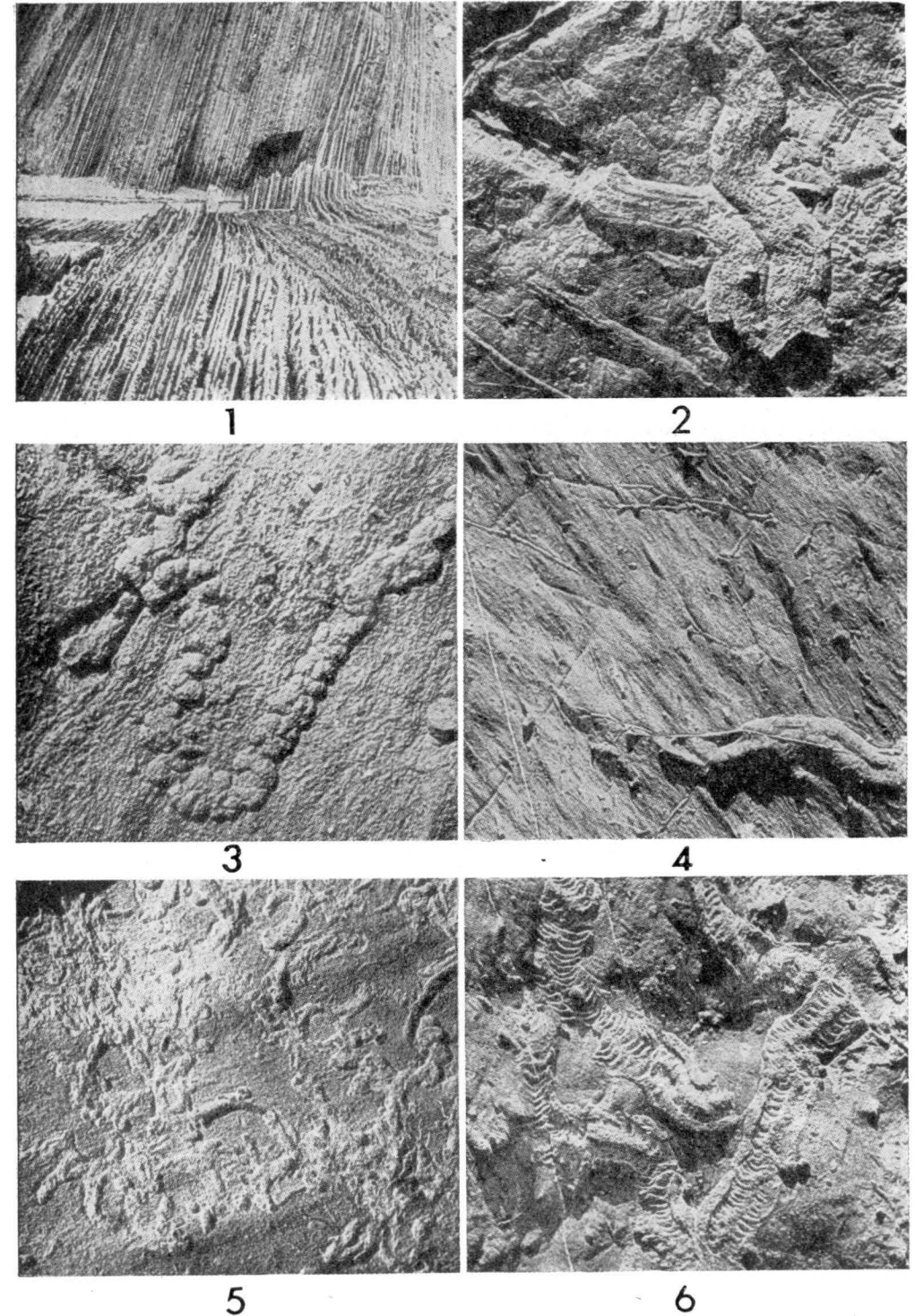
Lo cual quiere decir que el carácter diferencial de las icnocenosis del flysch (Seilacher, 1953, 1955, 1958) encuentra aplicación solamente en la sedimentación pelítica. Un gran número de animales limifagos presentan una notable variedad de tipos de galerías especializadas para alcanzar las zonas en donde hallan su alimento en el légame rico en materia orgánica. Tenemos aquí la fauna bentónica típica de las cuencas de sedimentación flysch, en tanto que son muy pocas las especies adaptadas a vivir temporalmente en las zonas cubiertas por la arena de las turbiditas.

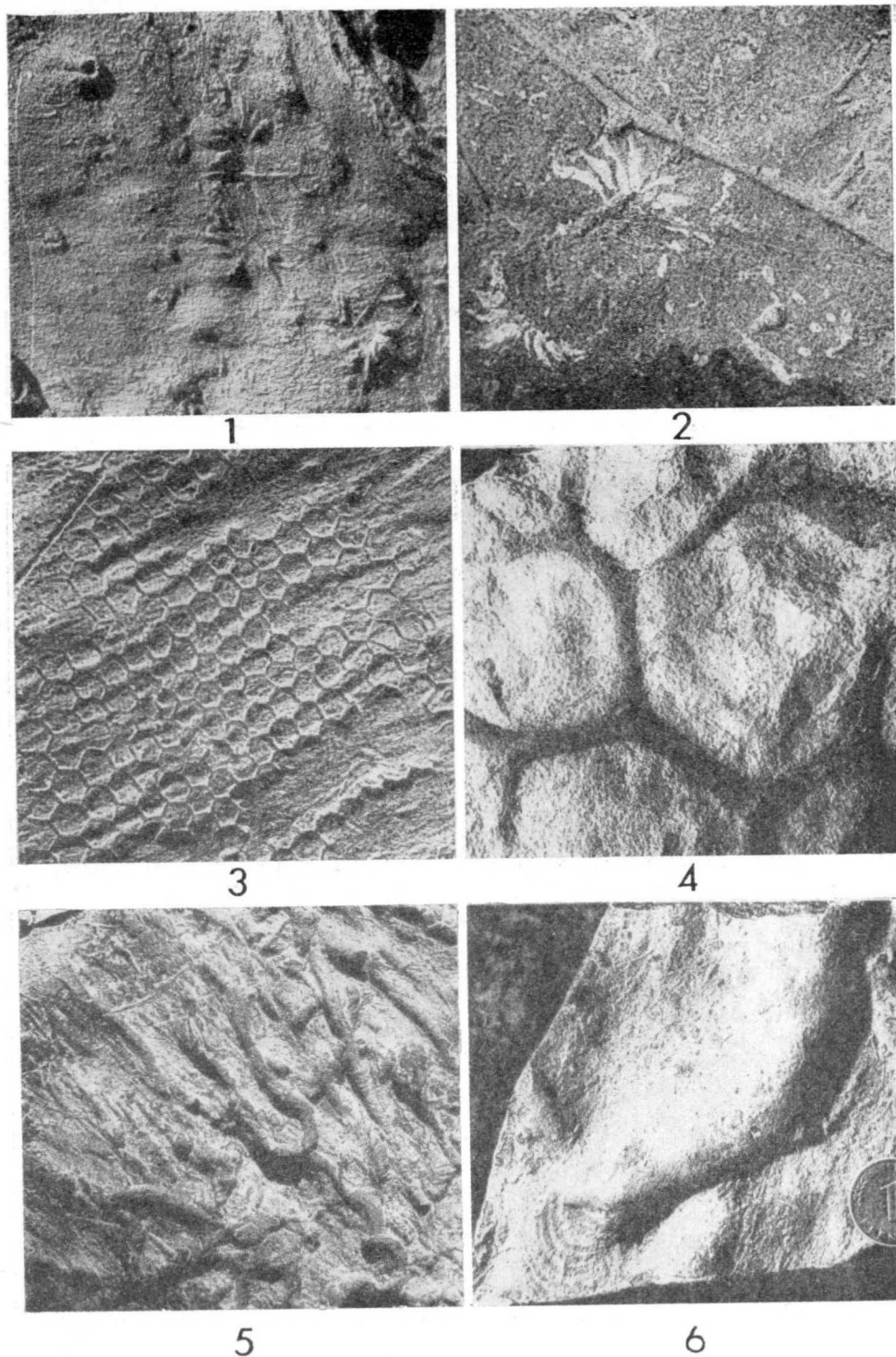
Es interesante consignar que estas especies ubicuistas tienen la capacidad de cambiar de conducta al pasar del medio pelítico al medio psamítico, probablemente menos nutritivo. Las pistas o rastros presedimentarios del tipo *Scolicia*, por ejemplo, presentan, lo más frecuentemente, meandros de contorno perfecto (*Taphrhelminthopsis*), mientras que los ejemplares postsedimentarios muestran un curso mucho más irregular. Es muy posible también que «*Helminthoidea*» *labyrinthica*, que sólo muestra su típica estructura en muy escasos ejemplares, tenga su representante irregular en el *Neonereites* samítico.

Es indudable que las corrientes de turbiedad constituyen el factor más importante en la sedimentación del flysch pero que, en cambio, sus efectos biológicos quedan bastante limitados. En vez de aumentar la productividad aportando material nutritivo (Heezen, Menzies, Ewing, 1955), parece que empobrecen la vida bentónica y hacen desaparecer así sus formas ecológicas más distintivas. A pesar de tal circunstancia, si bien no de modo exclusivo, gracias a las corrientes de turbiedad y a los depósitos de arena por ellas aportados, en los depósitos pelíticos se conservan abundantes signos de la vida submarina de las cuencas del flysch, la cual, en cambio, habría desaparecido sin dejar rastro alguno si la sedimentación hubiera sido exclusivamente y sin interrupción de carácter pelítico.

7. Historia geológica de la endofauna del flysch

Las icnofaunas del flysch cretácico y del flysch terciario son tan afines que es difícil estudiarlas por separado. Descendiendo en la escala estratigráfica, en los depósitos del jurásico, triásico y pérmico encontraremos escasos





ejemplares de pistas (incluyendo *Palaeodictyon*) en rocas de tipos comparables a las típicas del flysch. En el carbonífero inferior y en el devónico superior se encuentran icnocenos con especies más numerosas conservadas en las formaciones del geosinclinal herciniano. De nuevo volvemos a hallar meandros regulares, espirales, estructuras reticulares; algunos de sus tipos son casi idénticos a los que conocemos del flysch terciario. Lo mismo puede decirse de los sedimentos del flysch silúrico y ordovícico, en los cuales *Nereites*, *Helminthoida* cf. *crassa* y *Palaeodictyon*, este último de gigantescas dimensiones, se citan de Gran Bretaña y del norte del Irak. Si bien sus caracteres ecológicos son los mismos, se comprueba que las faunas se hacen cada vez más pobres a medida que escudriñamos series estratigráficas más y más antiguas. En las turbiditas cámbricas, *Oldhamia*, con sus delicadas huellas de pastación, trazadas sobre la tenue película del césped nutritivo, parece ser el único representante conocido de un rincón ecológico que mucho más tarde, durante los tiempos terciarios, estaba poblado por más de 50 tipos diferentes de animales limífagos. A diferencia de lo reconocido en la vida de los fondos litales del cámbrico inferior, habitados por una rica endofauna, las cuencas del flysch de esta misma época han debido ser poco a poco invadidas por los animales bentónicos.

LÁMINA 1

- (1) Flysch eoceno de la playa de San Telmo, Zumaya (Guipúzcoa).
- (2-5) Pistas postsedimentarias edificadas en la arena:
 - (2) El material que rellena las formas edificadas por un gastrópodo (*Scolicia*) muestra un contorno bien perfilado y en los sitios en donde se ha desprendido aparecen surcos bilobados. Ejemplos de otros dos tipos postsedimentarios (*Fucusopsis* y *Granularia*) se observan en la parte inferior izquierda. Eoceno. 1/3.
 - (3) En los puntos en donde se han roto los moldes lobulados de *Neonereites* se descubre un cordón fecal cenagoso adherido a su impronta, conservada en la cara inferior de un estrato samítico eocénico. 1/1.
 - (4) Rellenos ramificados de galerías de *Granularia* que perforan limpiamente los relieves modelados en la arena por las corrientes de turbiedad («flute casts»). Alrededor de los rellenos se observa ligeramente elevada la pared de la galería. Correspondiéndose con ésta, en la cara inferior del estrato de la arenisca aparecen los surcos en gran parte rectilíneos, creados por el animal al atravesar la arena. Un ejemplar de *Scolicia*, presedimentario, ha sido arrastrado por la corriente y luego perforado por una *Granularia*. Cretácico superior, Aitzuri, Zumaya. 1/5.
- (5) Rellenos de galerías de alimentación en forma de pequeños lazos (*Phycosiphon*) cortados y embebidos parcialmente en la cara inferior de un estrato de arenisca. Cretácico superior, Aitzuri, Zumaya. 5/4.
- (6) Las improntas de varias *Scolicia* de las que se conservan vigorosas sus muescas transversales, parecen como «pintadas» en la fotografía. En estos ejemplares se observa que ninguno de ellos penetra en el interior de la cara inferior de la arenisca como, en cambio, ocurre en el caso de la *Scolicia* postsedimentaria de la fig. 2 arriba, ni tampoco son simples

reellenos arrastrados luego por la corriente como en el caso de la fig. 4. Aquí consisten en formas de galerías abiertas en el lógamo que quedaron exentas, pero no arrastradas ni demolidas por una corriente de turbiedad. El material que colmaba las galerías era distinto del que las rodeaba, lo mismo en color que en consistencia, lo cual ha motivado la adherencia parcial a la cara inferior de samita del estrato suprayacente. Eoceno. Playa de San Telmo. Zumaya. 2/5.

LÁMINA 2

Formas presedimentarias modeladas en el lógamo del estrato pelítico.

- 1) Una corriente, llegada del lado derecho de la figura, ha dejado reellenos o moldes de pequeñas depresiones («groove casts») y relieves modelados por ella («flute casts»), así como otros relieves en forma de media luna, bilobados, alrededor de las bocas salientes de los tubos verticales labrados por gusanos (*). De la misma manera, los radios de varios ejemplares de *Lorenzina* han sido orientados por la corriente. Conclusión: *Lorenzina* tiene que ser una pista presedimentaria. Una *Scolicia*, asimismo presedimentaria (en la figura, arriba a la derecha) ha sido también arrastrada por la corriente. Eoceno. Zarauz 1/2.
- 2) *Lorenzina* «pintada» sobre la cara inferior de un estrato samítico. Los radios ni tienen relieve ni se continúan por el interior de la arenisca. Las pequeñas manchas radiales del lado derecho, abajo, son la sección horizontal de las ramas de un *Chondrites*, pista que consiste en galerías, diversamente ramificadas, hechas por gusanos. Esta sección transversa se ha hecho a más de un centímetro por debajo de la superficie en donde debieran haberse abierto. Conclusión: *Lorenzina* no es una pista superficial, sino una galería de nutrición excavada en el lógamo y cegada con pildoras de excrementos de idéntico modo al observado en *Chondrites*. Cruzando la foto de derecha abajo a izquierda arriba, aparece el relleno de una *Granularia* postsedimentaria. Eoceno. Zarauz. 3/4.
- 3) *Palaeodictyon* flotado y arrastrado por una corriente venida del lado izquierdo abajo. La erosión era más fuerte en la arena que corría paralela a la dirección de la corriente, como se comprueba también por las brechas abiertas en la red, que llevan el mismo sentido, y que coinciden con los relieves y no con las depresiones abiertas entre ellos. Conclusión: la red es presedimentaria y en su origen estaba cubierta por el lógamo. Luego, la corriente descubrió algunas partes de ella mientras que otras, ahora invisibles, quedaron embebidas en el lógamo petrificado. Eoceno. Guetaria (Colección del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid). 1, 2.
- 4) Si *Palaeodictyon* se conserva en rocas pelíticas, caso muy excepcional, consiste en tubos reellenos y aplastados en vez de simples relieves. Conclusión: *Palaeodictyon* no es una pista superficial sino una red de galerías rellena de lógamo. Cretácico inferior. Friburgo de Suiza (Naturhistorisches Museum, Berna). 4/5.
- 5) Galerías nutricias no descritas, largas y con dicotomía manifiesta en sus ramas radiantes (cf. fig. 1 del texto). Una fuerte corriente, llegada del lado derecho abajo, las ha orientado en el mismo sentido hacia la izquierda arriba. Eoceno. Guetaria 1, 6.
- 6) Grueso relieve edificado por un organismo que lo ha relleno con capas de lógamo de forma lenticular y con otras de excrementos (*Muenstaria hoessii*). Las formas lenticulares, conservadas en la parte inferior, pasan gradualmente a un relieve exento debido a la acción de la corriente de turbiedad. Cretácico superior. Viena. Colección Prof. Dr. A. Papp. 3/4.

(*) Pistas semejantes se encuentran en el cinciniense (ordovícico superior) de América del Norte. Miller las denomina *Blastophycus*.

Fig. 1.—Presencia de pistas de cara inferior en las areniscas del Flysch cretácico nummulítico de Guipuzcoa.

Primera columna: Espesor de las capas investigadas: 1 a 200 cm. Los grupos se distancian cada vez más entre sí a medida que aumenta el espesor. Segunda columna: Número de capas portadoras de pistas (en total 655) medidas en las siguientes zonas de la costa guipuzcoana entre Zarauz, hacia el Este, y Zumaya, hacia el Oeste. A: Nummulítico inferior entre Zarauz y Guetaria; B: Nummulítico inferior entre Guetaria y Zumaya; C: Cretácico superior (maastrichtiense) al Oeste de Zumaya. Las columnas restantes muestran en cuantas de las capas medidas se encuentran los tipos de pistas figurados.

Los resultados son muy semejantes en las tres zonas estudiadas. Los cinco tipos en los cuales se puede probar su origen postsedimentario, decrecen a la par que aumenta el espesor, y llegan a desaparecer por completo pasado un determinado límite. Los otros seis tipos de formas presedimentarias se presentan de modo irregular sin una relación evidente con el espesor de las capas. En el cuadro 1 anotamos otros tipos de pistas presedimentarias.

BIBLIOGRAFÍA

- BEZRUKOV, P. L. y ROMANKEVIC, E. A. (1960): *Stratigraphy and lithology of the sediments in the Northwest Pacific Ocean*. «Doklady Akad. Nauk. S. S. S. R.», v. 130, pp. 417-420.
- DZULINSKI, S. y SANDERS, J. E. (1959): *Bottom marks on firm lutite substratum underlying turbidite beds (abds.)*. «Geol. Soc. America, Program 1959 Ann. Meet.», Pittsburgh, p. 36A.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1946): *Revisión de algunos datos paleontológicos del Flysch Cretácico y Nummulítico de Guipúzcoa*. NOTAS Y COMUNICACIONES DEL INS. GEOL. Y MIN. DE ESPAÑA, v. 15, pp. 1-52.
- (1954): *Observaciones geológicas en el Flysch Cretácico-Nummulítico de Guipúzcoa*, I. Mon. Inst. «Lucas Mallada», v. 13. 98 pp.
- HEEZEN, B. C., EWING, M. y MENZIERS, R. J.: *The influence of submarine turbidity currents on abyssal productivity*. «Oikos», v. 6 (2), pp. 170-182.
- KUEHN, PH. H. (1957): *Sole markings of graded graywacke beds*. «Journ. Geology», v. 65, pp. 231-258.
- SEILACHER, A. (1953): *Studien zur Paläozoologie. I. Über die Methoden der Paläozoologie*. «Neues Jahrb. Geol. Paläont.», Abh., v. 96, pp. 421-452.
- (1955): *Spuren und Fazies im Unterkambrium*. In: SCHINDEWOLF and SEILACHER: *Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan)*. «Akad. Wiss. Mainz, Math. naturwiss. Kl.», Abh., v. 10, pp. 373-399.
- (1957): *An-aktualistisches Wattenmeer?* «Zeitschr. Paläont.», v. 31, pp. 198-206.
- (1958): *Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse*. «Eclogae Geol. Helvet.», v. 51, pp. 1061-1078.
- TEN HAAR, E. (1959): *Graded beds of the Northern Apennines*. «Thesis», Univ. Groningen. 102 pp.

J. BAUZA, I. QUINTERO y J. DE LA REVILLA

NUEVA CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DE LA FAUNA ICTIOLOGICA FOSIL DE ESPAÑA

RESUMEN

Esta aportación constituye la segunda parte de una Monografía de los peces fósiles del Museo del Instituto Geológico y Minero de España, que continuaremos en sucesivas notas.

ABSTRACT

This rapport is the second part of a Monography upon the fossil fishes belonging to the Museum of the Instituto Geológico y Minero de España that will be given in successive notes.

RÉSUMÉ

Ce petit travail est la deuxième partie d'une Monographie de la collection des poissons fossiles du Musée de l'Institut Géologique et Minier d'Espagne. Cette Monographie se poursuivra des notes successives.

INTRODUCCIÓN

Siguiendo nuestro propósito de dar a conocer los peces fósiles del Museo del Instituto Geológico y Minero de España, en esta segunda aportación describimos los ejemplares siguientes:

Coelodus cf. munsteri, Agass.

Coelodus sp.

Prolebias sp.

NEOPTERYGI

Orden: PROTOSPONDYLI.

Los peces de este orden, están caracterizados por tener notocordio persistente y columna vertebral en un grado variable de osificación. Cabeza cubierta de placas óseas y premaxilares firmemente articulados, con cráneo y mandíbulas completas. Radios branquióstegos, presentando generalmente en su parte anterior una placa media yugular. Existe, cuando menos, una fila de postorbitarios en las mejillas y el preopérculo. Carecen de clavículas y las aletas impares, como también frecuentemente las pares, rebordeadas de fulcros. Soportes de la dorsal y anal con igual número de radios dérmicos. Aleta caudal hemi-heterocerca.

Familia: *Pycnodontidae*.

Son peces de cuerpo comprimido lateralmente, alto, ovalado, con el maxilar superior delgado, alargado hacia atrás y desdentado.

Palatinos y vomer unidos; con cinco hileras de dientes molares, redondeados u ovalados. Premaxilar con dos a cuatro dientes anteriores prensiles. Maxilar inferior compuesto de un gran opercular provisto de una alta apófisis coronoidea y de un pequeño dentario encajado en una depresión externa de este último y formando el hocico. Sobre el opercular, tres, cuatro, cinco y aún más hileras de dientes molariformes; sobre el dentario de 2 a 4 dientes anteriores.

Los pycnodontidos forman una familia característica de los ganoideos, y sus restos se encuentran en el Jurásico, Cretáceo y Eoceno.

La familia Pycnodontiae corresponde a una especialización al régimen triturrante, más limitada aún que en los Lepidotes. Esta especialización ha sido acompañada de modificaciones estructurales y la posición sistemática de estos peces queda aún incierta.

Coclodus: Heckel (*Pycnodus* p. p., Agassiz. *Glossodus* Costa? *Anomiophthalmus* Cista. *Cosmodus* Sauvage, *Acrotemus* Sauvage. *Phacodus* Dixon).

1856. Denkschr. K. Akad. Wies. math. naturw. Cl., vol. XI. pág. 202. Gen. tip. *Coclodus saturnus*, Heck.

Dientes palatinos en cinco hileras, la central con grandes dientes elípticos transversales; las laterales con pequeños dientes redondeados u ovalados.

Cada rama del maxilar inferior con tres hileras de dientes; los de la externa redondeados, la central o mediana los tiene un poco más grandes y ovalados transversalmente y la interna grandes, alargados transversalmente, débilmente convexos o planos.

Dientes prensiles incisiformes. Los molares de las hileras secundarias, superiores e inferiores, presentan muy frecuentemente una depresión central transversal en la superficie oral.

Coclodus cf. *munsteri*, Agassiz. Figuras 1-3.

Nuestro ejemplar corresponde a un hueso esplenio derecho, algo incompleto, en el que pueden observarse tres series de dientes simétricamente dispuestos, cuyos caracteres concuerdan perfectamente con la figura 262 del «Traité de Paléontologie» de Zittel, figura que dicho autor asigna a un esplenio de *C. munsteri* (= *P. complanatus*, Agassiz), así como también a las figuras 26 (1-2-3), 28 (1-2), 29 (1-2-3-4), de la lámina 72 de «Les Poissons Fossiles» de Agassiz.

La hilera interna de nuestro ejemplar conserva únicamente cinco dientes, y aún uno de ellos solamente un fragmento de la corona. Este pequeño fragmento permite comprobar notables diferencias de la superficie oral al compararse con los demás dientes de esta hilera. Mientras en éstos la superficie es plana, en el diente incompleto está dividida por un profundo surco central, orientado en sentido transversal, observando que está bordeado por finas estriaciones que alcanzan el borde basal de dicho diente. El diámetro transversal de éste es de 91 milímetros y el diámetro antero-posterior es de 8 milímetros.

Los otros cuatro dientes restantes de esta fila, tienen una longitud de 20 milímetros y una anchura que oscila entre 8,5 y 9 milímetros; los dos más cercanos a la extremidad distal poseen un diminuto surco orientado longitudinalmente en sentido transversal, que afecta únicamente a la mitad del diente. Los dientes de esta fila están separados por intervalos que no alcanzan un milímetro.

La hilera contigua está formada de 8 dientes, cuyo tamaño disminuye al acercarse a la región sinfisaria; este tamaño en comparación a los de la fila descrita es sensiblemente más pequeño, ya que el de mayor dimensión alcanza una longitud máxima de 11,5 milímetros y una anchura de 6 milímetros, mientras que el más pequeño únicamente es de 6 y 5,5 milímetros respectivamente.

La superficie oral es muy distinta a la de los dientes de la hilera interna y presenta una depresión central, con un reborde elevado, cuya superficie está finamente estriada.

El desgaste de la superficie oral se va acentuando en los dientes de la extremidad distal.

La tercera hilera, o sea la externa, está formada por siete dientes de parecida forma y características que los de la fila antes descrita, pero de un tamaño más reducido.

Este ejemplar procede de Pola de Siero (Oviedo), y por lo general el *C. munsteri* se halla localizado en el Cenomanense.

Coelodus sp. Figura 4.

Este ejemplar tiene algunas afinidades con el *Coelodus attenuatus*, que Priem figura en su trabajo «Sur des Pycnodontes et des Squales du Crétacé Supérieur du Bassin de Paris» (Bull. Soc. Geol. de France, tomo XXVI, 1898, lám. II, fig. 1), del que difiere por una suave incurvación de los dientes internos; sin embargo, de momento nos limitaremos a una determinación genérica en espera de poder disponer de más material de comparación y acaso pasar a describirlo con una nueva variedad.

El ejemplar que figuramos es un hueso esplenio izquierdo que posee tres hileras de dientes. La fila interna incompleta, tiene únicamente tres dientes y los alvéolos de otros tres. La forma de los dientes es ablargada, de extremidades redondeadas, con una ligera incurvación hacia la comisura. El tamaño de los dientes, por lo que a longitud se refiere, disminuye al acercarse a la sínfisis.

El tamaño de los dientes completos es de 22, 20 y 18 milímetros, respectivamente, es decir, que disminuyen de tamaño al acercarse a la sínfisis, y su diámetro antero-posterior en todos ellos es de 6 milímetros. El alvéolo del último diente tiene únicamente una longitud de 12 mm.

La hilera media está formada por 10 dientes con su extremidad, contigua a los de la fila descrita, redondeada, y la extremidad interna puntiaguda. El tamaño es de 13,1 × 5,2; 14 × 6; 13 × 5,2; 11 × 5; 10 × 4,5; 4 dientes de 9,5 × 4,5 y 9 × 4 milímetros, respectivamente, comenzando por los dientes de la extremidad proximal y terminando por la distal que son los más pequeños.

La hilera externa tiene las mismas características, tanto en lo que respecta a la forma como a la disminución de tamaño, que va de 9 × 5,1 milímetros a 7 × 3 milímetros.

Este ejemplar procede del Turonense de Cuenca.

Orden: ACTINOPTERYGII.

Suborden: *Iso s p o n d y l i*.

Familia: *Cyprinodontidae*.

Peces dulceacuícolas, de pequeña talla, con escamas cicloideas. Premaxilares que excluyen los maxilares del borde superior de la mandíbula. Presentan dientes puntiagudos marginales en las mandíbulas y sobre el farangial. Las vértebras anteriores son libres. Carecen de aleta dorsal adiposa. Una sola dorsal de base generalmente corta, casi siempre más o menos opuesta a la anal; caudal redondeada o truncada; escapulares insertas en plenos flancos, pero más inmediatamente al perfil ventral que al dorsal del cuerpo; aletas pelvianas en posición abdominal. Todos los radios de las aletas blandos.

Actualmente, esta familia está representada por numerosos géneros, entre ellos *Fundulus* (Mioceno-Actual), *Lucania*, *Rivulus*, *Cynolebias*, *Aphysomion*, *Panchax*, *Aplocheilus*, *Procatophus*, *Aplocheilichthys*, *Orzias*, *Lamprichthys*, *Orestias*, *Cyprynodon* (Terciario actual), *Jordanella*, *Aphanius*, *Tellia*.

Los principales géneros fósiles son *Prolebias* (Oligoceno y Mioceno de Europa, citado en España en el Oligoceno de Tárrega y Sarreal), *Pachylébias* del Mioceno de Europa, *Proballostomus* del Oligoceno de América del Norte, *Parafundulus* del Mioceno de América del Norte y *Lithopocilus* del Terciario de la India.

Género: *Prolebias*.

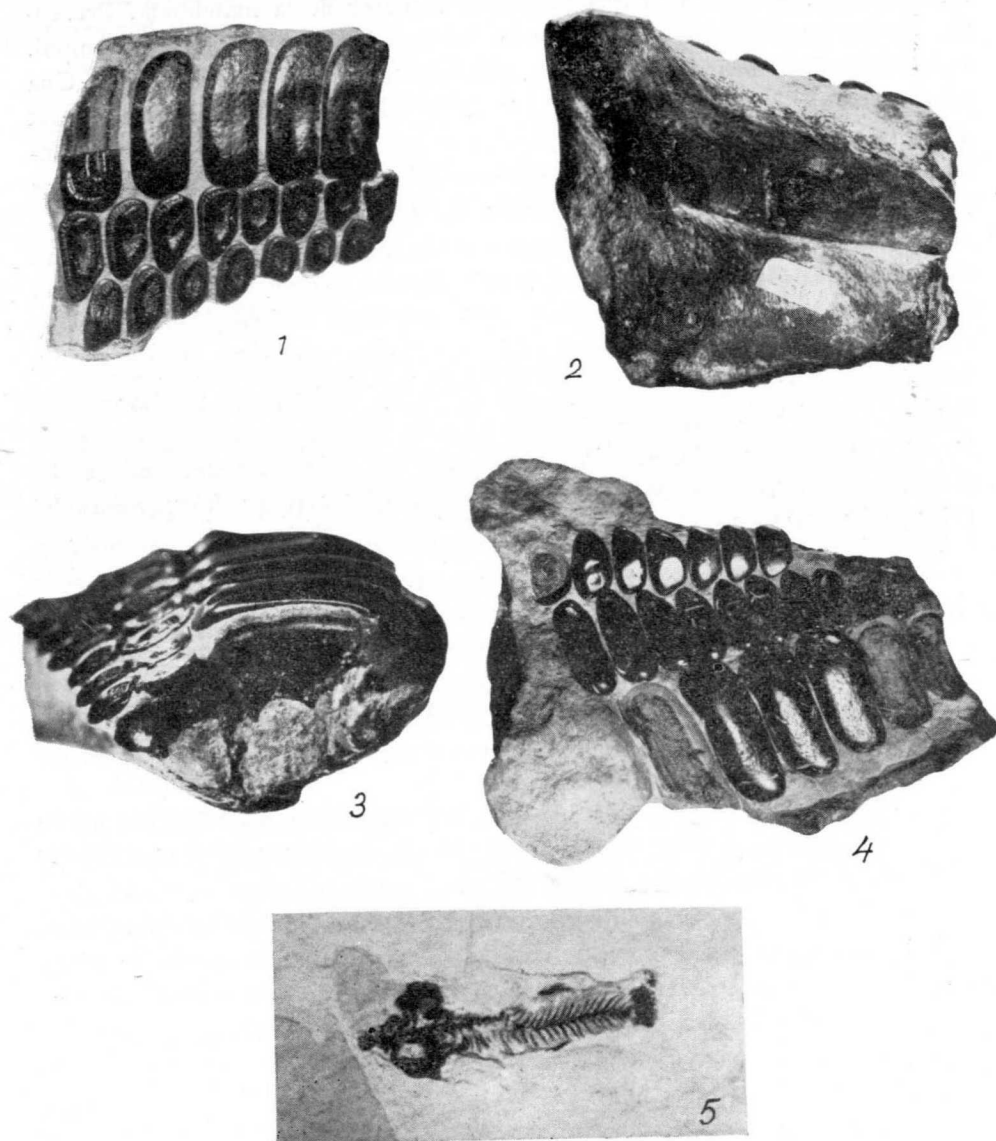
Sauvage: Notice sur les poissons tertiaires de l'Auvergne. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 1874. Vol. VIII, pág. 171.

El género *Prolebias*, fue creado por Sauvage, para los pequeños peces vecinos del género *Lebias* actual, extendido en las aguas dulces y salobres del centro y sur de Europa, Asia y Africa.

Sauvage dió la siguiente diagnosis: «Peces con los huesos de la mandíbula sólidamente unidos, sexos parecidos, existen aletas ventrales grandes, dientes en una sola hilera, estrechos y agudos; dorsal opuesta a la anal y situada muy hacia atrás; escamas grandes».

Prolebias sp. Figura 5.

Procedente de Hellín (Albacete), existe en el Museo un diminuto ejemplar. Su longitud total es de diecisiete milímetros. La región cefálica completamente aplastada y su mal estado de conservación no permite distinguir detalles osteológicos. La longitud de la cabeza está contenida unas tres veces en la longitud total, incluida la caudal. La columna vertebral está compuesta de unas veinticinco vértebras. En la aleta caudal se cuentan unos 12 radios.



Figs. 1-2.—*Coelodus* cf. *munsteri*, Agass. Hueso esplenio visto por sus lados interno y externo, respectivamente.

Fig. 3.—Hueso esplenio del mismo ejemplar, visto transversalmente, en el que se puede observar la estructura interna.

Procedencia: Pola de Siero (Asturias).

Nivel: Cenomanense.

Fig. 4.—*Coelodus* sp. Esplenio izquierdo. Turonense de Cuenca.

Fig. 5.—*Prolebias* sp. $\times 2$. Mioceno de Hellín.

Son numerosas las especies de *Prolebias*. Sauvage ya indicaba el *Prolebias cephalotes*, Ag.; el *P. gregatus*; *P. stenoura*; *P. gobio*, Munst.; *P. meyeri*, Ag., etc.

Si fuera posible encontrar en las formaciones de Hellín nuevos ejemplares que nos permitieran observar los caracteres específicos, podría hacerse un estudio más completo.

Nivel: Mioceno.

JEAN BOULIN

TECTONICA Y METAMORFISMO DE LAS ALPUJARRAS OCCIDENTALES (SUR DE ANDALUCIA, ESPAÑA) (*)

Al Sur de las Cordilleras béticas, las capas de las Alpujarras constituyen un país inmenso de contrastes, donde se encuentran esquistos y dolomías antiguas intercaladas. Son las unidades «alpinas», su colocación se sitúa según las hipótesis más recientes al final del Oligoceno o al comienzo del Mioceno (1).

Las estructuras secundarias afectan a estas unidades. Estas, son amplios pliegues regulares, simétricos y con gran radio de curvatura, donde las sierras Almirante y Tejeda, en las Alpujarras occidentales, son un buen ejemplo: corresponden a un gran abombamiento anticlinal, de dirección NW-SE, entre el macizo metamórfico de Vélez-Málaga y el de Almuñécar.

Sus estructuras de extensión regional, han encontrado otras en el afloramiento y la preparación petrográfica. Así, al SW de la Sierra Almirante, en el macizo metamórfico de Vélez-Málaga, numerosas zonas de fricción atestiguan los movimientos relativos de los lechos, los unos con respecto a los otros. Los niveles afectados por estos movimientos han resistido diferentemente según su naturaleza. Los lechos duros y los que están situados en el contacto de los bancos dolomíticos y los asientos cristalofílicos han resistido a veces fragmentándose y han sido transformados en verdaderos milonitos interstratificados (alrededores de Competa, de Canillas de Albeida, etcétera). Otros han sido alargados y laminados. Otros aún, más flexibles, han respondido replegándose sobre ellos mismos, en numerosos pliegues de detalle. Las figuras de fricción, pliegues pequeños y milonitos, aparecen aún en los alrededores del pueblecito de Portugalejo, después a lo largo del camino que de la carretera sube a Canillas de Aceituno, en la base misma de una unidad cabalgante con material cristalofílico.

Estos efectos dinámicos, ya muy claros en la escala de afloramiento, se

(*) Traducción por María Concepción López de Azcona Fraile.—C. R. *Sommaire des Seances de la Société Géologique de France*. Séance, 18 Mars 1963. Fasc. 3, p. 99.

notan más en las preparaciones petrográficas donde las estructuras más o menos complejas, los pliegues microscópicos y las superficies de laminación abundan, asociadas al juego de los minerales los unos con respecto a los otros, con su desplazamiento y su deformación. Las filitas son particularmente sensibles: en las zonas de compresiones, los lechos filitosos responden a las contracciones por plegamientos muy apretados y muy flexibles, las láminas de micas son deformadas, plegadas en arcos, mientras que los lechos cuarzosos se adaptan por recristalización parcial; en las zonas de alargamiento, por el contrario, la biotita y moscovita son alargadas, recortadas, los cristales de cuarzo se alargan recristalizándose y se tumban en el plano de alargamiento. Los feldespatos también se deforman, su extinción se hace irregular, los planos de macla son desviados, a veces muy fuertemente. Otros minerales aún, andalucita, estauroilita, granates..., hundiéndose sobre ellos mismos, se deforman y se rompen parcialmente. La sillimanita, en haces de fibras, da microestructuras plegadas.

Cualquiera que sea su escala y sin que por esto el estilo de las deformaciones provocadas sea necesariamente comparable, todas estas manifestaciones estructurales parecen ligadas: micropliegues, laminaciones y pliegues de detalle, resultan de movimientos diferenciales determinados entonces por la edificación de estructuras a gran escala, en particular por la puesta en su sitio de las capas. Todos participan de la tectónica alpina.

La totalidad de los minerales constituyentes de las rocas de la región no están, sin embargo, afectados por estas deformaciones alpinas. En una misma muestra, en una misma preparación petrográfica a veces, los minerales de la paragénesis antigua, deformados y plegados, coexisten con una nueva generación mineral, una nueva paragénesis donde los elementos están exentos de toda deformación. Ciertas filitas recientes y cristales de albita recién formada, son a este respecto muy significativos.

Los cristales de biotita y de moscovita de la nueva generación se presentan en pequeñas láminas rectangulares, con bordes rectilíneos de una frescura notable. No están ni recortados ni deformados. Ninguna fuerza orientada parece haber causado su repartición y su posición. La moscovita se desarrolla preferentemente sobre los fondos cuarzosos parcialmente recristalizados, donde los elementos presentan una extinción irregular para la mayor parte de ellos. La biotita está a menudo dispersa sobre un fondo muy microplegado, al cual ella es claramente posterior.

La posterioridad de los cristales de albita con relación a los microplegamientos es aún más clara. Estas albitas, muy abundantes, alcanzan en ciertos niveles una talla bastante grande y están a menudo macladas. Su contorno es irregular, parecen desbordarse sobre el fondo de la roca, donde encierran a menudo los elementos en enclaves, cuarzo, oligoclasa y muy a menudo, las filitas de primera generación, más o menos completamente ab-

sorbidas. Es, por consiguiente, frecuente observar micropliegues, dibujados por los lechos filitosos, englobados por un porfiroblasto de albita, en el seno del cual los enclaves y los residuos de absorción dibujan aún el trazado. Estos fenoblastos, a pesar de su gran tamaño, no están jamás deformados, sean cualesquiera las complicaciones microestructurales donde haya podido realizarse el asiento del fondo al cual ellas están superpuestas: es siempre posible obtener una extinción total y la traza de los planos de macla es siempre perfectamente rectilínea.

Una ausencia tal de deformación de los minerales de la nueva generación, rigurosa en lo que concierne a los cristales de albita, es constante en el terreno aquí considerado. Puede esto incluso ser observado en las muestras extraídas en la base de la unidad cabalgante de Portugalejo. Esta ausencia autoriza a admitir, con alguna certeza, el carácter postectónico de la paragénesis a la que pertenecen filitas recientes y albitas neoformadas. Es posible que sucediera lo mismo en la Sierra de los Filabres, donde se han sucedido varias recristalizaciones metamórficas, las últimas se han efectuado en condiciones estáticas (2). Las compulsiones mecánicas más recientes son de edad alpina y resulta, por lo tanto, que en las zonas internas de las cordilleras béticas, una parte al menos de las recristalizaciones metamórficas ligadas a la orogénesis alpina es postectónica.

Se puede preguntar sobre la orogenia de tales recristalizaciones, pero el interés de su presencia no puede escapar. No están sin recordar, en efecto, los fenómenos análogos, a los ahora bien conocidos de los Alpes occidentales, en la Vanoise y la capa de esquistos lustrosos, por ejemplo (3), en el macizo del Gran Paradis (4), en la región del Simplón y las capas pénnicas (5), etc., donde el carácter postectónico del metamorfismo alpino es reconocido. Tal vez, en las Cordilleras béticas, será el mismo.

BIBLIOGRAFÍA

- (1) DURAND DELGA, M. ET FONTBOTÉ, J. M. (1960): *Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie*. «Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn», (2), vol. III, fasc. 4, p. 181-187.
- (2) ROEVER, W. P. DE; EGELER C. G. ET NIJHUIS, H. J. (1961): *Nota preliminar sobre la geología de la llamada zona mixta, tal como se desarrolla en el extremo Este de la Sierra de los Filabres* (S. S. de España). «NOTAS Y COM. INST. GEOL. Y MIN. DE ESPAÑA», núm. 63, p. 223-232.
- (3) ELLEMBERGER, F. (1958): *Etude géologique du pays de Vanoise*. Mém. Expl. Carte géol. det. France, 561 p.
- (4) MICHEL R. (1953): *Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes)*. «Sciences Terre», t. 1, núms. 3-4, p. 1-290. Nancy.
- (5) CHATTERJEE, N. D. (1961): *The alpine metamorphism in the Simplon area, Switzerland and Italy*. «Geol. Rundschau». Bd. 51, p. 1-72.

Recibido 12-VII-63.

JEAN BOULIN

SOBRE LA SERIE METAMORFICA DE VELEZ-MALAGA
(PROVINCIA DE MALAGA, ESPAÑA) (*)

RESUMEN

El examen de las principales facies petrográficas permite reconocer, en el origen de los esquistos cristalinos de Vélez-Málaga, la acción de dos fases petrogenéticas bien distintas en el tiempo:

1) transformación de una serie sedimentaria antigua por un metamorfismo general de edad anticarbonífera probable;

2) albitización de la serie metamórfica resultante, probablemente ligada a un metasomatismo con carácter sódico; esto podría ser referido a un metamorfismo pos-triásico reconocido por otra parte.

Además, estos esquistos cristalinos provienen de un dominio paleogeográfico distinto del de los terrenos devono-dinantienses que los sobremontan anormalmente al Oeste; la capa de Málaga en el sentido que le da M. Blumenthal debe, por lo tanto, ser subdividida.

RÉSUMÉ

L'examen des principaux faciès pétrographiques permet de reconnaître, à l'origine des schistes cristallins de Vélez-Málaga, l'action de deux phases pétrogénétiques bien distinctes dans le temps:

1) transformation d'une série sédimentaire ancienne par un métamorphisme général d'âge antécarbonifère probable;

2) albitisation de la série métamorphique résultante, probablement liée à une métasomatose à caractère sodique; celle-ci pourrait être rattachée à un métamorphisme post-triasique reconnu par ailleurs.

De plus, ces schistes cristallins proviennent d'un domaine paléogéographique autre que celui des terrains dévono-dinantiens qui les surmontent anormalement à l'Ouest; la nappe de Málaga au sens de M. Blumenthal doit donc être subdivisée.

(*) Traducción realizada por M.ª Concepción López de Azcona Fraile. «Bull. Soc. géol. de France», 7 série, t. IV, p. 165-169. 1962.

Los terrenos cristalofilianos afloran ampliamente en la parte oriental de los montes de Málaga, donde su presencia ha sido señalada por la mayor parte de los geólogos que han recorrido la región. A. Michel-Lévy los ha estudiado rápidamente, en 1889, después de la «Misión de Andalucía», y más tarde de D. de Orueta, en 1922, en su «Estudio petrográfico de la Sierra Almi-jara». Este último describe, en los alrededores del pueblo de Torrox, los «gneis glandulares», después los «gneis micáceos», pasando a micaesquistos por el intermedio de «micaesquistos feldespáticos». Estas formaciones corresponden a los «esquistos cristalinos» de M. Blumenthal, que los ha incorporado a su capa de Málaga, donde constituirían el elemento basal.

Este conjunto metamórfico forma un macizo alargado, orientado al NW-SE. de una superficie de unos 350 kilómetros cuadrados. Constituye el paisaje de las montañas redondeadas que dominan, al Nor-Este, los pueblos de Vélez-Málaga y Torre del Mar. Este macizo sobremonta, al Este, las dolomías triásicas de las sierras Tejeda y Almi-jara, partes del dominio alpujarrido (Blumenthal, 1930). Al Oeste, es ella misma sobremontada anormalmente por la serie devono-dinantiense no metamórfica de Málaga (Boulin, 1961).

La carretera Málaga-Motril corta este macizo entre Torre del Mar y Nerja y permite observar, a lo largo de la costa, la sucesión de las principales facies petrográficas que la componen (Hoja del 50.000, núm. 1.054, Vélez-Málaga).

LAS FACIES PETROGRÁFICAS

Las capas se presentan oblicuas con respecto al litoral (dirección N. 60° W.) y buzando bastante regularmente hacia el Oeste (buzamiento 30 a 40 grados). Se encuentran sucesivamente de Benajárfate a Nerja sericitoesquistos y cuarcitas sericitosas, micaesquistos y micaesquistos feldespáticos. Estas facies desaparecen, antes de Nerja, bajo el delta plioceno del río Hiqueron. Es necesario remontar el lecho del río de Torrox hasta el pueblo para volver a ver las facies más profundas. Allí, en el centro de un anticlinal cortado por el río, aparecen los gneis y los gneis de ojos asociados a las embrechitas. Los lentejones y filoncillos de cuarzo de exudación aparecen en todos los niveles de la serie, hasta en las facies epimetamórficas de Benajárfate. Estas exudaciones están generalmente tumbadas. Pueden ser venas de un centímetro de espesor, donde las masas lenticulares pueden alcanzar algunos decímetros.

1. *Los sericitoesquistos*

Aparecen al W. de Benajárfate, a un lado y otro de la desembocadura del arroyo de Benagalbón, después en los alrededores de la Torre de Jaral

y en la orilla derecha del curso inferior del río de Vélez. Situados en la cumbre de la serie cristalofiliana, sobremontados anormalmente por el Devono-Dinantiense de Málaga, presentan trazas de milonización y de laminación a veces muy intensas.

Comprende, de arriba abajo:

— esquistos sericiticos, violáceos, de aspecto sedoso y muy fisibles, dando un suelo friable de color azul violáceo, muy característico;

— esquistos plateados, blancuzcos o verdosos, admitiendo intercalaciones de cuarcitas, y finos conglomerados con cemento cuarcítico y elementos cuarzosos en almendra;

— esquistos sericiticos y cloriticos verdosos, sobremontando sericitoesquistos gris negruzcos.

Pasan hacia abajo, entre el río de Vélez y la carretera Torre del Mar-Vélez, a otros esquistos igualmente sericiticos y cloriticos, pero mucho más ricos en filitas que los precedentes. El microscopio revela la presencia de lechos cuarzosos detríticos, poco recristalizados y pobres en filitas, separados por importantes lechos cloriticos casi por entero desprovistos de cuarzo. Son particularmente sensibles a la alteración superficial que explica el aspecto hojoso y friable en afloramiento. Estos esquistos son pronto cubiertos por el Plioceno del bajo curso del río de Vélez.

Más al Este, entre Torre del Mar y el río de Torrox, se pueden observar las facies un poco más parecidas, más o menos detríticas, más o menos micáceas. Se encuentran algunos cristales pequeños de turmalina.

2. *Los micaesquistos.*

Aparecen al E. de la desembocadura del río de Torrox. Son micaesquistos con biotita y moscovita. La proporción de las filitas es al principio débil con respecto al conjunto de la roca, que resiste bien a la alteración superficial y aflora en bancos compactos, no hojosos. El microscopio descubre la presencia de estauroлита y de numerosos granates. Estos son de tamaño pequeño, englobando numerosos cristales de cuarzo, y están envolviendo clorita que aparece en las roturas. Después, descendiendo en la serie, los lechos filiticos se hacen más importantes; la biotita domina con respecto a la moscovita. La roca se hace negruzca, presenta zonas ondulosas y su disyunción es muy fácil según los lechos micáceos. Sus afloramientos toman un aspecto hojoso característico. La estauroлита está siempre presente, pero no hay granates. Aparecen cristales prismáticos de andalucita. Son de tinte rosado, bien visibles a simple vista y muestran al microscopio inclusiones carbonosas. La moscovita escasea.

En estos micaesquistos con biotita y andalucita, muy hojosos en el afloramiento, aparecen intercalaciones de una roca más resistente a la altera-

ción superficial y de aspecto no hojoso. Estas intercalaciones se hacen cada vez más importantes, predominantemente hacia la base. Las preparaciones muestran un fondo cuarzo-feldespático recristalizado, atravesado por escasos lechos de biotitas asociadas a algunas láminas de clorita y de moscovita. Esta roca puede ser considerada como micaesquisto feldespático y, localmente, como leptinita.

Esta sucesión de facies (micaesquistos con biotita y moscovita, micaesquistos con biotita y andalucita, micaesquistos feldespáticos y leptinitas) constituye una trama a la cual se sobreponen los cristales de albita de neoformación. Estos presentan un contorno irregular, lobulado, y parecen desbordar sobre el fondo de la roca donde los elementos se encuentran en enclave en el seno del feldespato. Están constantemente pintados de manchas negras de ilmenita. Además, los cristales de albita se desarrollan preferentemente sobre los lechos filitosos que ellos interrumpen. En ciertos casos favorables, las manchas de ilmenita se sitúan en la prolongación de los lechos filitosos interrumpidos, en el lugar que ocuparon las biotitas donde ellas pueden incluso adoptar su forma. La posterioridad de los cristales de albita por referencia a los otros minerales de la roca y su superposición, no ofrece duda. Las manchas de ilmenita de estos feldespatos resultan de la expulsión del hierro titanado de las biotitas digeridas. Los enclaves de biotita en vía de asimilación pueden por otra parte ser observados. La superposición de las albitas parece selectiva. Es más frecuente en la facies micaesquisto feldespática que en la facies con andalucita y silimanita. Además, la frecuencia y la importancia de estas neocristalizaciones de albita decrece de abajo hacia arriba de la serie.

Estas observaciones conducen a admitir la presencia de un fenómeno de albitización, afectando una serie metamórfica preexistente, albitización tal vez ligada a una migración hacia lo alto de iones de sodio, donde el origen no puede aún ser precisado. Este aumento sódico entraña una modificación de carácter global de las rocas del tramo fundamental: los micaesquistos llegan a ser micaesquistos feldespáticos, las rocas ya ligeramente feldespáticas llegan a ser gneis cuando los cristales de albita neoformada son descubiertos a simple vista.

3. *Los gneis*

Admiten intercalaciones, poco importantes, de micaesquistos con biotita mostrando algunas plagioclasas pertenecientes al fondo cuarcítico. Algunas lentejuelas de moscovita acompañan a la biotita; se observan en otros la silimanita, en agujas; cristales de estauroлита y cristales poecilíticos de andalucita que encierran enclaves de biotita y de estauroлита.

Los gneis propiamente dichos presentan una alternancia clara de los le-

chos claros y oscuros; localmente, los lechos claros se espesan y se hinchan en forma de ojos, conduciendo a los gneis de ojos francos subyacentes. Algunos fenoblastos de feldespatos presentan la macla de Karlsbad. Las lentejuelas de mica blanca alcanzan un mm.; se destacan claramente sobre el fondo de la roca.

La observación microscópica revela la trama fundamental de un gneis con biotita:

— Los lechos cuarzo-feldespáticos están parcialmente cataclaseados y recristalizados. Presentan un enredo de cristales de oligoclasa (12-15 por 100 An) y de cuarzo. Estos últimos presentan una extinción girante.

— Las filitas están dispersas en el fondo diablastico de la roca: éstas son biotitas en láminas alargadas, de tamaño pequeño (del orden del de los minerales del fondo); se pueden observar escasos granates. A este tramo se superponen:

— Las grandes láminas de mica blanca fácilmente visibles: están dispersas en la roca sin orden aparente y presentan caracteres mixtos: una parte del individuo es claramente mica blanca; la otra del mismo individuo es biotita. Encierran, por otra parte, numerosos enclaves pertenecientes a la trama. Estos son, por un lado, las biotitas de esta trama, y por otra parte el cuarzo y la oligoclasa maclada. Parece lógico atribuir láminas de mica blanca a una cristalización tardía posterior a la de la trama, a la cual parecen manifiestamente superpuestas.

— Grandes cristales de un feldespato de la serie de la microclina. Su tamaño es, con el de las micas blancas de arriba, claramente superior al grano de la trama. No están cuadrículadas; las medidas dan un ángulo de eje de 50-52°. Como las micas blancas, parecen superpuestas a los gneis con biotita preexistente. Muestran un contorno lobulado, sinuoso, y dan la impresión de desbordarse sobre el fondo de la roca. Ciertos elementos de este fondo, y en particular las plagioclasas, se encuentran en enclaves en el seno de estos feldespatos superpuestos. En su borde, y en el contacto de las plagioclasas, con los brotes de mirmequita se han desarrollado. El conjunto de estas observaciones denota un cierto desequilibrio químico y cambios entre minerales e incitan a colocar estas rocas entre las migmatitas. Resultarán de un metasomatismo donde la presencia de microclina intermedia revela el carácter sódico. Esto está con toda probabilidad ligado a la albitización de los micaesquistos observados en la carretera Torre del Mar-Nerja. Constituirá un estado más profundo, más prolongado, de una feldespaticización sódica que habrá afectado al conjunto de la serie metamórfica de Vélez-Málaga.

Será interesante situar esta migmatización con relación a la cristalización de las filitas tardías. En ciertos casos, estas filitas parecen continuarse por los cristales de microclina intermedia y vuelven a aparecer en enclave, pero de una manera general, las relaciones son claras.

4. *Los gneís de ojos*

La trama de estos gneís es muy próxima a la de los precedentes. Es una roca dura, de color claro, débilmente hojosa, siguiendo las superficies micáceas groseramente planas. La regularidad de la alternancia de los lechos claros y oscuros es más o menos confusa. Además, aparecen gruesos ojos de feldespato y de filoncillos cuarzosos separando los lechos micáceos. El número y el tamaño de los ojos es muy variable. Prácticamente están ausentes en ciertos bancos, y en otros, casi unidos.

El examen de la preparación petrográfica revela el desarrollo de un feldespato monoclinico, presentando la macla de Karlsbad y los caracteres ópticos de la ortosa. Este feldespato participa en la formación de los ojos. Sus cristales, notablemente translúcidos, tienen un tamaño superior al grano del fondo de la roca. Su contorno es sinuoso, lobulado. Encierran en enclave cristales de cuarzo, de plagioclasas y laminillas de mica blanca. En su periferia, los brotes de mirmequita se han desarrollado en el contacto con las plagioclasas.

LOS PLEGUES DE DETALLE

Aparecen, en la costa, en los alrededores de la Torre de Lagos, después entre la Torre de Nerja y desembocadura del Arroyo de Frontites.

Afectan a los micaesquistos feldespáticos, los micaesquistos con andalucita, las leptinitas y a los lentejones de cuarzo de exudación que están incluidos. Son más o menos importantes y presentan frecuentemente una inclinación de los pliegues, a veces acompañada de una laminación de su flanco inverso. La esquistosidad sigue a los pliegues, incluso a los que están muy apretados.

A estos pliegues de detalle se añaden los fenómenos de torcedura, dando apariencias de lentejones de micaesquistos feldespáticos en el seno de micaesquistos con andalucita.

Las fuerzas mecánicas, que son el origen de la torcedura y de los pliegues de detalle, son descubiertas al estudiar las preparaciones petrográficas. Los microplegamientos afectan a los lechos micáceos; los cristales de andalucita están cataclaseados. Por el contrario, los cristales de albita desarrollados sobre los lechos filitosos plegados, no están estropeados. Parece que la albitización de la serie de Vélez no sea contemporánea, sino posterior a las fuerzas mecánicas puestas en juego durante estas deformaciones.

EDADES DEL METAMORFISMO

Los sericitoesquistos epimetamórficos grises-negruzcos en la base, violáceos en la cumbre, afloran entre Benajáraf y Torre del Mar; no son otros que los términos superiores de la serie de Vélez-Málaga a la cual pasan, en continuidad, por el intermedio de facies cada vez más metamórficas.

La posición de estos sericitoesquistos por referencia al Devono-Dinantiense de Málaga, ha sido ya precisada y su edad discutida: las homologías de facies con ciertas series triásicas del Rif interno y de la Bética occidental (Casares), han autorizado su atribución probable a un Triás de tipo alpino (Boulin, 1961), lo que conduce a proponer una edad posttriásica probable para el metamorfismo de la serie de Vélez.

Sin embargo, otros conjuntos cristalofílicos son conocidos en el dominio kabylo-bético-rifeño y ha sido definida la edad de su metamorfismo. Será ante-gothlandiense en Petite-Kabylie, donde un Gothlandiense inferior datado reposa en discordancia sobre el zócalo cristalofílico con cantos en su base (Durand Delga, 1955). En el Rif, los conglomerados del Visense superior-Namuriense inferior contienen numerosos cantos de gneís y de leptinitas, y revelan la edad con toda certeza ante-carbonífera del metamorfismo del Paleozoico rifeño (Milliard, 1959). Es, por tanto, verosímil que la serie de Vélez-Málaga, que pertenece con toda certeza al mismo dominio, ha sufrido, al menos en su base, este metamorfismo antiguo, al cual se ha ajustado un metamorfismo reciente, post-triásico. No es posible aún determinar exactamente la parte que corresponde, en la serie, a cada uno de estos metamorfismos. Del mismo modo, las relaciones entre metamorfismo post-triásico y albitización no aparecen aún con claridad.

CONCLUSIONES

Los esquistos cristalinos de Vélez-Málaga pertenecen a un conjunto estratigráfico y estructural, que no es sencillo. La capa de Málaga en el sentido de Blumenthal, en efecto, aparece compuesta y debe ser subdividida: el cristalofílico de Vélez, considerando por Blumenthal como formador de la base, pasa en continuidad hacia lo alto a un Triás con afinidades alpinas. Soporta anormalmente el Devono-Dinantiense de Málaga sobremontado por un Permo-Triás rojo de tipo germánico. Este proviene de un dominio paleogeográfico, mientras que el otro del cristalofílico. Además, el dominio original de los esquistos cristalinos ha sufrido un metamorfismo post-triásico, no habiendo afectado al lugar de origen del Devono-Dinantiense.

Estos esquistos cristalinos resultan de una petrogénesis donde el exa-

men de las facies sugieren la complejidad. Dos fases de cristalización, por lo menos, se han sucedido:

1) Transformación de una serie sedimentaria antigua por un metamorfismo general bastante intenso, atendiendo al grado meso (facies con biotita, moscovita, estauroлита, andalucita) y el comienzo del grado cata (aparición de la silimanita).

2) Albitización de la serie metamórfica resultante, probablemente ligada a un metasomatismo sódico importante. Un metasomatismo tal no será cosa nueva en el dominio mesogénico: un frente de albitización ha sido descrito en el borde del macizo del Gran Paradis (Michel, 1953): en Petite-Kabylie, una albitización de los términos inferiores de la serie metamórfica ha sido descubierta (Durand Delga, 1995), etc.

¿Está este metasomatismo ligado a un metamorfismo reciente pos-triásico? Faltan pruebas aún para afirmarlo. Lo mismo la posición cronológica de los fenómenos mecánicos, habiendo provocado la formación de los pliegues de detalle de la serie, no puede ser precisada. Estos son ciertamente posteriores al metamorfismo general antiguo. Son tal vez contemporáneos con la fase de albitización, como lo sugiere la presencia de algunas albitas que parecen acompañar a los micropliegues de los lechos filitosos, pero esto no es cierto.

De todas maneras, no será cuestión de establecer, en el estado actual de nuestros conocimientos sobre esta región, las correlaciones seguras entre la contextura geológica por una parte, y las fases petrográficas sucesivas por otra. Estas correlaciones no pueden ser intentadas más que después de un estudio completo del macizo metamórfico de Vélez, del que esta nota constituye el preliminar.

BIBLIOGRAFÍA

- BLUMENTHAL, M. (1930): *Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des rio Guadalhorce*. «Enc. géol. Helv.», vol. 23, p. 41-293.
- BOULIN, J. (1961): *Sur le Bétique de Málaga aux environs de Vélez-Málaga (province de Málaga, Espagne)*. «C. R. somm. S. G. F.», p. 291-293.
- DURAND DELGA, M. (1955): *Etude géologique de l'Ouest de la Chaîne numidique*. «Bull. Serv. Cart. géol. Algérie», 2.^a sér., núm. 24, p. 1-533.
- MICHEL, R. (1953): *Les Schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes)*. «Sciences Terre», t. I, núms. 3-4, p. 1-286. Nancy.
- MILLARD, Y. (1959): *Les massifs métamorphiques et ultrabasiques de la zone paléozoïque interne du Rif*. «Notes Serv. géol. Maroc», t. 18, p. 125-160.
- ORUETA, de (1922): *Estudio petrográfico de Sierra Almijara y de la parte occidental de Sierra Nevada y las Alpujarras*. «Bol. Inst. Geol. España», t. XLIII, p. 3-155.

Recibido 12-VII-63.

ESTEBAN MARQUEZ TRIGUERO

NUEVA DIVISION DEL SILURICO EN LA REGION DE ALMADEN

RESUMEN

La estratigrafía del Siluriano inferior en la región de Almadén, conocida desde antiguo por gran número de geólogos nacionales y extranjeros, quedaba, hasta ahora, incompleta, por falta del criterio paleontológico en la base del Ordoviciense medio y en los estratos del Caradoc. Con el hallazgo de los tramos característicos de las «pizarras con *Didymograptus*» en las proximidades de Santa Eufemia y de la «arenisca con *Orthis actoniae*» en San Benito, fue posible llevar a cabo la Nueva División y, al mismo tiempo, su comparación con las regiones europeas más importantes.

En el presente trabajo se hace una descripción detallada de los yacimientos y se dan a conocer los primeros Graptolitos del Siluriano inferior en la región de Almadén. En la parte de estratigrafía comparada, se destacan los principales estudios de la región, dando cuenta detalladamente de la extensa bibliografía referente al país, desde los primeros descubrimientos hasta nuestros días.

Acompañan plano y corte geológico de la región de Santa Eufemia, así como fotografías sobre la fauna y localidades de hallazgo.

RÉSUMÉ

La stratigraphie du Silurien inférieur dans la région d'Almadén, est connue depuis longtemps par la plupart des géologues, bien nationaux, bien étrangers: mais cette connaissance était, jusqu'au présent, incomplète par la carence du critérium paléontologique dans la base du période Ordoviciens Moyen, et dans les strates du Caradoc.

Mais le fait de trouver des travées caractéristiques des «ardoises avec *Didymograptus*» près de Santa Eufemia, et de «après avec *Orthis actoniae*» en San Benito, fit possible de réaliser la Nouvelle Division, et en même temps de comparer Almadén avec les régions européennes les plus importants.

Dans ce travail on fait une description détaillée des gisements, dans la région d'Almadén, et on en fait connaître les premiers Graptolites du période Silurien Inférieur.

Dans le chapitre de la stratigraphie comparée, on souligne les études principaux de la région, en donnant une information bien détaillée de la vaste bibliographie qui se rapporte au pays, dès premières découvertes, jusqu'au présent.

On y ajoute, aussi des cartes et coupe géologique de la région de Santa Eufemia, et des photos de la faune et des endroits des découvertes.

SUMMARY

The stratigraphy of the inferior Silurian in the region of Almadén known by a great number of national and foreign geologists since formerly, was left incomplete until now, due to the absence of a paleontological criterium on the base of the medium Ordovician and on the Caradoc's stratum.

It was possible, with the discovery of the typical spaces of «slates with *Didymograptus*» on the vicinity of Santa Eufemia and the «sandstone with *Orthis actoniae*» in San Benito, to carry out the New Division as well as its comparison with most important european regions.

A full description of the deposits is made on the present paper as well as the first Graptolites of the inferior Silurian in the region of Almadén, are given out. Within the part of compared stratigraphy, are standed out the main studies of the region providing full information of the large bibliography regarding to the country, since the first discoveries up to the present time.

A plan and geological sections of the region of Santa Eufemia, are included, as well as pictures about the fauna and discovery's spots.

INTRODUCCIÓN

Desde que el ilustre ingeniero de minas don Casiano del Prado escribió su bosquejo geológico de los alrededores de Almadén, en 1855, han sido muchos los geólogos nacionales y extranjeros que han ido estudiando, en sucesivas etapas, la interesante geología de esta región de Sierra Morena. Y si bien es verdad que el problema tectónico ha quedado resuelto en gran parte, a pesar de la gran complicación de sus estructuras, no ha sucedido lo mismo con la división estratigráfica.

Justo es reconocer la meritoria labor conseguida por eminentes geólogos en más de un siglo de investigaciones, con la recogida de numerosa fauna en muchísimas localidades de la región, pudiendo contar hoy con gran número de yacimientos típicos del Paleozoico y continuar, de esta manera, los estudios que ellos iniciaron.

Destaca entre todos los trabajos estratigráficos de la comarca, por su calidad y por ser lo más completo que hasta ahora teníamos del Silúrico inferior de Almadén, el realizado por el ilustre ingeniero alemán Axel Born, y, sin embargo, su distribución en zonas, como veremos más adelante, no representa de manera exacta los diversos horizontes que componen la estratigrafía de la región. Es notable, igualmente, el reciente trabajo de A. Almela y un grupo de ingenieros sobre la región de Almadén, con el estudio de nueva fauna y la interpretación muy detallada de la tectónica del país, faltando, por el contrario, una exacta división en zonas, debido en parte al carácter del informe y por no conocer, entonces, la existencia de los tramos

característicos de la base del Ordoviciano medio, «zona de *Didymograptus*», así como las «pizarras de *Orthis actoniae*» en el vértice del Caradoc.

De aquí que la división en zonas del Silúrico de Almadén, en comparación con la de las localidades clásicas de Europa, tenía una extensión vertical incompleta y, por lo tanto, diferente a la que ahora daremos en el presente trabajo.

Esto me ha sido posible gracias al descubrimiento de las «pizarras con *Didymograptus*» en dos localidades de la región, siendo, que yo sepa, los primeros hallazgos de *Graptolites* en el Silúrico inferior de esta comarca y ello me satisface, por ser fundamental para la geología del centro de España y, en particular, para la división estratigráfica de esta interesante región de Sierra Morena.

Condiciones de yacimiento«Pizarras de *Didymograptus*».

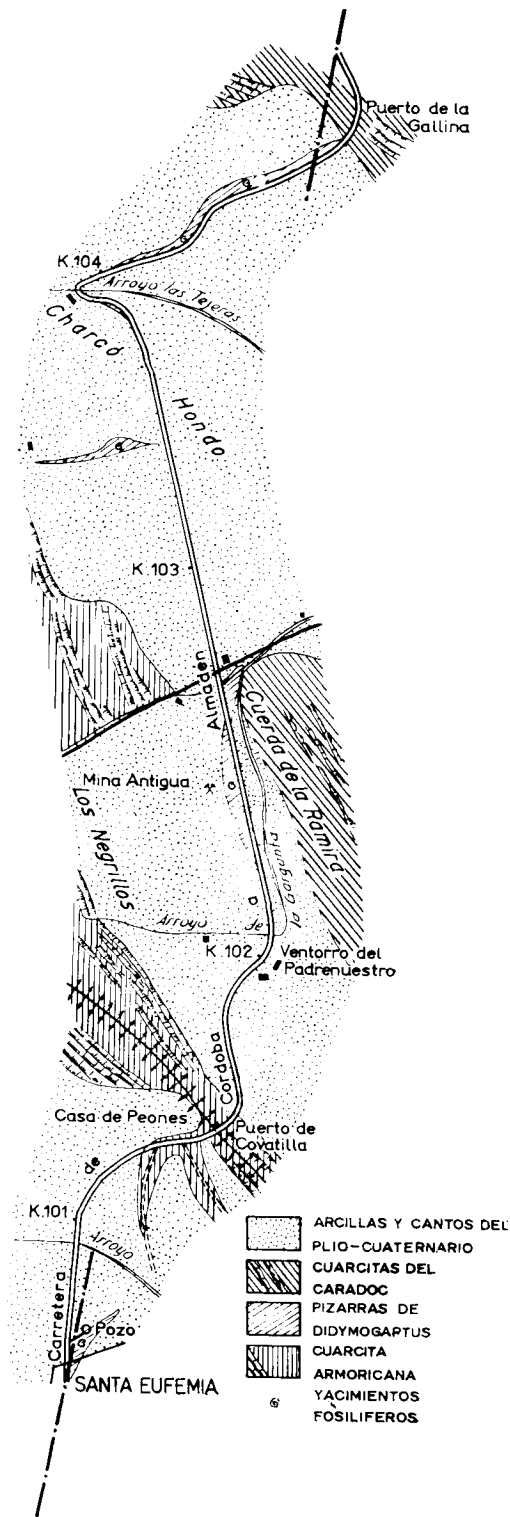
La región de Almadén queda definida, para su estudio geológico, como puede derivarse de los trabajos de gran número de geólogos que la han investigado, como Prado, Verneuil, Barrande, Mallada, H.-Pacheco, Almela, etc., por una gran extensión de Sierra Morena que tiene por centro el importante coto minero de Almadén y se extiende por gran parte de las provincias de Ciudad Real, Córdoba y Badajoz.

En el reciente y documentado estudio de Almela (A.), Alvarado (M.), Coma (J.), Felgueroso (C.) y Quintero (I.), queda perfectamente determinada el área de los alrededores del criadero, abarcando una extensa región en círculo, como zona reservada, que llega de N. a S., desde Agudo, en Ciudad Real, al Valle de Los Pedroches, en Córdoba, y de E. a W., desde Fontanosas (Ciudad Real), hasta Peñalsordo (Badajoz).

Dentro de esta región y más concretamente al N. de Santa Eufemia, junto a la carretera que va de Córdoba a Almadén, se hallan los nuevos yacimientos de *Didymograptus* que han dado motivo al presente trabajo.

La primera localidad con *Graptolites* del Silúrico inferior, que descubrí en 1958, queda bastante más alejada, hacia el E., en el valle del Robladillo, al N. del Horcajo y por haberla dado ya a conocer en mi publicación sobre *Estratigrafía del Paleozoico en la región del río Guadalmez*. «Estudios Geológicos», vol. XVII, me limito aquí a hacer la descripción de la segunda localidad, pues aunque pertenece al N. de la provincia de Córdoba, queda comprendida dentro de la región de Almadén y solamente a 27 kilómetros de este importante coto minero.

Las pizarras del tramo del *Calymene tristani*, cubiertas casi en su totalidad por un espeso manto de arcillas derivadas de su alteración, en mezcla con



fragmentos cuarcitosos procedentes de los macizos adyacentes, solamente asoman aquí en las trincheras de la carretera.

Presentan, en conjunto, un aspecto de azoicas, si se comparan litológicamente con las pizarras características del tramo, tan abundantes en la región; pero si se hace un detenido reconocimiento de las mismas, podrá observarse en ellas la fauna de *Graptolitos* a que me refiero.

Son muy finas, arcillosas y versicolores, predominantemente blancas, alternando con otras negras semejantes a las ampelitas del Gotlandiense, y en zonas se hallan mineralizadas por la presencia de delgados estratos de óxidos de hierro.

Desde Santa Eufemia hasta el puerto de la Gallina, en un tramo de cinco kilómetros, solamente asoman en cuatro puntos de la carretera, siendo el más típico el comprendido entre los kilómetros 102 y 103, frente al Ventorro del Padrenuestro (fotos 1, 2, 4, 5 y 6), de donde procede la siguiente fauna:

- Orthis*, sp.
- Lingula brevis*, Portlock.
- Calymene tristani*.
- Dalmanites*, sp.
- Didymograptus murchisoni*, var. *geminus*.
- Didymograptus* cf. *artus*, E-W.
- Didymograptus bifidus*, Hall.
- Didymograptus indentus*, var. *nanus*, Lapw.
- Didymograptus nicholsoni*, Lapw.
- Orthoceras*, sp.

Próximas a esta localidad se encuentran unas antiguas labores abiertas en una potente capa de limonita, bastante impura por su mezcla con fragmentos cuarcitosos, que al parecer se halla por debajo de las pizarras de *Didymograptus*, asemejándose por su situación estratigráfica a los niveles ferruginosos del N. de la Península, que se hallan interestratificados en la misma formación.

Donde se presentan las pizarras del tramo con mayor extensión, es en el escarpe de la carretera a partir del Km. 104, por toda la cuesta de la Gallina, en donde he recogido:

- Orthis*, sp.
- Redonia deshayesiana*, Rou
- Dalmanites*, sp.
- Didymograptus murchisoni*.
- Didymograptus bifidus*, Hall.
- Pistas.

En el punto 3 he recogido ejemplares indeterminables de *Graptolitos* y en el 1, en la escombrera del pozo existente junto al pueblo, *Didymograptus bifidus*, Hall. Aquí puede reconocerse fácilmente el paquete de pizarras en contacto con las cuarcitas del techo, en la trinchera abierta al comienzo de la calle de Toledo.

Las localidades 2, 3 y 4 pertenecen al flanco N. del gran anticlinal que forman las cuarcitas armoricanas del Arenig en el puerto de Covatilla, mientras que el punto 1 está emplazado en el flanco meridional, en donde las pizarras de la zona buzan al S. por debajo del pueblo de Santa Eufemia (Véase corte geológico).

Por iniciarse la formación pizarrosa en el mismo pueblo y para distinguirla de las restantes localidades típicas del Ordoviciense, tan frecuente por toda la región de Almadén, conocidas por gran número de investigadores, y teniendo en cuenta que ofrecen, como hemos visto, caracteres faunísticos muy particulares, nos permitimos clasificar al tramo, de ahora en adelante, como «Pizarras de Santa Eufemia», en correlación con las «pizarras de Kerloc'h» de la división de Kerforne hecha para Bretaña.

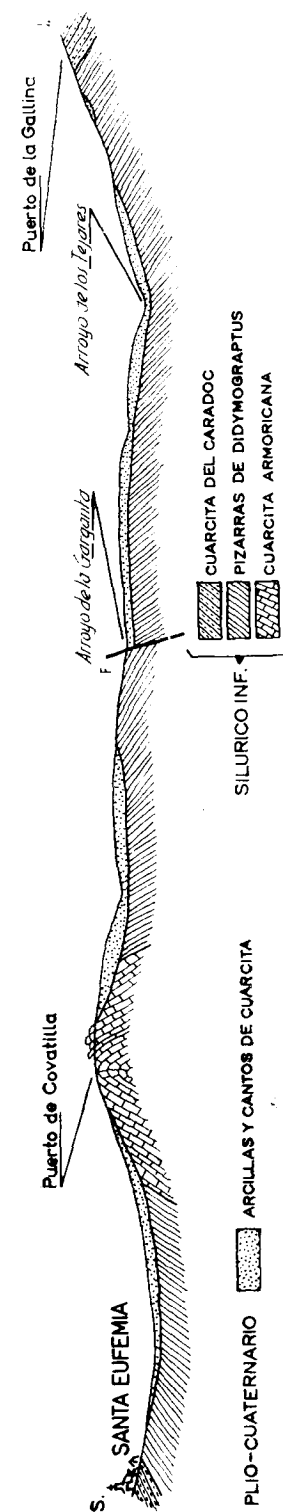
Arenisca con Orthis actoniae

Hasta ahora quedaba, igualmente, sin representar el vértice del Caradoc en la región de Almadén, por falta del criterio paleontológico, como puede deducirse de los estudios anteriores: por lo que, habiendo descrito ya las «pizarras de *Didymograptus*» de Santa Eufemia, haremos lo mismo con las capas de *Orthis actoniae*, que ocupan una preminente posición para poder completar la determinación en zonas del Silúrico de Almadén.

La localidad se halla situada al SE. de la aldea de San Benito, en la subida al Cerro Valbuho, por el Cordel de Mesta, y antes de dar vista al arroyo Navalagrulla, tratándose de un paquete de estratos de arenisca oscura, a veces pizarrosa, que alternan con cuarcitas de colores claros, muy metamorfizadas a causa de la presencia de asomos diabásicos (fotos 7 y 8).

En conjunto, las capas buzan al SW. y parecen situarse próximas al eje de un gran anticlinal fallado que uniría las cuarcitas que le son adyacentes con las de Sierra Llana, muy plegadas en isoclinal. A su vez, el tramo que comprende los estratos de *Orthis* y cuarcitas descansa sobre las pizarras arcillosas de *Calymene tristani*. Se hace perfectamente visible la citada falla en el camino y en los escarpes de la ladera N. del Cerro Valbuho, ocupada por asomos hipogénicos que han originado cambios locales en el sentido de las capas.

Hasta ahora, se trata de la única localidad de la región en que se hayan descubierto los estratos del vértice del Caradoc con la arenisca de *Orthis actoniae*, siendo posible que este nivel fosilífero se halle representado en



otros puntos de la comarca en el paquete de cuarcitas situadas entre las pizarras de *Calymene tristani* y las ampelitas con *Monograptus*, o sea, en el tramo denominado por A. Almela «cuarcita de cantera», tan típico en toda la región.

La arenisca se halla entre cuarcitas muy tableadas y es de aspecto pizarroso, sirviendo como guía para su localización unos estratos ferruginosos que le sirven de base y contienen elementos redondeados de materiales esquistosos. Entre el paquete de cuarcitas se intercalan hiatos de sedimentos psamíticos y asomos de roca hipogénica, muy alterada en algunos puntos, que da lugar a aureolas de metamorfismo en los sedimentos cuarcitosos que se hallan en sus contactos.

Sobre el conjunto de capas areniscosas, se superponen cuarcitas y lentejones de caliza con políperos, que pueden observarse en el mismo camino, como a unos 150 metros hacia el S. Este delgado afloramiento corresponde, sin duda alguna, a los asomos de caliza con *Chaetetes* y *Nautiloideos* de San Benito y Alamillo, que se jalonan de manera arrosariada y que sirven de techo final a la fauna infrasilúrica, tan pródiga y rica en especies por toda la región de Almadén, para dar comienzo a unas condiciones de vida diferentes, como la formación calcárea de arrecifes constituidos por colonias de políperos, como preludio del profundo mar gotlandiense con su nueva y exuberante fauna de *Graptolitos*.

Al mismo horizonte de calizas corresponde, como hemos dicho antes, el importante asomo situado al S. de Alamillo, en el Cerro del Burcio, conocido desde antiguo por varios geólogos. D. Daniel de Cortázar cita *Cardiola interrupta* y *Strophomena antiquata*, procedentes, tal vez, de las pizarras que le son adyacentes, fósiles característicos del Wenlock-Ludlock. Don P. H. Sampelayo en los yacimientos fosilíferos de la Hoja de Almadén, en 1923, hace referencia solamente a la presencia de crinoides y quizá algún coralario en forma de bola. En realidad, se trata de gran número de políperos arborescentes y un *Chaetetes* sp., muy abundante en la caliza y que puede recogerse desprendido sobre el terreno. En las pizarras adyacentes he podido reconocer la presencia de *Orthis* sp., tal vez la misma encontrada por W. Henke.

Dos nuevas localidades he reconocido, igualmente, al S. de San Benito, una al N. del Molino de los Arcos, en donde la caliza ofrece las mismas características que el afloramiento de Alamillo, y, lo mismo que allí, contienen gran número de *Chaetetes* y *políperos*; la otra, que es continuación de la anterior, se halla cerca de la carretera que va de Torrecampo a San Benito, como a un kilómetro pasado el puente sobre el río Guadalmez y sus condiciones faunísticas cambian notablemente, conteniendo una rara fauna de *Nautiloideos* y *Orthoceras*. Continuando la corrida de lentejones calcáreos he recogido tallos de *crinoides*, junto al arroyo del Lugar. Sobre las capas de

cuarcitas y calizas con políperos descansan las pizarras carbonosas con *Monograptus*, pertenecientes ya a las capas del Llandovery.

Vemos, por lo tanto, que la base del Gotlandiense está bien definida en la región de Almadén, con los asomos de calizas arrecifales, representando a estratos del Valentiniense.

Es de notar, aquí, lo mismo que en la parte NE. de Bretaña, como indica Kerforne, la existencia de intercalaciones detríticas, areniscas o cuarcitas, en la parte superior del Ordoviciense.

PARTE ESTRATIGRÁFICA

Entre la numerosa fauna recogida en múltiples localidades de esta región de Almadén, no se citan, que yo sepa, *Graptolitos* en el Silúrico inferior. Dentro de Sierra Morena, solamente en la región de La Carolina (Jaén) proceden unos fragmentos de *Didymograptus* mal conservados, encontrados por R. Hundt y estudiados más tarde por el especialista E. Habermelmer.

La fauna de *Graptolitos* encontrada por mí, procede, como he expuesto anteriormente, de localidades próximas a Almadén, dentro del área estudiada por insignes geólogos, para quienes, sin duda, pasó desapercibida.

En efecto, desde los primeros trabajos de Verneuil y Barrande, hasta los estudios más recientes, se ha venido formulando la estratigrafía del Silúrico de esta región con la ausencia de horizontes característicos, como son las «pizarras de *Didymograptus*» en la base del Ordoviciense medio y los «estratos de *Orthis actoniae*» en el vértice del Ordoviciense superior. O sea, las zonas donde empieza y termina la columna estratigráfica de este tramo del Silúrico inferior de Sierra Morena.

Así, pues, el mismo Prado, al hablar de los *Graptolitos* de la región de Almadén encontrados por él y asignarles, con gran acierto, su verdadera posición en el Gotlandiense, hace distinción de las ampelitas con *Graptolitos* y de las pizarras del «tramo del *Calymene tristani*», no pudiendo sospechar por sus hallazgos, que en las pizarras de la base del Ordoviciense de Almadén podían existir también *Graptolitos*.

Más tarde Bernaldez y Rúa Figuerola deducen, igualmente, de sus hallazgos, que todos los terrenos que contienen *Graptolitos* pertenecen al Silúrico superior, y la mayoría de los geólogos que han estudiado posteriormente la región, han seguido en el aspecto estratigráfico a los anteriores, hasta que en 1916 el ilustre ingeniero alemán A. Born individualizó, en gran parte, las zonas del tramo del *Calymene tristani* representadas en la región de Almadén, mediante el estudio y correlación de la fauna procedente solamente de cuatro localidades típicas. Sin embargo, para poder determinar

la división en zonas del Silúrico en una región tan extensa como la que ahora nos ocupa, es de todos modos imprescindible el estudio detallado de gran número de localidades, mediante la observación de sus caracteres faunísticos.

A. Born da 47 especies, todas del Llandeilo de Almadén, sin hacer mención alguna a la existencia de *Graptolitos*, exponiendo, como sigue, la división del Ordoviciense del país:

Tramo de <i>Calymene</i> <i>tristani</i> .	}	Cañadillas I Z. <i>O. ribeiroi</i> .
		Valdemosillo Z. <i>Placoparia tourneminei</i> .
		Cañadillas II.
		Alisedas? Z. <i>O. calligramma</i> .

Como puede observarse, para una estratigrafía completa del Ordoviciense de Almadén faltan las «pizarras de *Didymograptus*» (arenig superior) entre las cuarcitas armoricanas y las pizarras de *Orthis*, como se desprende de los estudios de A. Born, Henke y Hundt.

CUADRO I
Comparación de las zonas del Silúrico inferior de Almadén.

División según Born	Nueva División según Márquez Triguero E.
?	Zona del <i>Orthis actoniae</i>
Zona del <i>Orthis calligrama</i>	Pizarras del tramo de <i>Calymene tristani</i>
Zona de la <i>Placoparia tourneminei</i>	
Zona del <i>Orthis ribeiroi</i>	
?	Zona del <i>Didymograptus</i>

El corte dado para Bretaña por Kerforne es el más aplicable a la región de Almadén y en general a Sierra Morena:

5. Pizarras de Kerarmer, *Trinuclens burcaui*, Oehl.
4. Pizarras de Morgat, *Placoparia tourneminei*, Rou.
3. Arenisca de Kerarvail.
2. Pizarras de Courijou, *Orthis ribeiroi*, Sharpe.
1. Pizarras de Kerloc'h, *Didymograptus*.

quedando caracterizado, así, el tramo 1 «zona de *Didymograptus*» en las «Pizarras de Santa Eufemia», por lo que desde ahora, la estratigrafía del

Silúrico inferior en la región de Almadén queda completa en su distribución vertical, no sólo mediante la zona basal del Llandeilo en la base del Ordoviciense medio, sino también, como he expuesto anteriormente, mediante los estratos de *Orthis actoniae* en el vértice del Caradoc.

La comparación de la distribución dada por A. Born y la «Nueva División» expuesta por mí, puede llevarse a cabo como se indica en el cuadro I.

La zona del *Orthis ribeiroi*, que hasta ahora sólo estaba representada en su parte superior, por faltar los *Didymograptus*, queda, así, perfectamente definida en su parte inferior con el descubrimiento de la fauna característica, realizado por mí en las «pizarras de Santa Eufemia».

En la Guía de la Excursión B. I., Minas de Almadén, llevada a cabo por P. Hernández Sampelayo, en 1926, con motivo del Congreso Geológico Internacional, se toma como base estratigráfica la división hecha para Galicia, que no se adaptaba entonces, como indican los geólogos que la estudiaron, a la región central, principalmente por la ausencia de *Didymograptus* en el Ordoviciense, así como de los estratos de *Orthis actoniae* en el vértice del Caradoc y las capas con políperos del Gotlandiense. Pero hoy, después de nuestros estudios realizados en la región, podemos establecer una correlación más aproximada entre las dos zonas ibéricas:

CUADRO II

GALICIA	ALMADEN (Nueva División)	Términos clásicos
S ₆ —Calizas con crinoides y pizarras carbonosas.	Ampelitas con <i>Monograptus</i>	Salopiense inf.
S ₅ —Ampelitas con <i>Monograptus</i> y pizarras nodulíferas.	Caliza con políperos, <i>Chaetetes</i> y <i>Nautiloides</i> .	Valentiniense
S ₄ —Pizarras arcillosas con pterópodos y braquiópodos.	Pizarras de <i>Orthis actoniae</i> .	Asghiliense
S ₃ —Cuarcitas delgadas con <i>Scolithus</i> .	Cuarcita del vértice.	Caradoc inf.
S ₂ —Pizarras azules de <i>Calymene</i> y <i>Didymograptus</i> , con lechos de mineral de hierro.	Pizarras de <i>Calymene</i> , Pizarras de <i>Didymograptus</i> , con mineral de hierro.	Llandeilo Llanvirniense
S ₁ —Cuarcita con <i>Cruzianas</i> .	Cuarcita con <i>Cruzianas</i> .	Arenig inf.

Es sorprendente la correspondencia de zonas entre la división dada por H. Sampelayo para Galicia y la establecida ahora para la región de Almadén, si bien existen notables diferencias de posición en las capas superiores.

La zona S₂ se identifica, en su conjunto, con las subzonas de Almadén correspondientes a las «pizarras de *Didymograptus*» de Santa Eufemia y a

los esquistos de *Calymene tristani*, pudiéndose corregir para Galicia la sucesión vertical dada por P. H. S., por representar las pizarras de *Didymograptus* la base del Llandeilo, o Llanvirniense.

La zona S₄ se corresponde con las pizarras de *Orthis actoniae* encontradas por mí en Cerro Valbuho, en el Caradoc superior. En cuanto al Got-

CUADRO III

Distribución y correlación de las zonas del Silúrico inferior en las regiones europeas más importantes y en la de Almadén.

	Almadén <i>Nueva División</i>	Portugal	Francia	Bohemia	Gales
Ordovi- ciense superior	Zona del <i>Orthis Antoniae</i>	Pizarras culminantes	Pizarras con <i>Orthis actoniae</i>	d5	Caradoc
Ordovi- ciense medio	Pizarras de <i>Calymene</i> <i>tristani</i>	Zona del <i>Dal-</i> <i>manites dujardi-</i> <i>dini</i>	Pizarras de <i>Isaphus</i> o pi- zarras con <i>Orthis glabata</i>	d3-4	Llandeilo superior
		Zona del <i>Homa-</i> <i>lonotus Cehlerti</i>		d2	Llandeilo medio
		Zona del <i>Orthis ribiroi</i>			Llandeilo inferior
	Zona del <i>Didymograptus</i> <i>murchisoni bifidus</i>	Zona del <i>Orthis</i> <i>ribiroi</i> y del <i>Didymograptus</i> <i>murchisoni</i>	Zona del <i>Didymograptus</i> <i>murchisoni</i>	d1	Arenig superior
	Cuarcita armoricana			d1-αβ	Arenig medio

landiense, podemos identificar la zona S₆ con el tramo de calizas con *Chaetetes* y *políperos* de Alamillo y con la de *Chaetetes* y *Nautiloideos* de San Benito, emplazadas en esta región de Almadén por debajo de las ampelitas con *Graptolitos*, y no en el Salopiense inferior, como en la división hecha para Galicia.

Repetidas veces hemos podido comprobar en la región que la caliza con *políperos* se halla por encima de las pizarras con *Orthis actoniae*, del Caradoc, y debajo de las ampelitas con *Graptolitos* del Gotlandiense.

En cuanto a los comienzos del tramo del *Calymene tristani*, vemos, por los estudios realizados por Nery Delgado, en Portugal, que está perfectamente caracterizado, lo mismo que aquí, con la «zona de *Didymograptus*», y, como consecuencia, puede decirse que las zonas del Ordoviense determinadas en Almadén se vuelven a encontrar en el país vecino en iguales condi-

ciones de facies, pudiéndose establecer, al mismo tiempo, su correlación con otras localidades europeas clásicas, como N. de Francia y Bohemia, principalmente.

Desde los últimos estudios llevados a cabo por P. H. Sampelayo sobre Almadén, 1926-1932, ha transcurrido largo tiempo sin que tengamos otros estudios fundamentales de la región, hasta que recientemente se han ocupado de ello los ingenieros A. Almela, M. Alvarado, J. Coma, C. Felgueroso e I. Quintero, con la aportación de numerosa fauna, distribuida en gran número de localidades y con la interpretación, muy acertada, de las complicadas estructuras que componen el país.

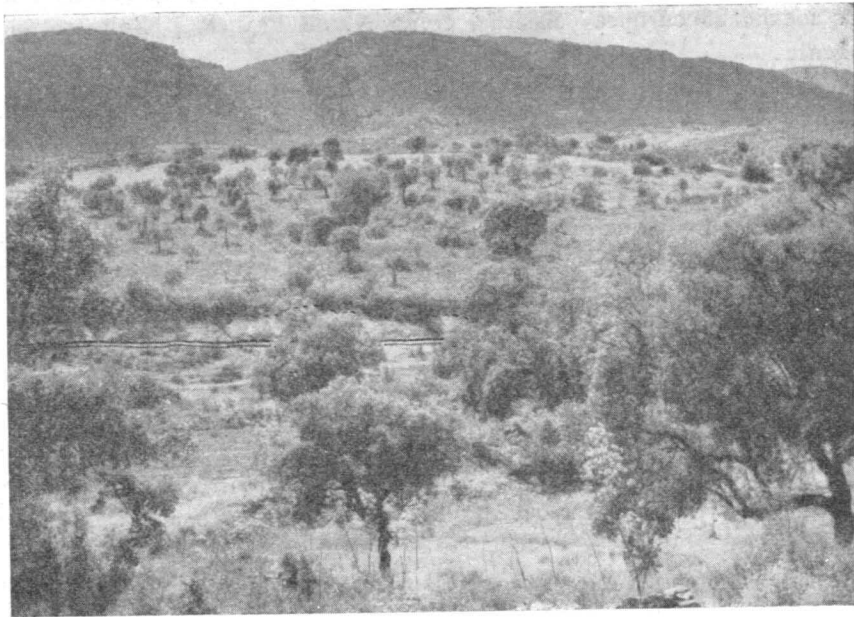
Se citan 66 especies para el Silúrico, estando ausentes, lo mismo que para sus predecesores, las faunas de *Didymograptus*, y como se podrá observar, la localidad estudiada por mí está situada dentro del área investigada por ellos. Faltan, igualmente, los estratos de *Orthis actoniae*, que completan, como hemos visto, las zonas del Ordoviense.

En el documentado estudio se establece una división general del Silúrico de la región, quedando sin determinar las relaciones faunísticas entre las numerosas localidades de hallazgo y sin que puedan individualizarse algunos horizontes típicos:

8. Esquistos y areniscas.
7. Pizarras ampelíticas con *Graptolitos*, lavas básicas y piedra fraileasca.
6. Cuarcita del Criadero. (Base del Gotlandiense.)
5. Pizarras y calizas del Caradoc y Asghiliense.
4. Cuarcita de Canteras. (Probable base del Caradoc.)
3. Pizarras satinadas. (Tramo del *Calymene*: Llandeilo.)
2. Pizarras micáceas en alternancia con pequeños bancos de areniscas y cuarcitas.
1. Cuarcita armoricana con *Cruzianas*.

La zona de *Didymograptus* de las «pizarras de Santa Eufemia» pueden tener correspondencia entre los niveles 2-3 en las pizarras micíferas que se superponen a las cuarcitas, caracterizando el comienzo del Ordoviense medio, no pudiendo establecer una correlación de las demás zonas expuestas en la nueva división, ya que la «zona de *Orthis actoniae*», comprendida en el paquete de «cuarcitas de Canteras», se emplaza siempre en el vértice del Caradoc y las calizas con *políperos*, que podían referirse al nivel 5, constituyen la base del Gotlandiense.

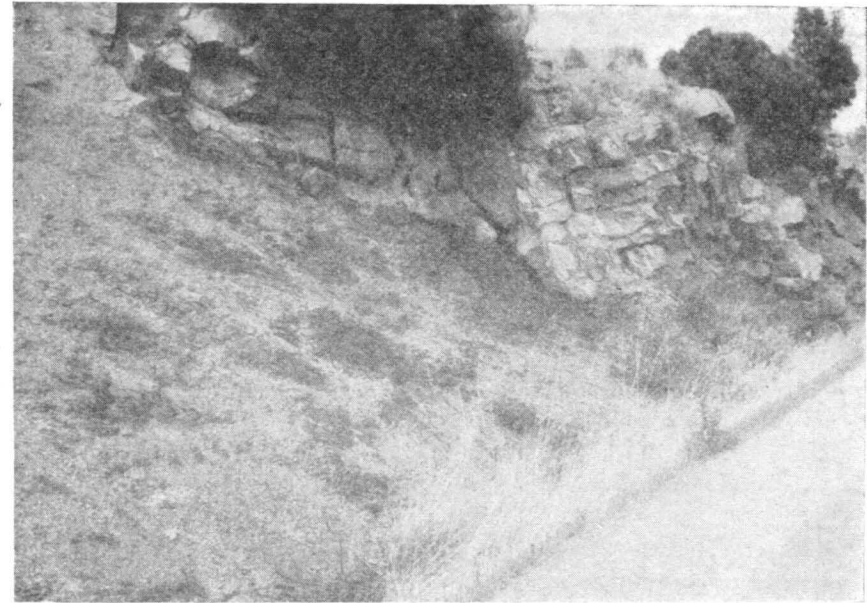
Todos los *Graptolitos* clasificados por los anteriores han sido superiores a la zona 19 de E-W o Llandovery, que comienza en la zona 16, correspondiendo los más inferiores a la 20 con *M. convolutus* y *M. lobiferus*, por lo que mis hallazgos de *Didymograptus*, que se emplazan en la zona 6-7 de Elles Wood, vienen a ocupar un importante hueco en los conocimientos



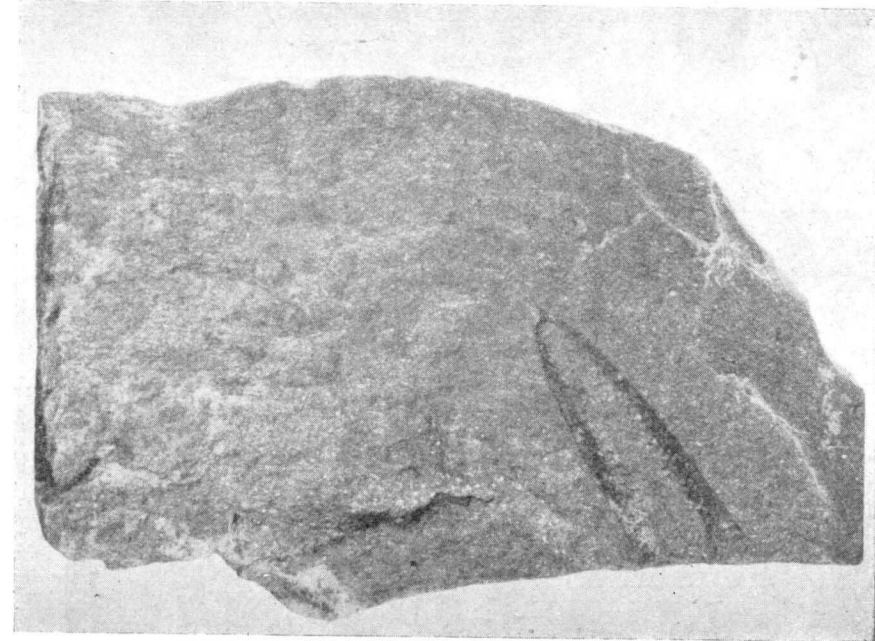
Fot. 1.—Vista de las «Pizarras de *Didymograptus*» entre los kilómetros 102 y 103, por debajo de las arcillas plio-cuaternarias. Al fondo, las cuarcitas armoricanas.



Fot. 2.—Detalle de las «Pizarras de *Didymograptus*», asomando junto a la carretera de Córdoba a Almadén.



Fot. 3.—Contacto de las «Pizarras de *Didymograptus*» con las cuarcitas del vértice, en el puerto de la Gallina.



Fot. 4.—Fragmento de pizarra con un ejemplar de *Didymograptus murchisoni* var. *geminus* His. (X2). Llandeilo de Santa Eufemia (Córdoba).



Fot. 5.—Fragmento de pizarra con *Didymograptus* cf. *artus* E.-W. (X4). «Pizarras de Santa Eufemia» (Córdoba).
 Fot. 6.—Fragmentos de pizarra con *Didymograptus indentus* var. *nanus* Lapw. (X4). «Pizarras de Santa Eufemia» (Córdoba).



Fot. 7.—Estratos de *Orthis actoniae*, en Cerro Valbuho (San Benito).



Fot. 8.—Arenisca con *Orthis actoniae* Sow. (X3). Caradoc sup. de San Benito (Ciudad Real).

que hasta ahora teníamos de la región, y, al mismo tiempo, un predominante lugar en el desarrollo vertical de la columna estratigráfica.

Después de estos estudios, nos permitimos considerar, por lo tanto, a la región de Almadén, como la más clásica de Sierra Morena y posiblemente la más típica del Paleozoico español.

BIBLIOGRAFÍA

- VERNEUIL, M. DE: *Indicaciones geológicas sobre Almadén*, «Revista Minera», t. I, 1850.
 — — *Ciudad Real. Fósiles hallados en España*, «Revista Minera», t. I, 1850.
 BARRANDE, J.: *Graptolites de Bohème*, Praga, 1850.
 — — *Etat actuel des connaissances sur la faune primordiale*, «Bull. S. Geol. Fr.», t. XVI, París, 1852.
 VERNEUIL, M. DE: *Coup d'œil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne*, «Bull. Sc. Geol. Fr.», 2.ª serie, t. X, París, 1853.
 LUJÁN, F. DE: *Estudios y observaciones relativas a terrenos que comprenden parte de las provincias de Badajoz y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real*, «Mem. de la Com. del Map. Geol. de Esp.», t. XII, 1854.
 VERNEUIL, M. DE y BARRANDE, J.: *Description des fossiles trouvés dans les terrains silurien et devonien d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo*, «Bull. Sc. Geol. Fr.», t. XII, 1855.
 PRADO, C. DE: *Sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Toledo*, «Bull. Geol. de Fr.», t. XII, 1855. Suivi d'une description des fossiles qui s'y rencontrent par MM. de Verneuil et Barrande.
 VERNEUIL, E. y BARROIS: *Lista de los fósiles del terreno paleozoico del Centro de España*, «Revista Minera», Serie A, t. VII, 1856.
 BARRANDE, J.: *Paralelo entre los depósitos silurianos de Bohemia y Escandinavia*, «Revista Minera», t. VIII, 1857.
 LAM, M.: *Notes de voyage sur la Sierra Morena, et sur le nord de l'Andalousie*, «Annales des Mines», 5.ª serie, t. XIII, París, 1857.
 BERNALDEZ y RUA FIGUEROA: *Memoria sobre las minas de Almadén y Almadenejos*, «Revista Minera», t. XII, 1861.
 CAUÑERO, J.: *Estudios geológicos de la parte meridional de la provincia de Ciudad Real*, «Bol. de la Com. del Map. Geol. de Esp.», t. I, 1874.
 LAPWORTH: «An Magaz. of Nat. Hist.», 5.ª serie, t. IV, Londres, 1878.
 KUSS, M. H.: *Memoire sur les mines et usines d'Almadén*, «Annales des Mines», 7.ª serie, t. XIII, París, 1878.
 DELGADO, J. F. N.: *Correspondence relative a la classification des schistes siluriens a Nercites decouvert dans le Sud du Portugal*, «Journ. de Sc. Math. Phys. Nat.», t. XXVI, Lisboa, 1879.
 MALLADA, L.: *Reconocimiento geológico de la prov. de Córdoba*, «Bol. Com. Map. Geol. de Esp.», t. VII, 1880.
 CORTÁZAR, D. DE: *Reseña física y geológica de la prov. de Ciudad Real*, «Bol. Com. Map. Geol. de Esp.», t. VII, Madrid, 1880.
 DAVIDSON, J.: *Monograph of the British Silurian Branchiopoda*, «Palaeontographical Soc.», t. XXXV, Londres, 1884.
 MACPHERSON, J.: *Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España*, «Anales Soc. Esp. Hist. Nat.», t. XIII, 1884.
 MALLADA, L.: *Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España*, «Bol. Com. Map. Geol. de Esp.», ts. I, II a XVII, 1891.
 — — *Catálogo general de las especies fósiles que se han encontrado en España*, «Bol. Com. Map. Geol. de Esp.», t. XVII.
 — — *Sistemas Cambriano y Siluriano*, «Explic. del Map. Geol. de Esp.», t. II, 1896.
 DELGADO, J. F. N.: *Système Silurien de Portugal*, Lisboa, 1898-1910.
 ELLES, G.: *Graptolithic Faunas of the Skiddaw Slates*, «Quart. Journ. Geol. Soc.», t. LIV, Londres, 1898.
 — — y WOOD: *British Graptolites*, I, «Palaeontogr. Society»; LV, «Didymograptus», 1901.
 KERFORNE, F.: *Etude de la region silurienne occidentale de la presqu'île de Crozon*, Rennes, 1901.
 BARROIS, CH.: *Note sur les graptolites de la Catalogne et leurs relations avec les étages graptolitiques de France*, «Bull. Sc. Geol. Fr.», 4.ª serie, t. I, París, 1902.
 DELGADO, J. F. N.: *Etudes sur les fossiles de schistes a Nercites de Sam Domingos et des schistes a Nercites e graptolites de Barrancos*, «Avant propos de Choffat.», Lisboa, 1910.
 GROTH, J.: *Sur le primaire de la Sierra Morena*, «Compte Rendu Acad. Sciens.», París, 1911.
 DOUVILLE, R.: *Peninsule Iberique: Espagne*, «Handbuch der Regionalen Géologie», III Band, 3. Abt. Heidelberg, 1911.
 GROTH, J.: *Sur la bordure meridionale de la meseta iberique*, «Compte Rendu Acad. Sciens.», París, 1913.
 — — *La tectonique de la Sierra Morena*, «Compte Rendu Acad. Sciens.», t. CLVII, París, 1914.
 BORN, AXEL: *Die Calymene Tristani-Stufe (mittleres Untersilur) bei Almadén ihre Fauna, Gliederung und Verbreitung*, «Abhand. der Senckenberg. Natur. Ges.», t. XXXVI, Frankfurt a. M. (Véase la traducción en el tomo VII de «Publicaciones extranjeras».)
 KERFORNE, F.: *Sur la tectonique du massif armoicain*, «C. R. Acad. des Sciens.», París, 1920.
 PERNET KODYM: *On the Monal Division and Correlation of the Silurian of Bohemia*, «The American Journal of Science», vol. IV.
 HERNÁNDEZ PACHECO, P.: *La Sierra Morena y la Llanura bética*, «Congr. Geol. Intern.», Madrid, 1926.
 NOVO y CHICARRO, P., CARBONELL, A., CARANDELL, J. y GÓMEZ CHUECA, F.: *De Sierra Morena a Sierra Nevada*, «Guía de la Excursión A-5 del XIV Congr. Geol. Intern.», Madrid, 1926.
 HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. y SIERRA, A. DE: *Minas de Almadén*, «Guía Geol. XIV Congr. Geol. Inter. Inst. Geol. y Min. de Esp.», Madrid, 1926.
 HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: *Yacimientos de Graptolitos de la zona de Almadén*, «Bol. R. S. Esp. de H. N.», t. XXVI, 1926.
 HENKE, W. y HUNDT, R.: *Bericht über einige Graptolithenfunde in der Sierra Morena*, «Abh. Senckenberg. Naturf. Ges.», Bd. XXXIX, núm. 2, Frankfurt a M. (Véase la traducción en el tomo VII de «Publicaciones Extranjeras», Madrid, 1952.) 1926.
 MÜLLER, W.: *Die Fauna der Frasner-Stufe bei Almadén (Sierra Morena, Spanien)*, «Abh. der Senckenberg. Naturf. Ges.», Bd. XLI, Liefer 5, Frankfurt a M., 1929.
 HABERFELNER, ERICH: *Eine Revision der Graptolithen der Sierra Morena (Spanien)*, «Abh. Senckenberg. Naturf. Ges.», Bd. XLIII, Lief 2, Frankfurt a M., 1931. (Véase la traducción en el tomo VI de «Publicaciones Extranjeras», Madrid, 1952.)
 HERNÁNDEZ PACHECO, P.: *El sistema Siluriano*, «Mem. Inst. Geol. y Min. de Esp.», Madrid, 1942.

- ALMELA, A. y FEBREL, T.: *La roca frailesca de Almadén: un episodio tobáceo en una formación basáltica del Siluriano Superior*. «Notas y Comunicaciones» del Inst. Geol. y Min. de Esp. Madrid, 1960.
- MÁRQUEZ TRIGUERO, E.: *Estratigrafía del Paleozoico en la región del río Guadálmez. Aportación a la Geología de Sierra Morena en la parte N. del Valle de Los Pedroches*. «Estudios Geológicos», vol. XVII. Inst. «Lucas Mallada», C. S. I. C. Madrid.
- ALMELA, A., ALVARADO, M., COMA, J., FELGUEROSO, C. y QUINTERO, I.: *Estudios geológicos de la región de Almadén*. «Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp.», t. LXXIII. Madrid, 1962.
- MÁRQUEZ TRIGUERO, E.: *Notas para la Hoja Geológica de San Benito*. Premio «Alonso Allende» del Inst. Geol. y Min. Madrid, 1962. (En publicación.)

JOSE M.^a FERNANDEZ BECERRIL (*)

ESTUDIO DE CONCENTRACION DE LOS MINERALES DE HIERRO TITANIFERO DEL SAHARA ESPAÑOL

RESUMEN

Este trabajo ha puesto de manifiesto la imposibilidad de conseguir una separación eficaz de la ilmenita contenida en los minerales de hierro estudiados utilizando procedimientos de concentración magnética, a causa de la forma física en que se presenta esta especie.

SUMMARY

The use of magnetic concentration methods for the separation of ilmenite contained in the iron ores studied has demonstrated the impossibility of doing satisfactorily such separation owing to the physical form in which this mineral is present.

Como continuación del primer estudio que por encargo de la Dirección General de Plazas y Provincias Africanas, fue efectuado en este Instituto en diciembre de 1956, para determinar las posibilidades de concentración de los minerales de hierro titaníferos del Sahara Español con vistas a la separación del titanio para obtener un hierro con la menor impureza de TiO_2 , el que ahora nos ocupa ha sido efectuado a petición del mismo solicitante, persiguiendo el mismo fin, pero partiendo de una muestra más representativa y ensayando, además, la separación magnética en húmedo.

La muestra

La muestra recibida se compone de 6.700 kg. de mineral, el cual viene en tamaños comprendidos entre 40 y 300 mm., no existiendo finos.

Según se nos comunica, el mineral procede de la mina «General Díaz de Villegas» y corresponde a un desmuestre efectuado en una amplia zona, por lo que puede tomarse como representativo del que se desea tratar.

(*) Jefe del Laboratorio de Preparación Mecánica de Minerales del Instituto Geológico y Minero de España.

Siguiendo instrucciones recibidas y después de mezclar bien el mineral, se ha procedido a dividir la muestra en las siguientes partes: una de 3,100 kilogramos, que se envió al Instituto del Hierro y del Acero; tres de 500 kilogramos, de las cuales una es la que hemos utilizado en este trabajo, quedando las otras dos en reserva, y el resto que se encuentra en nuestro almacén a disposición del solicitante.

Análisis químico

Tomada una muestra media representativa del mineral recibido, y efectuado un análisis químico para los dos elementos principales que le integran, se ha obtenido el siguiente resultado: 53,62 % Fe y 14,20 % TiO₂.

Estudio micrográfico

Aunque macroscópicamente el mineral presenta análogas características al que fue estudiado con anterioridad, se ha estimado conveniente efectuar su estudio micrográfico al objeto de tener un conocimiento lo más completo posible de su composición y textura.

Este estudio ha sido efectuado en el laboratorio de la especialidad por el Ingeniero Sr. Febrel, emitiéndose el correspondiente informe, que fue enviado oportunamente a la Dirección General de Plazas y Provincias Africanas.

De este informe transcribimos a continuación las consideraciones que sobre las posibilidades de concentración mecánica del mineral hace su autor y que son las siguientes:

«A juzgar por la textura granuda y el buen tamaño de grano de la mena podríamos creer, tras un reconocimiento preliminar, que su concentración sería fácil de efectuar, pero un estudio minucioso del agregado mineral, efectuado con objetivos de grandes aumentos, Leitz 45:1, para sistemas secos y Leitz 80:1 de inmersión, pone de manifiesto las grandes dificultades a vencer.

De tres formas diferentes se presenta el TiO₂ del criadero:

a) Secciones de ilmenita reconocibles *de visu* en la superficie pulida de las probetas. Creemos que mediante una molienda moderada sea posible liberarlas y separar, por tanto, el TiO₂ que contienen. Con ellas también se separarían las laminillas de oligisto que contienen, lo que supone una pequeña disminución del contenido en Fe₂O₃ del concentrado. La proporción en volumen que ocupan las secciones de ilmenita en las probetas estudiadas es de 17,70 %.

b) Laminillas de ilmenita segregadas en los planos octaédricos de la magnetita titanífera o del oligisto pseudomórfico de la magnetita.

El tamaño de estas laminillas que tienen anchuras de milésimas de milímetro y longitudes de centésimas de milímetro, requeriría molindas de ese mismo orden de magnitudes para liberarlas. La mayor parte del TiO₂ de la mena se presenta en forma de estas laminillas de desmezcla, cuya liberación sería muy costosa.

c) Cuando existe magnetita titanífera residual, el color gris parafuzco de esta magnetita demuestra que el TiO₂ no se ha desmezclado totalmente en forma de las laminillas expresadas en b), sino que aún existe TiO₂ en disolución sólida con la magnetita. Este TiO₂ no es separable.»

Como se ve, el estudio al microscopio pone de manifiesto la enorme dificultad que presenta el mineral para efectuar su concentración a causa de la imposibilidad de liberar de una manera eficaz las especies que se desean separar.

Ensayos de concentración

No obstante lo anteriormente expuesto y al objeto de determinar la posibilidad de separación de la parte de ilmenita que viene en tamaños más gruesos, se ha procedido a efectuar diversos ensayos empleando procedimientos de separación magnética únicos que cabe utilizar dada la naturaleza de las tres especies: oligisto, magnetita e ilmenita que integran el mineral y que en este caso resultan favorables, a causa de ser el oligisto muy magnético.

Los ensayos se han efectuado empleando la separación en seco y húmedo, siendo la marcha seguida y los resultados obtenidos, los que se indican a continuación.

a) *Separación magnética en seco.*

Estos ensayos se han efectuado utilizando una separadora electromagnética de laboratorio de tipo de disco con regulación del campo magnético mediante el paso de distintas intensidades de corriente.

Basados en las mediciones del tamaño de grano de la ilmenita, que figuran en el estudio micrográfico del mineral, según las cuales una parte de esta especie viene en tamaños comprendidos entre 0,40 y 3 mm., se ha procedido a efectuar un ensayo moliendo el mineral a 0,50 mm., para liberar así esta parte de la ilmenita.

La molienda se ha efectuado en seco, sometiendo después el mineral a un deslamado para quitar las partículas más finas y evitar así los posibles arrastres

de éstas, facilitando al mismo tiempo la alimentación regular de la separadora.

El ensayo se ha efectuado empleando un entrehierro de 4 mm. y haciendo variar el amperaje de la corriente en los electroimanes para obtener una serie de productos de distinta permeabilidad magnética.

Los resultados del ensayo han sido los siguientes:

Productos	Peso %	Ley %		Rendimiento %	
		Fe	TiO ₂	Fe	TiO ₂
Magnético sin corriente	48,10	58,62	10,20	52,36	32,82
» a 0,50 amperios	28,55	54,68	16,00	29,00	30,56
» » 1,00 »	9,05	41,38	35,00	6,95	21,19
» » 1,50 »	3,05	30,92	35,02	2,25	7,15
» » 2,00 »	1,70	40,42	26,60	1,28	3,03
» » 3,00 »	1,65	24,94	19,20	1,32	2,12
» » 4,00 »	1,45	47,19	9,00	1,27	0,87
» » 5,00 »	1,95	49,30	4,60	1,78	0,60
No magnético	1,00	37,39	1,80	0,69	0,12
Lamas	3,50	47,64	6,60	3,10	1,54
	100,00	55,85	14,94	100,00	100,00

Como puede verse, la separación no resulta eficaz, pues los dos primeros productos que deberían constituir el concentrado de hierro contienen un elevado porcentaje de TiO₂. En los últimos productos la proporción de TiO₂ es más pequeña, pero la ley en hierro es baja y el porcentaje que representan pequeño.

En cuanto a la ilmenita, su separación tampoco es neta, pues si se unen los productos 3.º, 4.º y 5.º, que son los más titaníferos, se obtiene uno con ley de 33,97 % TiO₂, que es baja.

Para determinar la influencia del grado de molienda, se ha procedido a efectuar otro ensayo moliendo el mineral en molino de bolas en húmedo hasta obtener un producto de la siguiente granulometría.

Tamaños mm.	Peso %
+ 0,20	0,55
+ 0,15	2,00
+ 0,10	12,85
+ 0,075	10,75
+ 0,05	17,85
- 0,05	56,00
	100,00

El mineral se ha cribado después para obtener los tres tamaños: mayor de 0,10 mm., de 0,05 a 0,10 mm. y menor de 0,05 (lamas), y cada uno de los dos primeros productos se han pasado por la separadora, obteniéndose los siguientes resultados:

Tamaño + 0,10 mm.		Peso % sobre el todo-uno	Ley %	
Productos			Fe	TiO ₂
Magnético sin corriente		5,00	62,48	8,00
» a 0,50 amperios		5,20	60,36	9,80
Tamaño 0,50 a 0,10 mm.		Peso % sobre el todo-uno	Ley %	
Productos			Fe	TiO ₂
Magnético sin corriente		11,95	62,47	7,60
» a 0,50 amperios		8,45	59,70	12,80

En estos ensayos se pone de manifiesto la influencia del grado de molienda, que al ser más intensa mejora la calidad del concentrado de hierro, pero no rebaja notablemente la proporción de TiO₂.

b) Separación magnética en húmedo.

Al objeto de determinar los resultados que podrán obtenerse en la separación magnética, empleando molineras intensas, se ha ensayado la separación magnética en húmedo.

Dos han sido las separadoras utilizadas en estos ensayos: una de tipo Crockett, provista de imanes permanentes (alnico), y otra del mismo tipo, pero equipada con electroimanes y regulación de la intensidad de campo magnético.

Con la separadora de imanes permanentes se han efectuado diversos ensayos, habiendo consistido el primero en someter el mineral a una molienda en húmedo, en molino de bolas, hasta obtener una granulometría de 74 % menor de 200 mallas Tyler (0,075 mm.) y tratarle después en la separadora mediante una primera pasada de desbaste, seguida de otra de relavado del concentrado magnético, obteniéndose los resultados que se indican seguidamente:

Productos	Peso %	Ley %		Rendimiento %	
		Fe	TiO ₂	Fe	TiO ₂
Concentrado	26,25	62,26	9,00	29,97	18,75
Mixtos	7,25	56,22	15,80	7,47	8,79
Esteril	66,50	51,30	14,30	62,56	73,06
	100,00	54,43	13,02	100,00	100,00

Como se ve, la cantidad de concentrado es pequeña y su calidad, aunque buena en hierro, es aún alta en titanio.

Al objeto de establecer una gradación de productos de distinta permeabilidad magnética sobre el conjunto de mixtos y estériles de este ensayo, y ante la imposibilidad de efectuar éste en la separadora electromagnética en húmedo, por no disponer aún de esta máquina en el momento del ensayo, se ha llevado a cabo en la separadora en seco, procediendo a efectuar un deslamado previo del mineral y pasando éste a distintas intensidades de imantación.

Los diversos productos obtenidos quedan de manifiesto en el siguiente cuadro, en el que se totaliza el conjunto de la operación:

Productos	Peso %	Ley %		Rendimiento %	
		Fe	TiO ₂	Fe	TiO ₂
Concentrado (separadora en húmedo)	26,25	62,26	9,00	29,97	18,15
Magnético a 0,50 amperios	47,60	55,44	17,20	48,39	62,83
» » 1,00 »	4,85	44,26	22,00	3,93	8,18
» » 2,00 »	1,85	48,32	29,80	1,64	4,22
No magnético	0,45	46,03	14,40	0,37	0,49
Lamas	19,00	45,02	4,20	15,70	6,13
	100,00	54,53	13,02	100,00	100,00

Otro ensayo efectuado en la separadora de imanes permanentes, ha consistido en someter el mineral a una molienda más intensa que la del ensayo anterior hasta obtener la siguiente granulometría:

Tamaños mm.	Peso %
+ 0,15	0,25
+ 0,10	4,40
+ 0,075	7,60
+ 0,05	18,50
-- 0,05	69,25
	100,00

Los resultados obtenidos en este ensayo han sido los siguientes:

Productos	Peso %	Ley %		Rendimiento %	
		Fe	TiO ₂	Fe	TiO ₂
Concentrado	57,00	62,57	7,60	64,12	30,23
Mixtos	7,90	49,32	23,40	7,06	12,90
Esteril	35,10	45,76	23,22	28,82	56,87
	100,00	55,62	14,33	100,00	100,00

Un tercer ensayo efectuado en análogas condiciones, pero moliendo el mineral aún más intensamente hasta obtener la siguiente granulometría:

Tamaños mm.	Peso %
+ 0,10	2,95
+ 0,075	4,25
+ 0,05	18,00
-- 0,05	74,80
	100,00

ha dado el resultado que se indica a continuación:

Productos	Peso %	Ley %		Rendimiento %	
		Fe	TiO ₂	Fe	TiO ₂
Concentrado	48,00	63,42	8,00	54,47	25,58
Mixtos	6,00	49,43	20,60	5,31	8,23
Esteril	46,00	48,86	21,60	40,22	66,19
	100,00	55,88	15,01	100,00	100,00

En todos estos ensayos se observa la influencia favorable del grado de molienda, aunque su efecto es muy pequeño, pues no se consigue rebajar notablemente el contenido de TiO₂ en el concentrado de hierro.

Con este tipo de separadora, tampoco se pueden obtener concentrados de ilmenita aceptables.

Con la separadora electromagnética en húmedo, se han efectuado múltiples

ensayos, pudiéndose considerar como representativo el que damos a continuación. En este ensayo, el mineral ha sido molido a 88 % menos de 200 mallas y pasado por la separadora con intensidades de imantación crecientes, obteniéndose el siguiente resultado:

Productos	Peso %	Ley %		Rendimiento %	
		Fe	TiO ₂	Fe	TiO ₂
Magnético a 1,00 amperios ...	0,64	60,40	8,00	0,69	0,68
» » 1,50 » ...	7,50	63,01	8,20	8,51	4,11
» » 2,00 » ...	19,83	61,33	9,80	21,91	13,00
» » 2,50 » ...	11,25	61,20	9,80	12,40	7,38
No magnético ...	60,78	51,61	18,40	56,49	74,83
	100,00	55,52	14,94	100,00	100,00

Como se ve, la separación electromagnética en húmedo, tampoco permite rebajar de una manera satisfactoria el contenido de TiO₂ en el concentrado de hierro, ni obtener un concentrado aceptable de titanio.

Además de estos ensayos se ha intentado la separación magnética calcinando previamente el mineral, pero los resultados obtenidos han sido negativos.

Recibido 29-VII-1963.

PIERRE CHAUVE y PETER HOPPE

NUEVOS DATOS ESTRATIGRAFICOS Y TECTONICOS SOBRE EL CORRIMIENTO DE BOYAR (PROVINCIA DE CADIZ, ESPAÑA) (*)

R E S U M E N

En la región de Grazalema existe una zona deprimida, alargada de Oeste a Este, que está comprendida entre dos macizos calizos: el corrimiento de Boyar.

Este valle estrecho formado principalmente de Trias margo-yesífero y de flysch cretáceo y terciario, separa dos conjuntos tectónicos diferentes: al Norte las calizas de la Subbética, y al Sur, las calizas de la Penibética. Encierra además, una serie de lentejones (de Los Majales y del Fresnillo), con material estratigráfico diferente de cada una de estas dos unidades.

Desde el punto de vista tectónico, la Subbética reposa sobre la unidad de Paterna y la Penibética viene a cabalgar la Subbética. Los lentejones se encuentran acunados delante de la Penibética. Desde el punto de vista paleogeográfico, la cuestión que se trata de saber, es si estos lentejones, pertenecen al dominio penibético, o bien si tienen un origen más meridional.

R É S U M É

Dans la région de Grazalema existe une zone déprimée, allongée d'Ouest en Est, qui est comprise entre deux massifs calcaires: le corridor de Boyar.

Cette étroite vallée formée principalement de Trias marnogypsifère et de flysch crétacé et tertiaire sépare deux ensembles tectoniques différents: au Nord, les calcaires du Subbétique, au Sud, les calcaires du Pénibétique. Elle renferme, en outre, une série d'écaillés (écaillés de Los Majales et du Fresnillo) à matériel stratigraphique différent de chacune de ces deux unités.

Du point de vue tectonique, le Subbétique repose sur l'unité de Paterna et le Pénibétique vient chevaucher le Subbétique. Les écaillés se trouvent coincées à l'avant du Pénibétique. Du point de vue paléogéographique, la question se pose de savoir si ces écaillés appartiennent au domaine pénibétique, ou bien si elles ont une origine plus méridionale.

(*) Traducción realizada por M.^a Concepción López de Azcona Fraile. «Bull. Soc. Géol. de France», séptima serie, tomo IV, págs. 303-310, año 1962.

I. INTRODUCCIÓN

Después del esquema clásico de las Cordilleras béticas (Fallot, 1948), se distingue una serie de capas de acarreo que son de Sur a Norte y de arriba abajo: la capa de Málaga, las Rondaides y la Subbética *lato sensu*. La Subbética *l. s.* forma el dominio más externo del Oeste de las Cordilleras béticas y ha sido dividida (Blumenthal, 1927) en dos zonas: la Subbética *s. s.* y la Penibética, esta última dividada en Penibética externa, media e interna. En la región de Grazalema, precisamente vienen a enfrentarse los dos conjuntos siguientes: Penibética externa al Sur y Subbética *stricto sensu* al Norte. Para Blumenthal, la Penibética está unida a la capa de Málaga con material paleozoico, más meridional, y sobremonta el dominio subbético más septentrional, que considera como poco más o menos autóctono.

Posteriormente (Blumenthal 1933-1935), pone en duda esta interpretación estructural y hace de estos dos conjuntos una gran unidad casi autóctona, formando un doble pliegue parecido al de la región de Glaris: el doble pliegue gaditano. También a esta idea es a la que se ha referido P. Fallot (1948, p. 130), diciendo que «las investigaciones detalladas no permiten, sin embargo (en la Penibética), ver una unidad acareada independiente de la Subbética».

Sin inclinarnos de momento hacia ningún lado sobre el fondo de la cuestión, subrayemos, con M. Blumenthal, la oposición de facies de estos dos conjuntos que están separados, en el sector estudiado, por el corrimiento de Boyar: depresión alargada de Oeste a Este, donde aflora una serie margo-arenosa más tierna, formada de Trías y de flysch secundario y terciario.

Nos proponemos precisar al principio, primeramente, la serie estratigráfica de los conjuntos penibético y subbético, después estudiar las formaciones que originan el corrimiento de Boyar en particular los lentejones de Los Majales y del Fresnillo. Intentaremos al final dar una explicación tectónica de conjunto.

II. BOSQUEJO SOBRE LA PENIBÉTICA Y LA SUBBÉTICA

1. La Penibética

La Penibética forma los principales macizos calizos al Sur del corrimiento de Boyar: Sierra del Endrinal, Sierra del Caillo, Sierra de Libar. Del Trías superior, se conocen las dolomías amarillentas y plaquetas al-

ternando con arcillas verdes y rojas con nódulos ferruginosos, donde la potencia es de unos sesenta metros.

Encima, en unos 300 metros, vienen dolomías en bancos después de calizas dolomíticas y calizas en bancos compactos. La serie se termina por calizas oolíticas y gravosas; el conjunto corresponde sensiblemente al Lías.

Se atribuye al Jurásico medio 100 metros de calizas y de calizas margosas, con Ostrácodos y Gasterópodos.

El Jurásico superior (200 m.) comienza por calizas gris-blancuzcas en la base y se continúa por calizas más claras. Estas, están sobremontadas por calizas gravosas en gruesos bancos encerrando algunas Algas, como *Polygonella*, y se termina por calizas oolíticas con *Trocholina elongata*, *Valvulinidae*, *Polygonella*, *Globochaete*, *Protoglobigerina*, Ostrácodos, restos de Equinodermo y *Robulus*.

El extremo cumbre del Malm (40 m.) está formado por calizas en gruesos bancos (50 a 60 cm.), nodulosas en la base. Han dado *Globochaete alpina*, *Stomiosphaera minutissima* y *Saccocomidae*. En ciertos lugares se observan calizas con Calpionellas de edad titónica a berriasiense. Esta serie disminuye de potencia hacia el Norte y se termina por una brecha roja con Belemnites en la región de Benaocaz.

Sobre el Titónico vienen a reposar directamente las arcillas verdes y calizas margosa rojas del Cretáceo medio. Estas formaciones rellenan las fisuras kársticas originadas en las calizas del Jurásico terminal. Siguiendo los puntos, puede haber Albense o Cenomanense. Después se encuentra una serie formada por calizas margosas y margas rojas del Cretáceo superior. La serie se continúa con margas rojas eocenas. Finalmente en ciertos puntos, aflora una serie de tipo flysch formada de arcillas verdes y de areniscas amarillentas de edad oligocena que están, sin duda, en relación con la Penibética.

2. La Subbética

La Subbética se desarrolla ampliamente al Norte del corrimiento de Boyar. Forma los macizos calizos de la Sierra del Pinar, del Monte Prieto y de la Sierra Margarita. Recientemente, hemos mostrado (Chauve y Hoppe, 1962) que estos macizos reposan sobre una unidad inferior: la unidad de Paterna.

La serie soporta encima del Trías margo-yesífero calizas y dolomías masivas, algunas veces con sílex, que han dado *Tropidoceras*, cf. *flandrini* (Dum.) del Pliensbaquiense.

Después vienen los lechos de calizas nodulosas rojas del Lías superior, donde M. Blumenthal ha descrito una fauna de edad toarciense con *Hildoceras bifrons* Brug.

Esta serie se continúa por calizas grises en plaquetas y margas rojas que encierran la mayor parte de los niveles del Jurásico superior, y se termina por lechos con Calpionellas.

En continuidad estratigráfica, se observan las calizas margosas blancas del Cretáceo inferior (100 m.), en las que se han encontrado las formas del Berriasiense

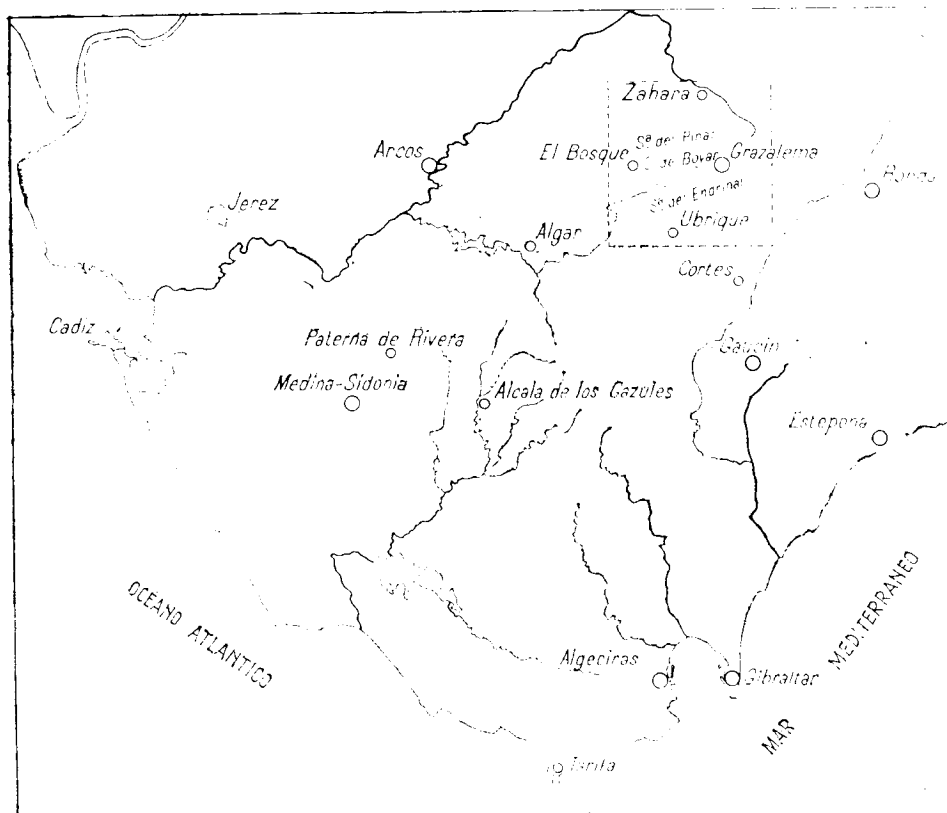


Fig. 1.—Situación geográfica de la región estudiada.

Continúa la serie por una alternancia de margas y de calizas margosas en pequeños bancos de color blanco (rojo en el Senonense), después aparecen los niveles calizo-areniscosos y microconglomeráticos con Nummulites eocenos.

Conclusión

Las series de la Penibética y de la Subbética son por lo tanto diferentes. En una (la Subbética), hay principalmente un Lías muy desarrollado con

facies margosas, un Titónico noduloso rojo, un Cretáceo y un Eoceno calizo-margoso. En la otra (Penibética externa), el Jurásico medio y superior es más calizo, con aparición de facies coralígenas. Pero es sobre todo después del Titónico cuando se acentúan las diferencias; sobre las calizas de este piso, escavadas por profundas fisuras, viene directamente en transgresión el Cretáceo medio.

Tenemos ya, para estas dos series, una oposición de facies bien traza-

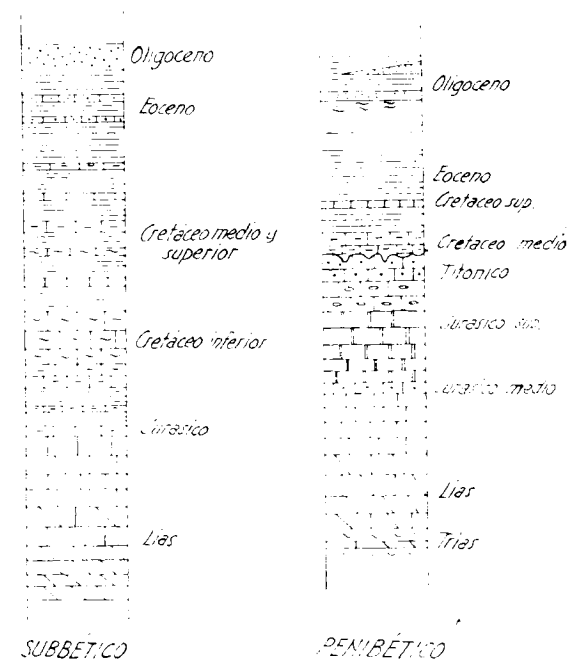


Fig. 2.—Series estratigráficas simplificadas de las Subbética y de la Penibética.

da: corresponden a dos dominios de sedimentación distintos. Esta oposición se marca bien, en el paisaje de un lado y otro del corrimiento de Boyar, con las masas oscuras subbéticas al Norte, y las calizas blancas de la Penibética al Sur.

III. EL CORRIMIENTO DE BOYAR

1. Las escamas de Los Majales y del Fresnillo

Los eslabones de Los Majales y del Fresnillo, de orientación general W. E., están situados en el corrimiento de Boyar, al N. y al NW. de Grazalesma. Han sido ya estudiados por M. Blumenthal, que los ha referido a las unidades que afloran de un lado y otro de este valle. En particular, Blu-

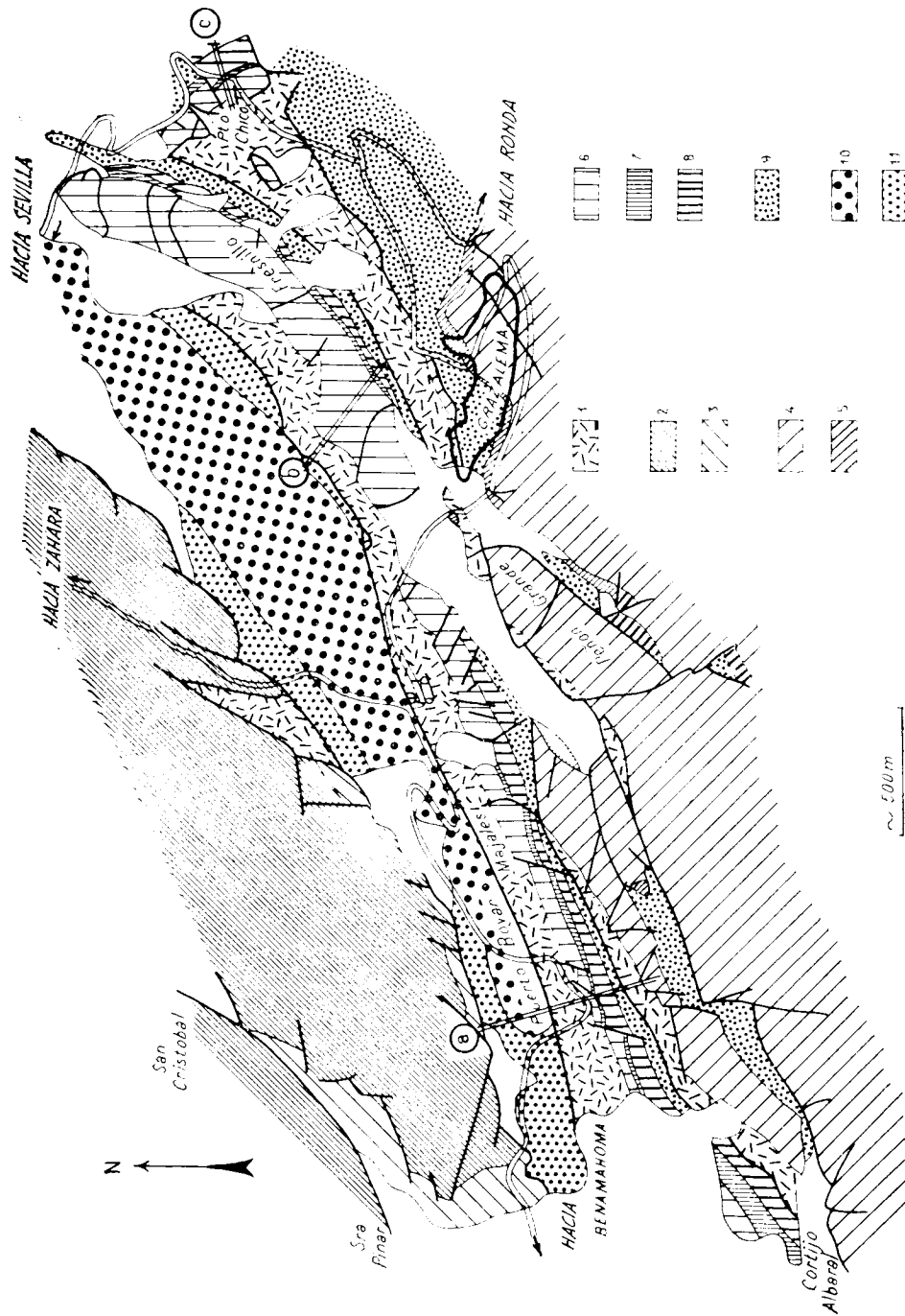


Fig. 3.—Esquema geológico del corrimiento de Boyar. 1: Triás margo yesífero; 2: Lias inferior subbético; 3: Lias medio subbético; 4: Jurásico inferior y medio penibético; 5: Jurásico superior penibético; 6: Jurásico de lentejones; 7: Cretácico inferior y medio de lentejones; 8: Cretácico superior y Eoceno de lentejones; 9: Flysch Oligoceno; 10: Arena de la unidad del corrimiento de Boyar; 11: Caliza margosa, caliza oolítica y microconglomerática y arcillas de la unidad del corrimiento de Boyar;

menthal (1935), une el eslabón de Los Majales a la Penibética que aflora al Sur y hace del Fresnillo un homólogo de las montañas subbéticas que se extienden ampliamente al Norte.

Daremos al principio un corte al lentejón de Los Majales al nivel del Puerto Boyar, después un corte al nivel del Fresnillo, y por último un corte situado al SE. del Fresnillo, en Puerto Chico.

a) Corte del Puerto Boyar (fig. 4 A).

Del Norte hacia el Sur, se encuentran sucesivamente:

1. Calizas y dolomias del Lias subbético.

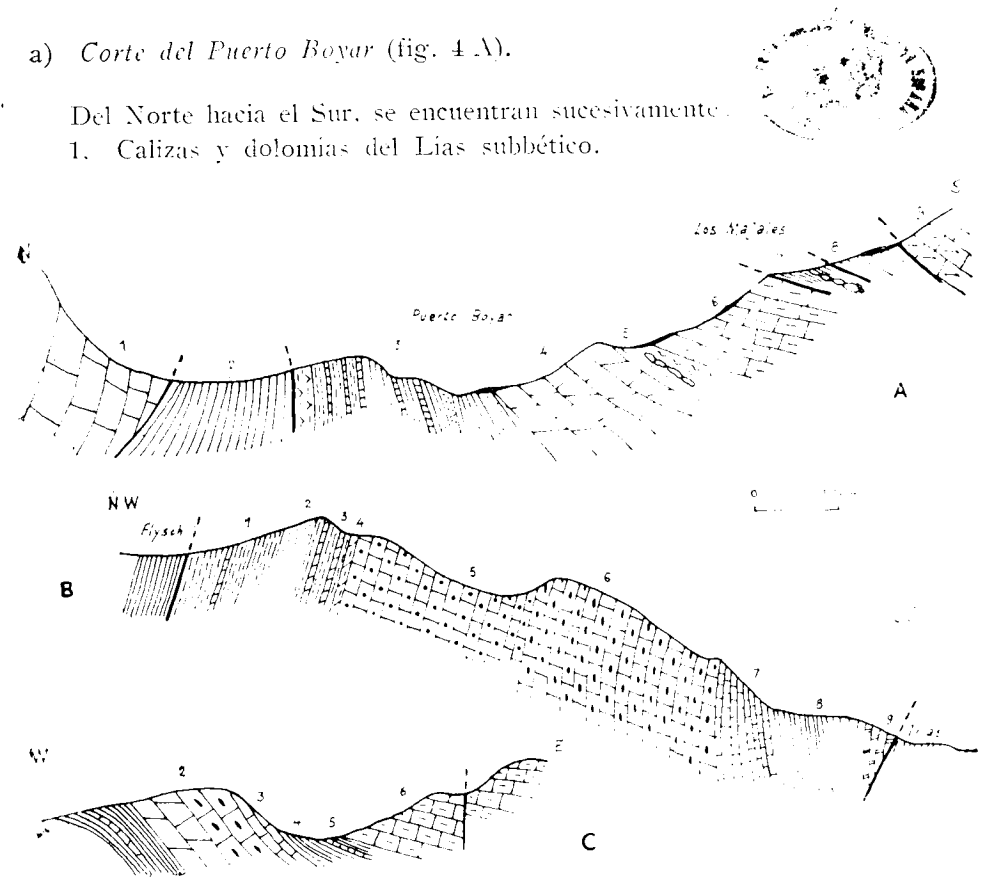


Fig. 4. Cortes a lo largo del corrimiento de Boyar. A: Puerto Boyar (línea a, fig. 3); B: Fresnillo (línea b, fig. 3); C: Puerto Chico (línea c, fig. 3). Los números véanse en el texto.

2. Una capa de arcillas verdes, asociada a las areniscas de tipo flysch que estudiaremos más adelante.

3. El Triás: es donde comienza el corte de los lentejones. Este Triás es potente de una cincuentena de metros. Se encuentran en la base (al Norte) arcillas de varios colores con yeso en algunos decímetros, en seguida arcillas y dolomias (15 m.), después viene una serie formada de arcillas y de calizas

(15 m.), donde ciertos bancos se presentan bajo forma de lumaquela casi por entero constituidos por restos de Lamelibranquios; la serie termina por arcillas y dolomías que pasan en la cumbre del corte a areniscas finas, ligeramente cuarzosas de color blanco amarillento.

4. Después una serie esencialmente dolomítica, en la que se puede distinguir en la base dolomías blancas epigénicas y brechas dolomíticas, que pasan lateralmente a...

5. Lechos rojos, tiernos, formados principalmente de arcillas y de calizas margosas. Una muestra ha dado *Saccocomidae*, *Globochaete alpina*, *Stomiosphaera minutissima*, de edad kimmeridgiense (l. s.); otra ha dado Radiolarios y Calpionellas de edad titónica elevada; una tercera ha dado algunas Globotruncana. Tenemos, por lo tanto, un complejo en el que se observan en una potencia reducida lechos que van del Jurásico superior al Cretáceo superior. Es muy probable que esta serie haya sido laminada.

6. Estos lechos rojos están sobremontados por calizas areniscosas, gris oscuras, con restos de *Microcodium*. Su espesor es de unos 15 m. Los bancos más elevados han suministrado Nummulites, Orthophragminas y Operculinas.

7. Las arcillas rojas y amarillas sobremontan estas calizas. Han suministrado dientes de peces, *Globotruncana sp.*, *Globigerina sp.* y *Gumbelina sp.* Encima están los radiolarites verdes y rojos.

8. Por último, las margas verdes y amarillas azoicas, tal vez atribuibles al Triás, afloran hasta el contacto con la Penibética.

9. Esta última está contituida por calizas gris claro y dolomías, sin duda del Lías.

Este corte nos muestra una serie continua del Lías al Eoceno, con un Triás de tipo germánico, un Jurásico calizo, un Titónico y un Cretáceo fuertemente reducidos y representados por lechos rojos con Radiolarios. Después un Cretáceo superior (?) y un Eoceno formado de calizas areniscosas con *Microcodium*. Es muy probable que la serie esté tectónicamente repetida, por lo menos toda ella parcialmente: en efecto, encima de las calizas con *Microcodium*, se vuelve a encontrar el Cretáceo superior y los radiolarites (¿Malm?), pero en una posición tectónica confusa.

b) Corte del Fresnillo.

Este corte se efectuó en el Peñón del Fresnillo, al norte de Grazalema (fig. 4 B); y se observa:

1. El Triás (35 m.), que comienza (al Norte) por las pelitas un poco arenosas, verdes y rojas, alternando con bancos de dolomías, se continúa por areniscas finas blancas o amarillentas, ligeramente samíticas, después de nuevo por arcillas y dolomías. Termina por una brecha dolomítica.

2. El Jurásico (150 a 200 m.) comienza por calizas oolíticas con *Valve-*

limidae, *Textularidae*, *Nautiloculina*, Gasterópodos; se continúa por calizas estratificadas gris-blancuzcas con sílex gris-negro, con *Pseudocyclammina*. Hacia la cumbre aparecen calizas en plaquetas más oscuras.

3. El Cretáceo inferior y medio (30 m.) está representado por las margas y calizas margosas rojas y por las margas verdosas.

4. Por último vienen, en unos 15 m., las calizas areniscosas grises con *Microcodium*, análogas a las del corte precedente. Un nivel de esta formación ha suministrado a M. Blumenthal los Nummulites.

c) Corte del Puerto Chico.

Este corte se sitúa a un lado y otro de la carretera que va de Grazalema a Sevilla, al NW. de Puerto Chico, en el desfiladero atravesado por la carretera actual (fig. 4 C). De Oeste a Este se observa:

1. El Triás, formado de arcillas multicolores y de dolomías.

2. El Jurásico (40 m.) con dolomías epigenéticas en la base, después calizas y dolomías epigenéticas con sílex negros.

3. El Titónico (2 m.): conglomerado calizo con Belemnites y *Aptychus*.

4. Margo-calizas grises y rojas (2 m.).

5. Margas verdes aceitunadas con plaquetas con *Globotruncana* (3 m.).

6. Calizas areniscosas, gris oscuro, con *Microcodium* (35 m.).

d) Comparación de los tres cortes.

Los tres cortes, efectuados de Este a Oeste en las cadenas situadas en la depresión que separa los dominios de la Penibética y de la Subbética, presentan una gran analogía. En la base de la serie, reposando sobre el Triás, se encuentra la sucesión siguiente: dolomías y brechas dolomíticas calizas oolíticas y compactas, calizas con sílex, algunas veces calizas con *Aptychus* y Belemnites, una serie margosa y verde con radiolarites, calizas areniscosas grises oscuras con *Microcodium*, en las que los niveles superiores encierran Nummulites. Esta serie está en general más comprimida en el Puerto Boyar, sin duda a causa de los esfuerzos tectónicos, excepto por el Triás. Notaremos que esta serie es totalmente diferente de la Subbética que aflora al Norte, y presenta muchas diferencias con la Penibética; el único punto común con esta serie es el conglomerado con *Aptychus* y Belemnites de edad titónica sin duda, que ha sido observado en Benaocaz (¿Penibética?) en el Cortijo Albaral y en el Puerto Chico (en los lentejones).

Podemos, por lo tanto, pensar que las cadenas de Los Majales y del Fresnillo, que se presentan con la forma de una serie de lentejones alineados de Oeste a Este, y acunados entre la Subbética (al Norte) y la Penibética (al Sur), forman parte de una misma unidad, poseyendo facies diferentes de las que se observan al Norte y al Sur.

2. El flysch del corrimiento de Boyar (unidad del corrimiento de Boyar)

Fuera de los lentejones de Los Majales y del Fresnillo, existe un cierto número de afloramientos con facies flysch. Para comenzar, las series de arcillas grises y verdes y las areniscas amarillentas de edad oligocena, que afloran principalmente al Sur de los lentejones, hay que referirlas a la cobertura de la Penibética.

Por otra parte, entre los lentejones de Majales-Fresnillo y la Subbética, se intercala un potente flysch: la unidad del corrimiento de Boyar. Esta se prolonga fuertemente hacia el Norte y aparece en serie invertida. En todo caso (fig. 5), tenemos de abajo arriba (situación actual):

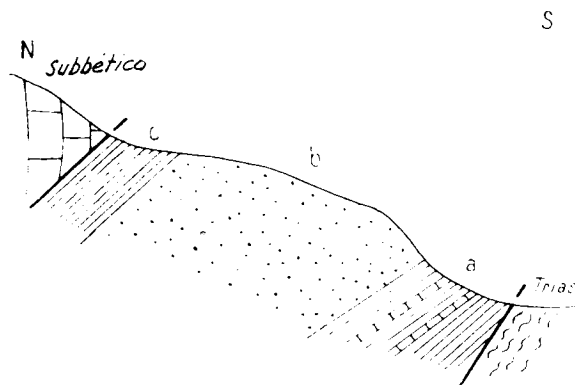


Fig. 5.—Corte esquemático de la unidad del corrimiento de Boyar al N. de Fresnillo. Las letras véanse en el texto.

a) Una serie tierna en la que se encuentran fragmentos de calizas, del tamaño de la grava u oolíticos. Una capa en una caliza de grano fino, en parte recristalizada, ha dado *Pithonca ovalis*, «*Stomiosphaera*» *spherica*, *Gümbelina*, pequeñas *Globigerinas* sin duda de edad cenomanense. Las calizas oolíticas, en la superficie de las cuales hay sin duda restos de *Aptychus*, han suministrado los cantos con *Trocholinas*, con *Calpionella alpina* y *elíptica*, y con *Globigerina* gr. *stuarti* y *Gl. sp.*, sin duda de edad senonense superior.

b) Areniscas finas de color amarillento, verdoso en la fractura.

c) Arcillas verdes ligeramente esquistosas, que no han proporcionado actualmente ninguna microfauna.

Este conjunto parece que tiene alguna analogía con ciertas unidades del flysch del Campo de Gibraltar (Didon y Durand Delga, 1959; Didon, 1961). Los niveles tiernos con plaquetas se parecen mucho a los de la unidad de Camarote, y las areniscas hacen pensar en las areniscas de la unidad de Los Nogales.

Conclusiones

El estudio de las formaciones que afloran en el corrimiento de Boyar, así como los macizos calizos que lo limitan al Norte y al Sur, nos ha permitido establecer las conclusiones siguientes:

1. Se observa en el corrimiento de Boyar, al N. de los lentejones calizos, una serie de tipo flysch (unidad del corrimiento de Boyar), formada de areniscas y de arcillas con plaquetas calizas que recuerdan ciertas unidades del Campo de Gibraltar (unidad de Camarote y de Los Nogales).

2. Existe una clara oposición de facies en las montañas calizas que se enfrentan en el corrimiento de Boyar. Esta diferencia corresponde a dos dominios de sedimentación distintos. Es por lo tanto conveniente conservar los términos de Penibética y de Subbética.

3. La comparación de los diferentes lentejones de esta región permite subrayar que las cadenas de Los Majales y del Fresnillo pertenecen a una misma unidad estratigráfica y tectónica, donde las facies son totalmente diferentes de las de la Subbética y no tienen más que muy pequeñas analogías con las de la Penibética, de las que difieren en particular por los estratos con radiolarites y, sobre todo, por las calizas con *Microcodium*.

Una primera hipótesis (Dürr y *alt.*, 1962) ha sido propuesta. Consiste en admitir un paso progresivo de la Penibética a la Subbética por una zona de altos fondos, correspondiendo justamente a los lentejones de Los Majales y del Fresnillo, que representaría las facies intermedias. Después del estudio detallado de las series subbéticas del Norte del corrimiento de Boyar, esta interpretación debe ser abandonada.

Una segunda hipótesis consiste en admitir un paso progresivo de la Penibética a los lentejones, viniendo este conjunto a cabalgar la Subbética. Los argumentos que se encuentran en favor de esta hipótesis son, en principio, la disminución de espesor observado en la Penibética hacia el Norte, al nivel del Peñón Grande, así como la presencia en esta región de breccias con *Aptychus* y *Belemnites* del Titónico.

Por último, se puede considerar (P. Chauvé) un origen más meridional de estos lentejones, que tenga ciertos puntos comunes tanto con la cubierta mesozoica de la capa de Málaga como con las unidades del flysch. Los lentejones de Los Majales y del Fresnillo podrían provenir, bien de una zona comprendida entre la Penibética y la capa de Málaga, o bien de una región situada aún más al Sur, en los dominios de sedimentación de las capas del flysch. En este caso, se puede pensar en una colocación en su lugar de estas *escumas* en el momento de la llegada de las capas. No es más que por lo siguiente, en el curso de los movimientos tardíos, que los *lentejones* se encuentran coincidentes bajo la Penibética.

BIBLIOGRAFÍA

- BLUMENTHAL, M. (1927): *Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central und Süd-West-Andalusien*. «Ecl. geol. Helv.», vol. XX, p. 487-532, pl. XVIII.
- — (1930): *Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce*. «Ibid.», vol. XXI, p. 41-203.
- — (1933 a): *Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du Sud-Ouest de l'Andalousie*. «C. R. Ac. Sc.», t. 197, p. 1138.
- — (1933 b): *Sur l'autochtonie du pénibétique dans la province de Cadix*. «Ibid.», t. 197, p. 1168.
- — (1933 c): *Geologie der Berge und Ronda*. «Ecl. geol. Helv.», vol. 26, p. 43-92.
- — (1935): *Allure de la tectonique et définition du «double pli Gaditan» (Andalousie)*. «B. S. G. E.», (5), V, p. 659-686, 1 pl., 2 fig.
- CHAUVÉ, P. (1960): *Etude de quelques affleurements jurassiques de la région d'Alcala de los Gazules (prov. de Cadix, Espagne)*. «Ibid.», (7), II, p. 345-351, 4 fig.
- — (1962): *Structure de la région centrale de la province de Cadix (Espagne)*. «In» Livre Mém. Prof. P. Fallot, t. I, p. 257-264, 8 fig. Mém. h. sér. Soc. géol. France.
- — y HOPPE, P. (1962): *Sur l'existence d'affleurements de l'Unité de Paterna dans la région El Bosque-Zahara (province de Cadix, Espagne)*. «C. R. Ac. Sc.», t. 225, p. 330-332.
- DIDON, J. (1962): *Les unités ultra-bétiques du flysch gaditan au Nord et Nord-Est d'Algésiras (Schéma tectonique et interprétation paléogéographique)*. «In» Livre Mém. Prof. P. Fallot, t. I, p. 265-272, 3 fig. Mém. h. sér. Soc. géol. France.
- — y DURAND DELGA, M. (1959): *Existence d'un flysch marino-gréseux du Tithonique-Néocomien au Nord de Gibraltar (Espagne méridionale)*. «C. R. Ac. Sc.», t. 248, p. 2779-2781.
- DÖRR, S., HOEPFNER, R., HOPPE, P. y KOCKEL, F. (1961): *Die Geologie der Berge zwischen dem Guadalhorce und dem campo de Gibraltar (Südspanien)*. «Geol. Rundschau», Bd 51, p. 239-249, 3 fig., 1 tabla.
- — (1962): *Géologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)*. «In» Livre Mém. Prof. P. Fallot, t. I, p. 199-217, 4 fig. Mém. h. sér. Soc. géol. France.
- FALLOT, P. (1948): *Les Cordillères bétiques*. «Ecl. Geol.», núm. 8, p. 83-172, 12 figs., 3 pl.
- GAYMA Y LABORDE, J. (1916): *Regiones petrolíferas de Andalucía*. «B. I. G. E.», t. 37, 12. 2.ª sér., p. 33-208, 10 pl., 3 cartes.
- — (1924): *Mapa geológico de la provincia de Cádiz*. Madrid, «Ins. Geol. y Min.», España.

Recibido 8 NI 1963.

JÜRGEN-FERDINAND VON RAUMER

GEOLOGIA DEL BASAMENTO DEL N. O. DE ESPAÑA EN NOYA (LA CORUÑA) (*)

ZUSAMMENFASSUNG

Durch geologische Kartierung, verbunden mit Strukturanalyse, Korngefügemessungen und Dünnschliffuntersuchungen, wurde eine genauere Klärung der Geologie und Petrographie des Grundgebirges der Halbinsel Noya in Nordwest-Spanien angestrebt.

Metamorphe Gesteine der Hornblende-Hornfels-Fazies — Glimmerschiefer (tonige Sedimente), Biotit-Feldspatgneise (Arkosen), Quarzite mit wechselndem Biotitgehalt (tonige Sandsteine) und amphibolitische Gesteine (Tuffite) — finden sich zusammen mit sauren, feldspatreichen Augengneisen und älteren porphyrischen Biotit Graniten vor allem in der Zone des Metamorphikums von Noya und als Restschollen in dem Hauptgranit, der den größten Teil der Halbinsel einnimmt.

Nach den Gefügeuntersuchungen in den Rahmengesteinen wurden diese von einer älteren Deformation B in NNW-SSW-Richtung betroffen. Ihr folgte eine jüngere, von Material und Struktur unabhängige Deformation B' in NW-SE-Richtung, die den Granit und seine Hülle gleichmäßig erfaßte und einen einheitlichen tektonischen Bau schuf. Er ist als variszisch anzusehen, weil er sich vollkommen in den regionalen Großbau einfügt.

Der Hauptgranit ist ein Zweiglimmer-Gneisgranit mit zahlreichen, großen, metamorphen Einschlüssen, die ihn in Richtung der jüngeren Falten durchziehen. Ein jüngerer, feinkörniger Zweiglimmer-Granit durchsetzt den gröberen an Klüften.

Übereinstimmend mit der jüngeren Faltung weisen beide eine steilstehende Biotit-Regel auf. Die Biotitflächen ergeben das Bild eines großräumigen Fächers, dessen Flächen im Westbereich nach Osten einfallen und im Ostbereich steil stehen. Eine zugleich vorhandene Feldspat-Regel hat in dem ganzen Bereich eine schwach nach Westen einfallende Lage, besitzt aber im einzelnen feinere Strukturen, deren Faltenachsen mit den B-Achsen der metamorphen Einschlüsse übereinstimmen.

Die Biotit-Regel findet sich auch in einer Variante des Hauptgranits im Westen der Halbinsel, wo bei Corrubedo sehr viele kleine Xenolithe den Habitus des Granits verändern.

Bei seiner Platznahme blättert der Granit die randlichen Bereiche großer Einschlüsse

(*) Traducción, por J. M. Ríos, directa del original alemán titulado «Geologie des nordwest-spanischen Grundgebirges bei Noya (La Coruña)». Es una referencia bibliográfica preparada por el Prof. Dr. F. Lozke del Geologisch Paläontologischen Institut der Universität Münster.

lein auf, wobei inselhaft zurückbleibende kleine Reste des Nebengesteins als scheibenförmige Körper passiv in den Faltenbau eingeregelt wurden und diesen abbildeten.

Auch in den kleinen Vorkommen metatekter Gesteine zeigt sich eine Übereinstimmung der Strukturen mit dem allgemeinen Faltenbau.

Nach der Platznahme drang eine Gangfolge in den Granit und dessen Nebengestein längs eines regional gleichbleibenden Spaltensystems ein, wobei älteren Pegmatiten und Apliten jüngere Pegmatite und endlich Quarzgänge folgten.

Der ganze Bereich reagierte auf die herrschenden Spannungen im Sinne eines Körpers, der anfangs plastisch deformiert wurde und im Endstadium als steifer Block längs Scherklüften zerbrach, indem sich die Spannungen an den vorgezeichneten Kluftsystemen ausglich.

In einer letzten Phase traten posttektonische Granite auf, die nach dem Chemismus zur pazifischen Sippe gehören. Es sind grobe Biotit-Granite, die randlich in reine Muskowit-Granite übergehen und in der Nähe größerer Einschlüsse Granat führen. Durch autometasonatische Umwandlung bildeten sich rote Granite. Teilweise finden sich porphyrische Kalifeldspat-Einsprenglinge, die neben Zonarbau als Besonderheit Sanduhr-Strukturen aus Biotit aufweisen.

Hebungen des westgalicischen Granit-Massivs, als dessen westliches Teilstück man das untersuchte Gebiet auffassen muß, deuten den Abschluß der orogenen Ereignisse an; sie führten zu ausgedehnter Abtragung des ganzen Bereichs. Spätere Sedimentation ist in kleinen Resten roter Ablagerungen und in weit verbreiteten jungen Schottern zu erkennen.

Se ha intentado dar una mayor precisión a la geología y petrografía del basamento de la Península de Noya, en el noroeste de España, haciendo uso de la cartografía geológica, en relación con estudios de análisis estructural, medidas de texturas granulares, e investigaciones sobre preparaciones delgadas.

Encontramos rocas metamórficas de las facies hornblenda-cornubianita, micacitas (sedimentos arcillosos), neis de feldespato-biotita (arcosas), cuarzas con contenido variable de biotita (areniscas arcillosas) y rocas anfibolíticas (tufitas), junto con neis glandulares ricos en feldespatos, y viejos granitos de biotita porfídicos, sobre todo en la zona del metamórfico de Noya, como isleos remanentes dentro del granito principal, que compone la mayor parte de la Península.

Según las investigaciones texturales llevadas a cabo en las rocas enmarcantes, éstas fueron afectadas por una deformación B más vieja, de dirección NNO-SSE. Le sucedió una deformación B' más joven, de dirección NO-SE., independiente por lo que a material y estructuras se refiere, que abarcó igual y conjuntamente al granito y a su envoltura, y creó una disposición tectónica unitaria. Debe considerarse como varisca, ya que se adapta por completo en la gran estructura regional.

El granito principal es un granito neísico de dos micas, con abundantes inclusiones grandes, metamórficas, que se disponen en la dirección de los

plegamientos más jóvenes. Un granito más moderno, de dos micas, y grano fino, cruza al más basto según fisuras.

Coincidente con el plegamiento más joven, muestran ambos una conjunta disposición normativa para la biotita, que se coloca en disposición empujada. Las superficies biotíticas ofrecen la imagen de un haz de amplio ámbito, cuyas superficies buzan hacia el Este en el dominio occidental y están próximas a la vertical en el oriental. Una disposición normativa del feldespato, presente igualmente, se ofrece en todo el dominio como ligeramente inclinada hacia el Oeste, pero posee en detalle estructuras más finas, cuyos ejes de plegamiento coinciden con los ejes B de las inclusiones metamórficas.

La disposición normativa de la biotita se encuentra también en una variante del granito principal, en el oeste de la península, donde (en Corrubedo) hay una gran cantidad de pequeños xenólitos que alteran el habitus del granito.

En su implantación, el granito deshojó finalmente las inclusiones mayores, procedentes de los dominios marginales, en cuyo proceso, pequeños restos de las rocas vecinas a modo de isleos remanentes, quedaron como cuerpos discoidales ordenados pasivamente en la arquitectura de pliegues, reflejándola.

También en los pequeños afloramientos de rocas metatécnicas se ofrece una coincidencia de las estructuras con respecto a la disposición arquitectónica general.

Tras la implantación penetró en los granitos y sus rocas vecinas una secuela filoniana a lo largo de un sistema de grietas de categoría regional, en cuyo proceso siguieron, a las pegmatitas y aplitas más viejas, otras pegmatitas más jóvenes y, finalmente, filones de cuarzo.

Todo el ámbito reaccionó a los esfuerzos dominantes en el sentido de un cuerpo que comenzó con una deformación plástica, y que en una etapa final, ya como bloque más rígido, se rasgó a lo largo de grietas cortantes, en cuyo proceso los esfuerzos se acomodaron o liberaron según los sistemas de grietas pre-existentes.

En una última fase se presentaron granitos post-tectónicos, que, de acuerdo con su quimismo, pertenecen a la rama pacífica. Se trata de bastos granitos de biotita, que pasan marginalmente a puros granitos de muscovita y en la vecindad comportan inclusiones de granates de mayores tamaños. Mediante reformación autometasonática se constituyeron granitos rojos. En parte encontramos salpicaduras de feldespatos potásicos porfídicos, que además de estructura zonar muestran, como peculiaridad, estructuras de biotita en reloj de arena.

Alzamientos del macizo granítico del oeste de Galicia, del que consideramos que la zona investigada constituye la parte occidental, sugieren la terminación de los acontecimientos orogénicos; condujeron a una extensa ablación de todo el dominio. Una sedimentación postrera se reconoce en pequeños restos de depósitos rojos y en la amplia repartición de jóvenes acarreos

FRANZ LOTZE (MÜNSTER, WESTF.)

INVESTIGACION DE LA ESTRATIGRAFIA FINA
DEL CENOMANENSE INFERIOR (CAPAS DE ORDUNTE,
SUPERIORES) DEL VALLE DE MENA
(ESPAÑA SEPTENTRIONAL) (1)

R E S U M E N

El método desarrollado por el autor para el estudio del Turonense tabular de Lengerich (Osning) ha sido aplicado para el Cenomanense más bajo del Valle de Mena. Se manifestó también en este caso como un método absolutamente apropiado para establecer el paralelismo sincrono muy exacto de las formaciones. La rítmica de los estratos resultó ser extraordinariamente constante para las «capas superiores de Ordunte» en toda la región investigada, en la que además no se registra ningún cambio de facies digno de mención. Las variaciones de espesores son igualmente muy reducidas. En conjunto disminuyen algo hacia el Oeste, y lo hacen, sobre todo, a costa de las intercalaciones arcillosas.

ZUSAMMENFASSUNG

Die vom Verf. für den Turonpläner von Lengerich (Osning) entwickelte feinstratigraphische Methode wurde auf das tiefere Cenoman des Valles de Mena (Nordspanien) übertragen. Sie bewährte sich auch hier als sehr genaue synchrone Parallelisierungsmöglichkeit in vollem Masse. Die Schichtrhythmik erwies sich bei den Oberen Ordunte Schichten über das untersuchte Gebiet hin als ausserordentlich konstant. Auch vollzieht sich in ihm kein nennenswerter Fazieswechsel. Ebenso ändert sich die Mächtigkeit nur sehr wenig. Insgesamt nimmt sie gegen W ein wenig ab, und zwar hauptsächlich auf Kosten der tonigen Einschaltungen.

Los estudios de estratigrafía fina llevados a cabo por el autor en Osning, Westfalia, hace algunos años y sobre los que informé ya (Lotze, 1952 y 1953), mostraron que en el Turonense tableado (Turon-Pläner), los ciclos de sedimentación de pequeña escala (con grosores, de lechos y bancos, de centímetro a decímetro), ofrecen una excelente posibilidad de correlación. En

(1) Traducción directa, por J. M. Ríos, de la versión original en lengua alemana titulada «Feinstratigraphische Untersuchungen im tieferen Cenoman (Obere Ordunte Schichten) del Valle de Mena (Nord-Spanien)», aparecido en «N.-Jb. Geol. Paläontol.», nov. 1962. Stuttgart. Se publica gracias a la amable autorización del autor y de los editores.

regiones de extensión reducida, con suficiente calidad de afloramiento, permiten, en el caso de una estratificación tan consistente como la que aquí encontramos, un establecimiento tan exacto de correlación de edades como no puede alcanzarse por ninguno de los restantes métodos hasta ahora conocidos. Así es que el método de litoestratigrafía fina resulta en este caso muy ventajoso, incluso comparado con el paleontológico, ya que éste alcanza su máximo valor solamente para correlaciones a través de ámbitos amplios así como para la situación de los estratos dentro de la escala estratigráfica general.

Se estimó aconsejable contrastar las investigaciones llevadas a cabo en el Cretáceo superior de Westfalia con alguna otra zona, y todavía más, examinar las posibilidades del método en algún dominio en que no se disponga de los abundantes afloramientos artificiales que ofrecía en tan gran medida la región de Osning de Lengerich, y en que pudiéramos apoyarnos solamente en los que la misma Naturaleza ofrece. Para ello merecía la pena intentar localizar un grado de dificultad «media», el cual se caracteriza por un lado en que la continuidad de los estratos no sea tal que una determinada capa individual pueda seguirse directa y continuamente de localidad en localidad; por otro lado, sin embargo, ha de reunir la condición de que dentro de determinados trayectos haya fragmentos algo considerables de la serie estratigráfica que puedan ser medidos con la escala centimétrica. También las circunstancias de la disposición de los estratos deberían quedar dentro de una complejidad «media», es decir, no deberían faltar saltos o doblamientos de escaso alcance, pero la disposición conjunta debería resultar claramente apreciable.

Tales condiciones las ofrece el Cretáceo superior del Valle de Mena en las Cadenas Cantábricas (Zona marginal septentrional de la provincia de Burgos). Entre las formaciones que lo constituyen seleccionamos para investigación especial los estratos más profundos de la secuencia marga-caliza del Cenomanense, que puede subdividirse de la siguiente manera (Lotze, 1960, página 142).

Las capas de Ordunte pueden subdividirse en capas de Ordunte superior, medio e inferior.

Un problema especial lo constituye aquí la cuestión de dónde pueda establecerse con exactitud la frontera bioestratigráfica entre el Albense y el Cenomanense y, aún más especialmente, si el tan destacado límite petrográfico en la base de las capas de Ordunte, en que una potente serie de areniscas marca la separación entre la secuencia marga-caliza de las capas de Ordunte, representa también el contacto bioestratigráfico Albense-Cenomanense.

Para el enjuiciamiento de esta cuestión disponemos, como material fó-

sil, de ammonites y foraminíferos, especialmente orbitolinas. En las rocas situadas poco por debajo de las capas de Ordunte encontramos una forma de ammonites, que J. Wiedmann clasificó como *Submantelliceras* sp., forma que corresponde a la base del Cenomanense, aunque, según manifestaciones

SERIE ESTRATIGRÁFICA		Zonas de Ammonites
<i>Al techo: Turonense</i>		
V. Capas de Cabezas ...	} Superior ...	6 (?)
IV. Capas de Hijuela ...		5
III. Capas de Arceo ...		4
II. Capas de Campillo ...		3
I. Capas de Ordunte: Inferior ...	} Cenomanense	2 (+ 1?)
<i>Al muro: Albense superior (hasta Cenomanense 1?)</i>		

de Collignon (comunicación escrita a Wiedmann), no puede excluirse la posibilidad de un Albense superior. En los horizontes correspondientes situados al este del Valle de Mena encontré formas seguras del Albense alto, hecho que fue confirmado por Wiedmann (1962), quien, sin embargo, se mantiene en la opinión de que, en la zona de Mena, las capas con *Submantelliceras* han de incluirse todavía en el Cenomanense, incluso aun cuando facialmente correspondan al horizonte que más al Oeste ha resultado ser Albense. Por consiguiente, se inclina a aceptar que el límite yacente de mis capas de Ordunte constituye un límite de facies que cruza oblicuamente a través de la escala de edades, de forma tal que, en la zona de Mena, la facies arenosa «Albense» es todavía Cenomanense, pero más al Este es exclusivamente Albense.

La resolución de esta cuestión debería servir también de apoyo a la investigación de la estratigrafía fina de las capas de Ordunte. Debería ser comprobado si la alternancia, en el tiempo, de la facies de areniscas a marga-caliza resulta sincrona para todo el ámbito.

La faja investigada (fig. 1) sigue en dirección Este-Oeste el curso del río Ordunte, cuyas empinadas orillas ofrecen afloramientos más o menos profundos, pero que no transcurren según el rumbo. El río sigue, por consiguiente, un transcurso oscilante a través de la serie de las capas de Ordunte, en forma tal que discurre tan pronto por niveles más altos como ni-

veles más bajos. A esto se añade el que algunas fallitas originan transposiciones laterales, de modo que en la prolongación del rumbo exacto de un determinado paquete de capas de un determinado afloramiento, no encontramos ese mismo paquete, sino otro más alto o más bajo.

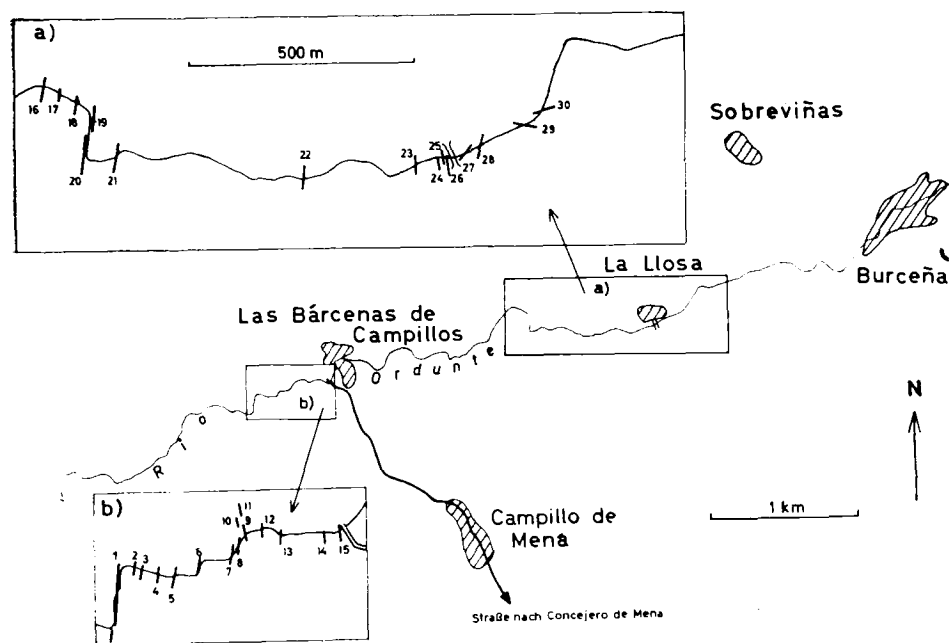


Fig. 1. Esquema de la disposición general del distrito investigado. En los dos mapas de detalle auxiliares se ha señalado la situación de los 30 perfiles en que se ha trabajado. Escala del esquema principal, 1:50.000. De los detalles, 1:16.600.

Con la escala centimétrica se midieron a lo largo del cauce del río 30 perfiles de capas, que se reparten en una distancia de tres kilómetros (ver figura 1). La suma total de los elementos parciales así medidos resulta acumuladamente unos 160 metros. El conjunto abarcado por la investigación dentro de las capas de Ordunte alcanza un espesor de unos 58 metros.

En las figuras 2-8 aparecen reunidos los perfiles, correspondientes todos ellos a la parte principal de las capas de Ordunte superior (tramos A-F, véase más adelante). No se ha omitido nada con objeto de evitar que el resultado quedase falseado por una elección inconsciente. Debemos subrayar que cada uno de los perfiles fue obtenido con absoluta independencia de los restantes. En la mayor parte de los casos ni siquiera se sabía, en el momento del levantamiento, a qué nivel del perfil correspondía un determinado afloramiento, información que sólo se alcanzaba cuando se llevaba a cabo la consiguiente correlación gráfica.

Desde un punto de vista litológico se trata de deposiciones, en alternancia sostenida, de hiladas que varían de delgadas a bancos de grosor medio, compuestas por margas arcillosas, margas, margas calizas, calizas margosas y calizas más puras. Como elementos clásticos encontramos, sobre todo en los estratos arcillosos y clásticos, en menor grado también las calizas margosas y calizas. Además de la arcilla, arenas cuarzosas de grano fino y muscovita en escamitas finas. Los ammonites quedan confinados en determinados bancos, bastante destacados. Otras características distintivas nos las suministran las constituciones de los contactos de estratos, que tan pronto son fluidos e insensibles, como ocurre con los tránsitos de margas arcillosas a margas o a calizas margosas, o bien pueden quedar agudamente señalados y destacados como ocurre más frecuentemente con las caras superiores de los bancos calizos.

Sólo ocasionalmente aparecen lisas y regulares las superficies de separación, ya que la mayor parte de las veces están más o menos abolladas. Es frecuente que los bancos calizos parezca que resulten de la aglomeración de concreciones calizas, en cuyo caso, tanto la superficie inferior como la superior son irregulares, nudosas o nodulosas. A veces bancos más compactos de caliza se resuelven en hiladas nodulosas, en hiladas de lentejones calizos más o menos grandes, para volverse a reunir de nuevo en un banco calizo más uniforme. También puede ocurrir que un banco margo-calizo puro pase lateralmente a una marga califera, en cuyo caso destaca como más sólido y compacto que las capas que lo acompañan.

De entre los 30 perfiles obtenidos solamente se han reproducido aquí las anotaciones de campo del perfil 13, como aclaración de los métodos empleados para levantamiento y anotación. La columna que exponemos a continuación va ordenada de arriba abajo. (Compárense con la representación gráfica de este perfil en la fig. 6):

Perfil 13

(Capas de Ordunte por encima del puente en las Bárcenas de Campillos)

En sentido descendente:

Unos 35 centímetros de margas pizarreñas.

10-13 centímetros de margas más calizas, en lentejones que engruesan y adelgazan.

24 centímetros de margas; incluyen hiladas arcillosas blandas.

13 centímetros de caliza.

22-23 centímetros de margas.

14 centímetros banco calizo, en tránsito hacia abajo a:

33 centímetros de margas, más calizas por debajo.
 18 centímetros, banco sólido de caliza.
 9 centímetros de margas.
 6 centímetros, banco calizo noduloso.
 18 centímetros de margas.
 11 centímetros, banco calizo noduloso, dividido en dos por una delgada banda de margas.

Unos 20 centímetros de margas, en la parte alta tiene lentejones calizos nodulosos en cuñas.

8-10 centímetros, banco calizo noduloso.
 15 centímetros de margas.
 7 centímetros, banco calizo sólido.
 9 centímetros de margas.
 8 centímetros de margas calizas nodulosas.
 18 centímetros de margas.
 Unos 15 centímetros, banco calizo sólido, noduloso.
 22 centímetros de margas.
 Unos 15 centímetros, banco calizo sólido.
 10-15 centímetros de margas.
 10-15 centímetros de caliza sólida.

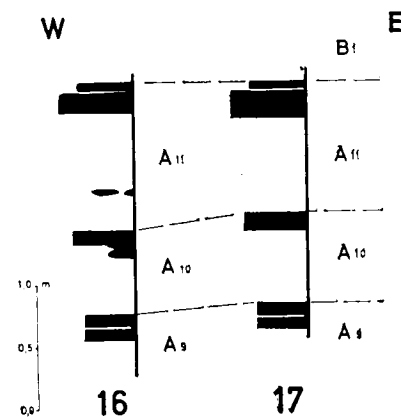


Fig. 2.—Estratigrafía fina de las capas A₉ a B₁ del paquete Ordunte superior. La ubicación de los perfiles representados puede verse en la fig 1.

En las representaciones gráficas (fig. 2-8), se operó con la misma técnica que en el caso del Turonense de Lengerich; la vertical nos da la potencia de las capas; el desarrollo en sentido horizontal de cada banco corresponde al contenido en cal: las barras más largas en el dibujo corresponden a los bancos calizos más puros, que son también más duros, más re-

sistentes, y que por consiguiente resultan también más salientes en los afloramientos de las márgenes del río. Proporcionalmente más cortas resultan las barras que representan los bancos con un contenido relativamen-

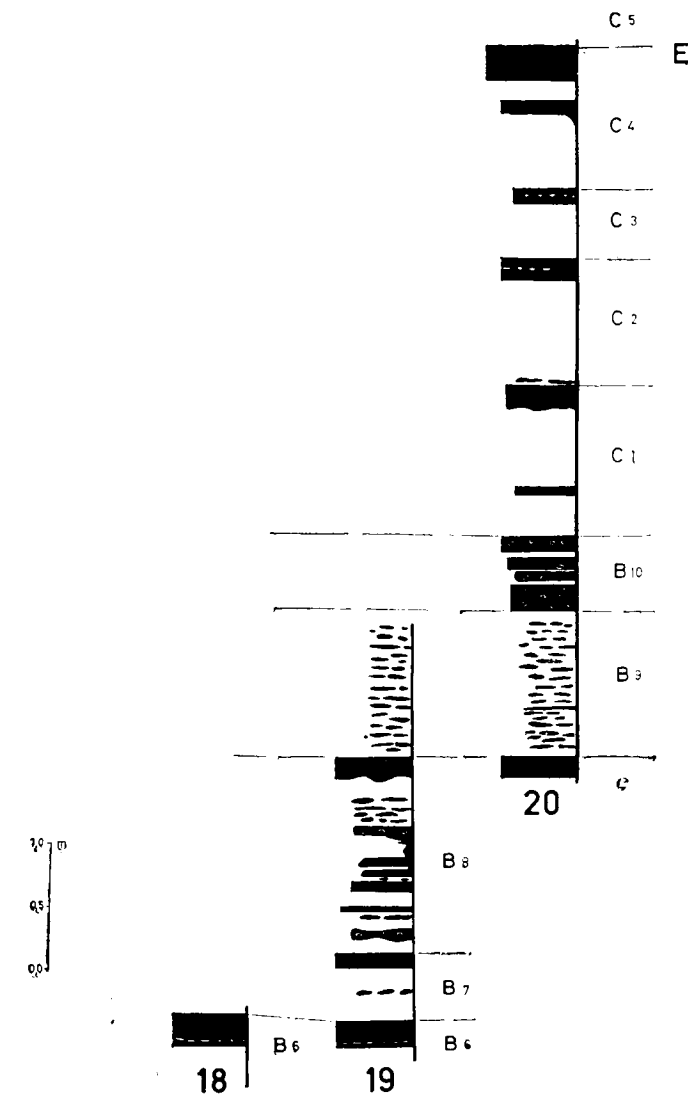


Fig. 3.—Estratigrafía fina de las capas de Ordunte Superior, B₆ a C₅.

te más bajo en cal. También se indica gráficamente la índole de las superficies de separación y la estructura de los bancos.

La correlación de las capas se llevó a cabo desplazando por resbalamiento los dibujos de los perfiles trazados sobre tiras de papel milimetrado,

unos junto a otros, hasta que se lograba una coincidencia general de dos columnas. El resultado fue siempre que cuando se obtenía la correspondencia entre porciones breves de dos perfiles, las restantes partes de los mismos también resultaban coincidentes. Igualmente se correspondían las características peculiares de las capas. En todos los casos expuestos, los resultados de las correlaciones estaban exentos de ambigüedad.

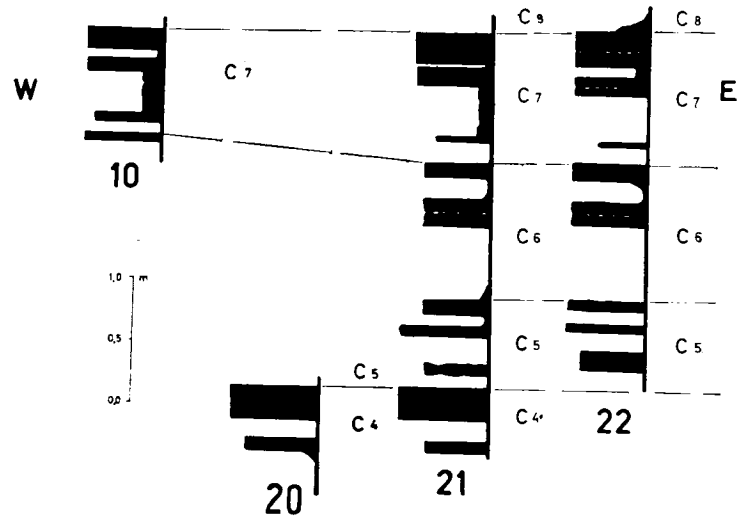


Fig. 4. Estratigrafía de las capas de Ordunte superior de C4 a C8.

Así es que no hay lugar a duda de que las correlaciones entre capas representadas en las figuras 2-9 constituyen una auténtica sincronización. El resultado es una estratigrafía fina sincrónica, en la que cada banco o hilada individual puede ser aceptado como «elemento básico de la estratigrafía fina». Como ocurría en el caso del Turonense de Lengerich, tales elementos básicos pueden agruparse en unidades finas de un orden mayor, o «unidades fino-estratigráficas» (abreviadamente «unidades FE»; en alemán, KS, de Kleinstratigraphischen Einheiten). Así se ha hecho en las figuras 2-8, en cuyos casos las agrupaciones así reunidas ofrecen espesores, para cada unidad FE, del orden de dimensión de un metro. Los límites de cada una de las unidades FE se han hecho coincidir con los techos (la mayor parte de las veces agudamente destacados) de los bancos calizos más salientes (bancos guía).

Un determinado número de unidades FE puede agruparse a su vez en «grupos finoestratigráficos» o «grupos FE», teniendo como criterio de límite algunos bancos individuales especialmente señalados, o bien acumulaciones más gruesas de bancos calizos o de hiladas margosas.

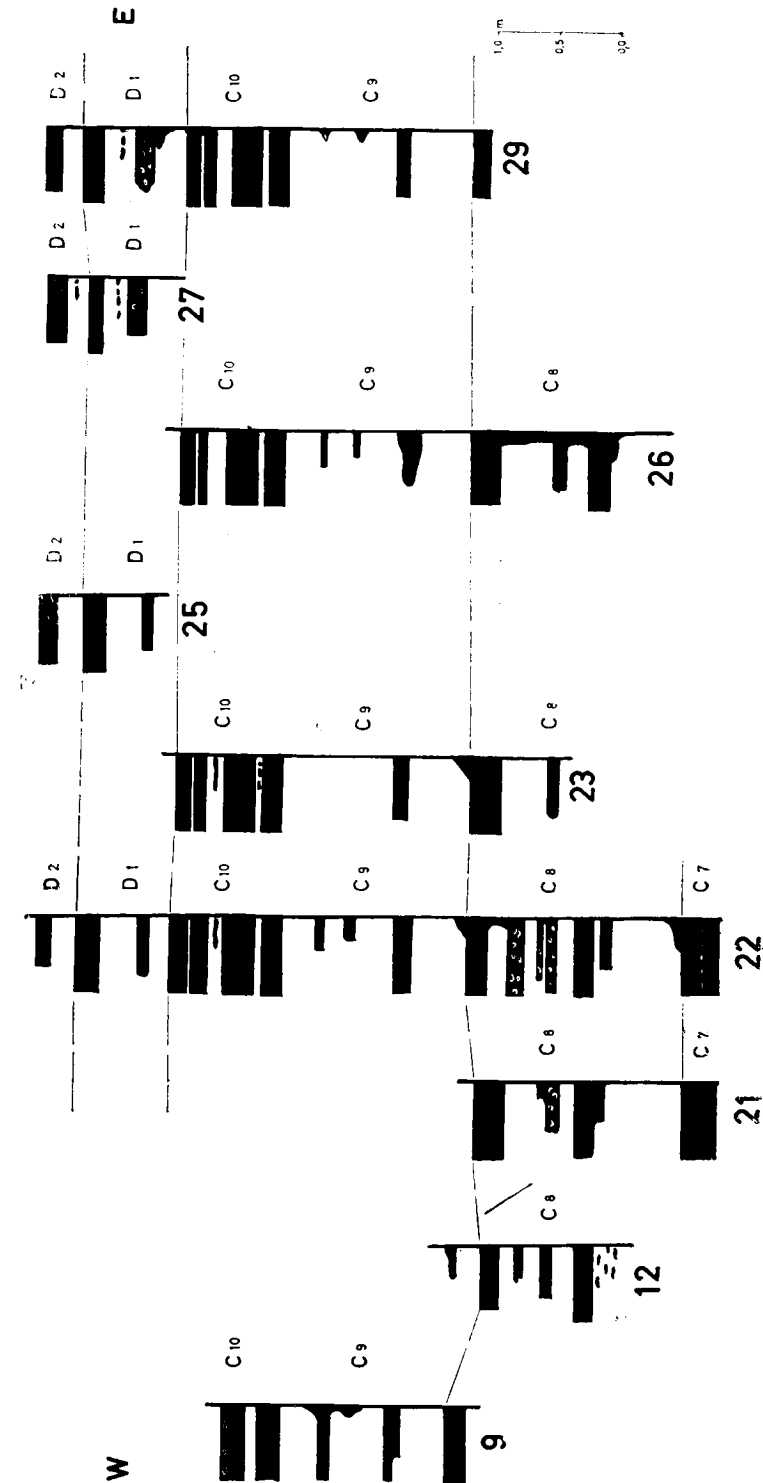


Fig. 5. Estratigrafía fina de las capas de Ordunte superior de C7 a D2.

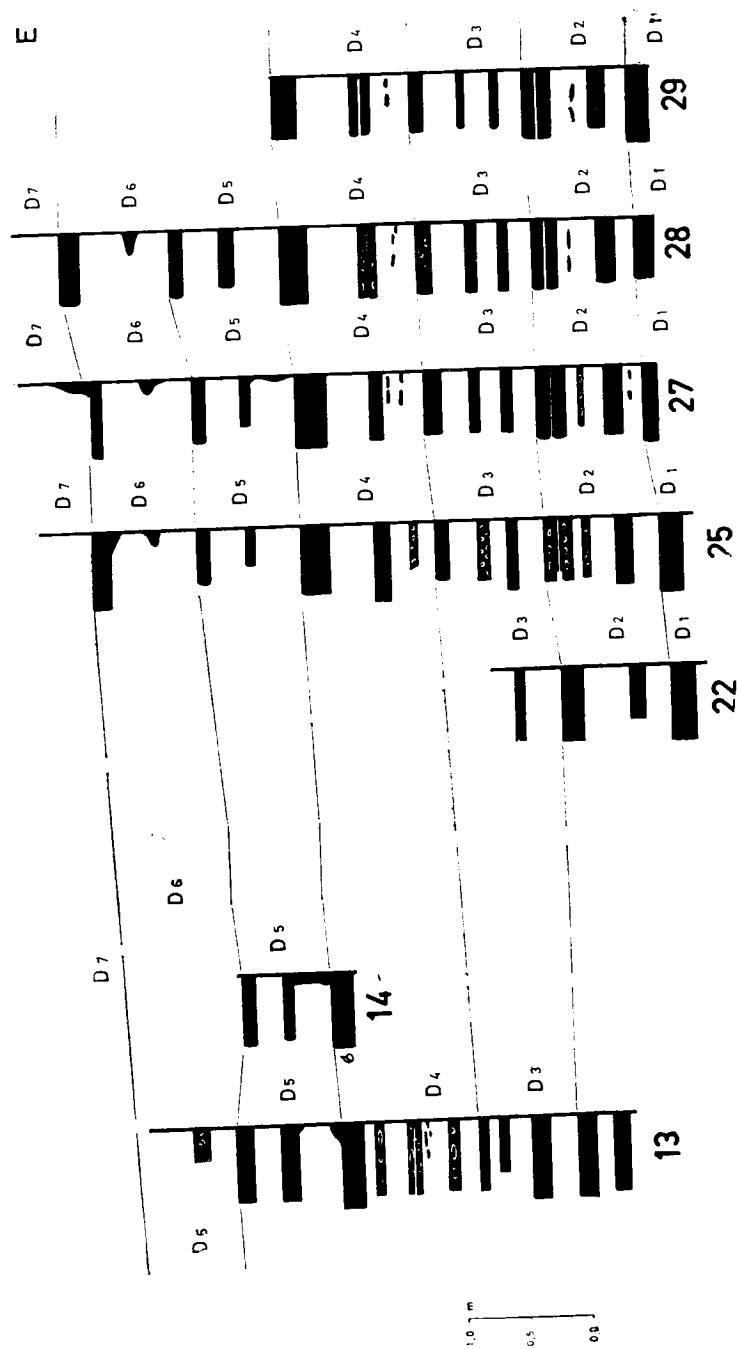


Fig. 6.—Estratigráfica fina de las capas de Ordunte superior de D1 a D7.

Para la nomenclatura de las capas, se han seleccionado las siguientes designaciones:

Grupo estratigráfico conjunto: Capas de Ordunte superior.

Grupos FE: A, B, C, etc.

Unidades FE: 1, 2, 3, etc.

Elementos básicos: a, b, c, etc.



Fig. 7.—Estratigrafía fina de las capas de Ordunte superior, de la D6 a la E4.

Así, por ejemplo, la expresión «Ordunte superior D3» designa la hilada individual c, dentro de la unidad 3 FE, del grupo D FE de las capas de Ordunte superior.

Los resultados generales de la investigación fueron los siguientes:

1) Sobre una extensión de lo menos tres kilómetros, según el arrumbamiento general, persiste en el Cenomanense inferior de las Capas de Ordunte superior una uniformidad tal de la estructura fina de las capas, que

resulta posible dar como segura la correlación sincrona, incluso de pequeñas unidades. Y afirmarse que es válido para el grupo FE, A a F, en todos los sectores en que se ha investigado.

2) Dentro del ámbito considerado no tiene lugar ningún cambio de facies digno de mención.

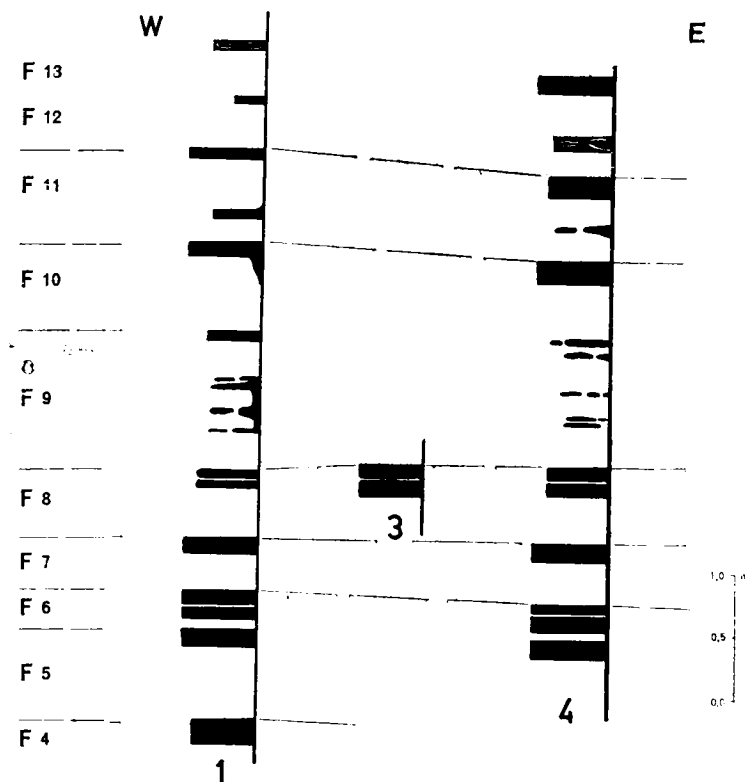


Fig. 8.—Estratigrafía fina de las capas de Ordunte superior, de la F4 a F13

3) Es cierto que, con respecto a las potencias, se ponen de manifiesto ciertos cambios, pero estos son siempre muy reducidos. El espesor de las capas disminuye en conjunto hacia el Oeste, y en el mismo sentido aumenta algo la proporción relativa del carbonato de calcio con respecto a la fracción arcillosa. Por consiguiente, la ligera alteración de espesores se lleva a cabo a costa de los elementos clásticos de mezcla.

Este estado de cosas se corresponde bien con la imagen general suministrada por la estratigrafía de grandes rasgos y puede expresarse con la fórmula: disminución general de las potencias del Cretáceo Superior hacia el SO. e incremento hacia el NE., mientras que al mismo tiempo se eleva

el contenido calizo hacia el SO. y disminuye hacia el NE. Hacia el SO. nos aproximamos a un dominio de aguas tendidas, y hacia el NE. hacia la parte más interior y profunda del geosinclinal vasco, dentro del cual se realiza algo más lejos una transición a la facies flysch.

Por lo que se refiere al problema del trazado de un límite entre el Albense y el Cenomanense, aún no puede deducirse, como consecuencia de lo investigado, nada que sea conclusivo, y, sin embargo, la constancia, tanto de las capas individuales como de los ritmos de detalle, nos previenen de momento en contra del concepto de que el límite del yacente, o sea, el muro de las capas de Ordunte, constituya un límite facial, no sincrónico, que atraviesa oblicuamente la columna de tiempos. Hay que esperar todavía los resultados de otras investigaciones, previstas sobre todo en la prolongación oriental de la zona investigada y que afectarán a bandas de varias decenas de kilómetros de longitud.

Los resultados de los levantamientos especiales de detalle hasta ahora llevados a cabo sobre perfiles independientes que yacen en vecindades muy inmediatas, acerca de lo cual acabamos de informar, anima a aplicar y extender el método a investigaciones en ámbitos más amplios.

En vista de la gran constancia de las secuencias fino-estratigráficas que ha sido denotada hasta ahora, habrá que pensar enseguida, en el levantamiento de perfiles más distanciados, sin que haya que temer caer en el peligro de que como consecuencia se llegue a correlaciones dudosas, o incluso falsas.

BIBLIOGRAFÍA

- LOTZE, FR.: *Feinstratigraphische Studien I: Methodisches zur Feinstratigraphie des Turonpläners im Osning bei Lenggerich*, «N. Jb. Geol. Paläont. Mh.», 1952, 442-448, Stuttgart, 1952.
- —: *Die Tektonik der Oberkreide bei Lenggerich*, «Geotekt. Forsch.», 9/10, 18-50, Stuttgart, 1953.
- —: *Zur Gliederung der Oberkreide in der Baskischen Depression (Nordspanien)*, «N. Jb. Geol. Paläont. Mh.», 1960, 132-144, Stuttgart, 1960.
- FIEDMANN, JOSE: *Ammoniten aus der vasco-gotischen Kreide (Nordspanien) I.*, «Palaeontogr.», 118, Abt. A, 120-237 [s. bes. S. 124 bis 127], Stuttgart, 1962.

FRANZ LOTZE (Münster, Westfalia)

ACERCA DE UNAS GLACIACIONES PLEISTOCENAS EN EL GRUPO DEL VALNERA (CADENAS CANTABRICAS ORIENTALES) (*)

ZUSAMMENFASSUNG

Im östlichen Teil des Kantabrischen Gebirges war die Valnera-Gruppe (Castro Valnera und Gebirge in der Umrandung des oberen Trueba- und des Lunada-Tales) trotz relativ geringer Höhe (maximal 1707 m = Valnera-Gipfel) erheblich vereist. Mehrere größere und weitere kleine Gletscher gingen von ihr aus und strömten in verschiedenen Richtungen ab. Der längste (ca. 11 km) reichte südwärts bis in das Gebiet von Espinosa de los Monteros. Nach Typ und Höhenlage handelte es sich um zwei altersverschiedene Vergletscherungen, von denen die ältere und ausgedehntere der Riß-, die jüngere der Würm-Eiszeit zuzuordnen ist. Die Schneegrenze erreichte zur Riß-Zeit mit höchstens 1300 m über NN (im Norden) und 1400 m (im Süden) den niedrigsten Wert innerhalb der gesamten Iberischen Halbinsel.

RESUMEN

En la zona oriental de las Cadenas Cantábricas el grupo del Valnera (Castro Valnera y montañas que rodean los valles altos del Trueba y del Lunada) ofrecieron una considerable glaciación, no obstante su cota relativamente reducida (máxima de 1.707 m. en el pico de Valnera). Varios glaciares grandes y otros más pequeños partían de allí y se repartían en diferentes direcciones. El más largo (de unos 11 Kms.) llegaba en dirección sur hasta la zona de Espinosa de los Monteros. Por el tipo y por las cotas se trataba de dos glaciaciones de distintas edades, de entre las cuales la más antigua y extensa correspondía al Riss, y la más moderna al Würm. El límite nival alcanzaba en la época del Riss, como máximo, 1.300 m. (al Norte) y 1.400 (al Sur), los valores más bajos conocidos para toda la Península Ibérica.

Hace mucho tiempo que se sabe que los macizos montañosos más altos de entre los que integran las cadenas cántabro-astures, los que rebasan los 2.000 m. de cota, permanecieron transitoriamente glaciados durante el Pleis-

(*) Traducción directa por J. M. Ríos, del original en lengua alemana titulado «Über pleistozäne Vergletscherungen in der Valnera Gruppe (östliches Kantabrisches Gebirge)». Aparecido en el N. J. b. Geol. Paläont., vol. 7, pp. 377-381, julio 1962 en Stuttgart. Se publica merced a la amable autorización del autor y de los editores.

toceno. Así ocurre, por ejemplo, en Picos de Europa, en diferentes cadenas de la provincia de León y en la contigua Galicia, así como también en las montañas al norte de Reinosa. Numerosos trabajos de investigación llevados a cabo por estudiosos geólogos y morfólogos españoles, alemanes, y otros, han dado a conocer sus características.

En cambio, apenas nada se sabía, hasta hora, de glaciaciones en las zonas orientales de las Cadenas Cantábricas, esencialmente más bajas, es decir, en las zonas al este del meridiano de Santander. Sólo C. Sáenz (1935) en una descripción en 11 renglones, de una excursión, menciona un «pequeño pero espléndido ejemplo de kar de glaciar» situado al este de Castro Valnera. En el mapa geológico correspondiente a la Hoja «Espinosa de los Monteros» (1959) que representa la zona del Castro-Valnera, no se figura ninguna formación o configuración glacial, ni tampoco se habla de ello, ni de kares, en el texto (*).

Sin embargo, la realidad es que el grupo del Valnera estuvo glaciado muy intensamente, como han puesto de manifiesto mis investigaciones. Se encuentran diversos pequeños kares en la cara noroeste (oeste, noroeste y noroeste del Pico de la Miel, oeste del paso de Lunadas, entre otras localidades), en la cara septentrional (noreste del Veinte, este del vértice Pizarra, en el Collado de los Lobos y al este del Picón del Fraile), y en la cara noreste del Castro Valnera (en y junto al grupo del Luna). Fue sobre todo el valle alto del Trueba el que, junto con su vecino valle afluente del Lunadas, lo que constituía una olla rodeada de montañas, gran cuenca de recepción de firn que alimentaba un glaciar que alcanzó lejos en dirección al sur.

Cuál fuese el grosor y cuál la distancia alcanzada por el hielo en su movimiento de avance descente, se deduce de las jorobas y otros tipos de limado glacial, así como de la forma en U de los valles de surco. Todo el paisaje del valle del Lunadas alto y del Trueba, hasta muy arriba sobre el fondo, se encuentran, de manera manifiesta, conformados por el hielo. También la parte superior del valle de Miera, y otros valles más chicos de las caras norte, noreste y este del grupo del Valnera, están inconfundiblemente marcados con el sello glacial. Allí donde son las calizas masivas del Cretáceo Inferior las

(*) Comunicado durante la impresión: Acabo de tener noticia, mediante el Sr. Gómez de Ullarena, de un trabajo del Prof. Francisco Hernández-Pacheco, recién aparecido («La pequeña cuenca glacial de la Peña de Lusa en la Cordillera Cantábrica, Santander», 1962. Bol. R. S. E. de H. N. 59, 191-205). Allí se rectifica correctamente la situación del kar de glaciar descubierto por Sáenz, que no está en Castro Valnera, sino en la cara oriental de Peña Lusa. Lo describe Hernández-Pacheco minuciosamente sobre la base de investigaciones llevadas a cabo sobre el terreno en 1961. A mí ya hacía años que me había llamado la atención la corona de morrenas de este glaciar, que también se menciona a lo largo de este trabajo. Ambas investigaciones, la de Hernández-Pacheco y la mía, se llevaron a cabo independientemente y sin conocimiento mutuo de las actividades del otro.

que constituyen los flancos de los valles, quedan netamente expresadas las formas glaciares en la morfología general, si bien el relieve fino, como consecuencia de la disolución caliza postglacial, se ha transformado en el sentido de los adiaclamientos. Es posible estimar la intensidad relativa de las proporciones de estos procesos.

Auténticas morrenas marginales y frontales, que en parte ofrecen una morfología muy clara, poco alterada después, se encuentran en los dominios marginales, más profundamente situados, del grupo del Valnera. Se reúnen en forma arqueada cerrando alrededor del valle del Trueba, en Espinosa de los Monteros, donde el río se adentra en una gran depresión del terreno. Su cota alcanza allí 750 a 800 m. Morrenas laterales se suceden como muros a lo largo del valle del Miera en el flanco noroeste del grupo del Valnera hasta el nivel 600 m. Hacia la extremidad del valle del Bustalveinte se disponen los muros de la morrena terminal, con forma de herradura, en el dominio del Paso de los Collados, en la extremidad meridional del valle de Asón. El piso de estas morrenas yace alrededor de los 550 m., y su borde superior a unos 700 m. de cota. Otras morrenas terminales, pequeñas pero muy bien conservadas en parte, se ven al noreste y norte del grupo del Lusa. Su base alcanza sobre unos 950 m., el mínimo, mientras que las coronas de morrenas yacen entre los 1.000 y los 1.130 m.

Fundamentalmente podemos distinguir dos tipos de morrenas, un «tipo antiguo del Valnera», cuyas morrenas alcanzan por debajo hasta los 550-600 m. y están intensamente arrasadas y además parcialmente destruidas por la erosión, y un «tipo joven del Valnera», cuyas morrenas terminan 350-400 m. más altas y que muestran una morfología muy fresca. Las primeras las atribuiría yo a la glaciación Riss, las segundas a la del Würm. Cualitativamente la glaciación más antigua era de tipo «alpino», si bien cuantitativamente y en comparación con el desarrollo glacial de los Alpes, se mantiene en un lugar modesto: la segunda era de tipo «pirenaico» (y en estas expresiones empleamos los vocablos «pirenaico» y «alpino» referidos a las actuales circunstancias de glaciación).

Podemos deducir, de los testigos glaciales, que en el caso de la más vieja glaciación existía en el dominio central de la olla del Castro Valnera, un campo cerrado de hielo-firn con una superficie aproximada de unos 30 km²., a partir del cual fluía, en dirección sureste, el glaciar del Trueba con un desarrollo longitudinal de unos 11 Km. (medidos a partir del centro del campo de firn) que llegaba hasta Espinosa de los Monteros. Al parecer el campo de firn alimentaba todavía otros cuatro cursos de menos importancia.

Había otro segundo campo de firn situado más al norte, en el dominio del extenso macizo calizo situado entre Picón del Fraile, Veinte, Pizarras y

Collado de los Lobos, el cual alimentaba el glaciador de Bustalveinte, de unos 6 Km. de longitud.

El glaciador de Miera, de unos 4 Km. de longitud, estaba alimentado en lo esencial por pequeños kares situados al noroeste del Pico de la Miel.

Finalmente, había diversos pequeños kares en el grupo de Lusa, que eran origen de glaciares aún más breves (1-2,5 Km.), sobre todo del glaciador de Zucia.

Respecto a las circunstancias de detalle, referiremos al lector a una memoria más amplia y detallada que se prepara actualmente para la imprenta, y que deberá aparecer como publicación de la Akademie der Wissenschaften de Mainz. (Lotze, 1962), la cual contendrá además representaciones cartográficas.

Las glaciaciones de la zona del Valnera tienen especial interés, porque constituyen las montañas más bajas de toda la Península Ibérica con auténticas manifestaciones glaciales de tipo alpino. El pico más alto del grupo del Valnera mide solamente 1.707 m. y los dominios que rebasan los 1.600 m. de cota son, por lo que se refiere a extensión superficial, muy reducidos. De la altura de la zona de firn se deduce un límite nival para el grupo del Valnera durante la época de la glaciación de Riss, que tenía como máximo 1.300 m. para la zona septentrional de la montaña, y 1.400 m. para la meridional. Esta es la situación más baja conocida para un límite nival en la Península Ibérica, y en todo el ámbito mediterráneo, durante el Pleistoceno.

Así es que queda establecida la altura de la frontera nival en 1.700-1.800 m. para los Pirineos occidentales (cf. Solé Sabarís) y en 1.800 m. para la parte occidental de las Cadenas Cantábri-astures al sur de la divisoria cantábrica de aguas (cf. Nussbaum y Gigax), cota que al norte de Picos de Europa (es decir, en dirección a la costa) desciende hasta 1.400 m. En la Sierra de la Demanda, que constituye el grupo montañoso alto (hasta 2.262 m.) más próximo al Castro Valnera, con manifestaciones glaciares en dirección tierra adentro, establecí un límite nival situado a cotas entre 1.800 y 2.000 m., en la cara septentrional del Otero.

Así es que la depresión de límite nival durante la glaciación rissense alcanzó su máxima expresión absoluta, dentro del ámbito mediterráneo, en la zona del Valnera. Las líneas isohipsas del límite nival, que en general transcurren paralelas con respecto a la costa cantábrica, doblaron aquí en dirección al sur. Este fenómeno debió estar en relación con una abundancia especialmente alta de precipitaciones, en forma de nieve, en el ámbito en cuestión.

BIBLIOGRAFÍA

- HERNÁNDEZ-PACHECO F.: *Fenómenos de glaciario cuaternario en la Cordillera Cantábrica*. «Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.», 14, 1914.
- — *Fisiografía, geología y glaciario cuaternario de las montañas de Reinosa*. «Mem. Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat.», 10, Madrid 1944.
- LOTZE, FR.: *Pleistozäne Vergletscherungen im Ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spanien)*. «Abh. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl. Mainz», 1962 (im Druck. [Hier auch weitere Literatur.]
- NUSSBAUM, F. & GIGAX, F.: *La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica*. «Estud. Geogr.», 14 (Nr. 51), 261-270, Madrid 1953.
- SÁENZ, CLEMENTE: *Restos glaciares de Castro-Valnera*. «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», 35, Nr. 5, 236-237, Madrid 1935.

F. RADIG (1)

ORDOVICENSE - SILURIANO Y LA CUESTION DE LOS PLEGAMIENTOS PREVARISCOS EN ESPAÑA SEPTENTRIONAL

ZUSAMMENFASSUNG

In Nordspanien läßt die Sedimentation von Ordovizium und Silurium bezeichnende Tendenzen erkennen. So werden die in einem westlichen Bereich vollständigen Profile nach Osten zu lückenhaft, ohne daß Winkeldiskordanzen zu beobachten wären. Der den Zeitraum vom Llandeilo bis zum tieferen Valentium umfassende Hiatus wird auf die epirogene Hebung eines vermutlich assyntischen Blocks zurückgeführt, der sich im übrigen als Ursprungsort von Abtragungsschutt bemerkbar macht und die Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung in starkem Maße beeinflusste. Die variszischen Strukturen legten sich bogenförmig um dieses im Karbon in starke Abwärtsbewegung geratene «Kantabrische Massiv».

ABSTRACT

In Northern Spain, sections of Ordovizian and Silurian, being complete towards the west, develop unconformities and diastemes towards East. The hiatus representing the time interval between Llandeiloian and early Valentian seems to indicate an epirogenic uplift within a Assyntian Block. It is an important source area of clastic sediments influencing facies and thickness. The Hercynian structures are around this «Cantabrian Massif» which subsided during the Carboniferous time.

RÉSUMÉ

Dans le Nord de l'Espagne la sédimentation de l'ordovicien et du silurien permet de reconnaître des tendances caractéristiques. C'est ainsi que les profils se présentant de façon complète dans une zone occidentale ont trop de lacunes vers l'Est sans qu'on puisse observer des discordances angulaires. L'hiatus s'étendant du Llandeilo jusqu'au Valentien inférieur est attribué au soulèvement épirogène d'un bloc vraisemblablement assyntique qui retient l'attention comme lieu d'origine d'éboulis et a exercé une forte

(1) Traducción directa, por J. M. Ríos, del original alemán titulado «Ordovizium / Silurium und die Frage Prävariszischer Faltungen in Nordspanien», aparecido en el «Geologischen Rundschau», tomo 52, págs. 346-357, 1962, ed. F. Enke, de Stuttgart. Se publica merced a la amable autorización concedida tanto por el autor como por la entidad editorial.

influence sur le développement du faciès et de l'épaisseur. Les structures varisque• forment des arcs autour du massif cantabrique qui au dévonien et au carbonifère a subi de forts mouvements d'affaissement.

RESUMEN

La sedimentación del Ordovicense y del Silúrico acusa en el Norte de la Península Ibérica tendencias significativas. Así los perfiles, perfectos en la región occidental, presentan lagunas hacia el oriente, sin que puedan observarse discordancias angulares. El hiato que constituye el lapso de tiempo entre el Llandeilsense y el Valentiense, es debido a la elevación epigénica de un bloque, asíntico, al parecer, que deja sentir su influjo en el desarrollo de la facies y la potencia de los sedimentos. Las estructuras variscas fueron posándose en círculos concéntricos alrededor del «Macizo Cantábrico», en marcado declive durante el Carbonífero.

I. INTRODUCCIÓN

Por lo general se ha prestado muy escasa atención en la literatura geológica a las variscas del norte de España. La razón para ello, aparte de la discontinuidad relativa de los conocimientos de la región, hay que buscarla sobre todo en que los trabajos hasta ahora llevados a cabo, que además se han publicado las más de las veces en publicaciones de escasa divulgación, bien sean de orden estratigráfico, paleontológico o tectónico, han suministrado en muchos casos resultados contradictorios. Este hecho no ha tenido, por ahora, variación alguna. Una breve revisión de la historia del desarrollo de los conocimientos servirá no solamente para ponerlo de manifiesto, sino también para introducirnos en los problemas de la estratigrafía y la tectónica del Ordovicense y del Siluriano en el ámbito de la parte central de España septentrional.

Los conocimientos más antiguos, carentes de sistema, proceden de una generación de geólogos e ingenieros de Minas que se caracteriza por los nombres de Schulz, de Prado, de Verneuil y Archiac. Debemos a Ch. Barrois (1882) una síntesis conjunta, pero anticuada desde el punto de vista tectónico, sobre el Paleozoico de Asturias y Galicia. Mientras que los estudios, hasta ese momento, habían sido guiados más bien por consideraciones estratigráficas, paleontológicas o de economía minera, con los trabajos de L. Adaro y G. Junquera (1916) se inició una serie de investigaciones que en gran medida tenían también como objeto la resolución de problemas tectónicos. A este respecto son importantes los trabajos de W. Kegel (1927 y 1929), que llevaron a la aceptación de la actuación de movimientos orogénicos caledónicos en el Norte de España. Pero a este concepto se opone la opinión de F. Lotze, que no encuentra justificación para la admi-

sión de la influencia de orogénesis caledónicas constructoras de estructuras en el N. de España. A las mismas conclusiones ha llegado una serie de alumnos suyos, como consecuencia de una serie de investigaciones estratigráfico-tectónicas llevadas a cabo durante los últimos años (H. Bäcker, 1959; A. Färber, 1958; W. Jaritz, 1958; K. Poll, 1962, y F. Radig, 1958). En la monografía de P. Compte (1960), apenas se presta atención al Ordovicense y Siluriano de Asturias. En su cartografía de conjunto (página 101), no se representan los extensos afloramientos, conocidos con detalle desde la época de Barrois, de Cabo Peñas y Cabo Vidrias, ni tampoco las localidades tipo de las capas de El Horno, de Corral y de Furada. Las publicaciones más modernas que se refieren a las costas astures, de N. Llopis Lladó (1961) y L. C. García Figuerola (1961), trasladan una parte considerable de las capas de estratos, descritas por autores precedentes como ordovicenses y silurianas, al Cambriano, como consecuencia de determinadas convergencias petrográficas con rocas del Valle del Narcea. Una discusión a fondo, hasta el detalle, de los fundamentos de esta atribución, tan inusitada según los conocimientos precedentes, rebasaría el marco que nos hemos trazado para este trabajo. Los cortes costeros, puestos de manifiesto en afloramientos continuos, concordantes, isoclinales, con buena cobertura paleontológica, excluyen ciertamente la interpretación de N. Llopis Lladó, a la que se afilió L. C. García Figuerola con sus estudios petrográficos.

II. DESCRIPCIÓN DE LOS CORTES

II. A. *Anticlinal de Peñas*

Como punto de apoyo para investigaciones de tipo estratigráfico-tectónico, considero especialmente apropiados los cortes del Cabo de Peñas, al norte de Oviedo, completa y excelentemente puestos de manifiesto en la acantilada costa. En el cabo, de constitución morfológica tan llamativa, arrumban mar adentro las capas del núcleo de una disposición anticlinal que se puede seguir tierra adentro hacia el Suroeste (C. Barrois, 1886; L. Adaro y G. Junquera, 1916; F. Radig, 1958 y 1962). Al mismo dispositivo estructural pertenece el perfil de cabo Vidrias al noroeste de Pravia, dado a conocer por Barrois (ver plano de la disposición de conjunto (fig. 1); los detalles topográficos aparecen en la lámina 10 del texto de F. Radig, 1962).

El estudio de las tres series estratigráficas ordovicense-silurianas puestas de manifiesto en la costa en Cabo Peñas, y en Cabo Vidrias, suministra una columna casi continua que consideramos como representativa de un ámbito mucho más extenso a lo largo de los mencionados afloramientos del

COLUMNA 1
Navia-Luarca

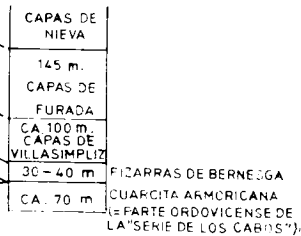
(A. FARBER 1958)



COLUMNA 2
Anticlinal de Peñas
(F. RADIG 1958)



COLUMNA 3
Anticlinal de Bufaran
(H. BÄCKER 1959)



Situación de las columnas

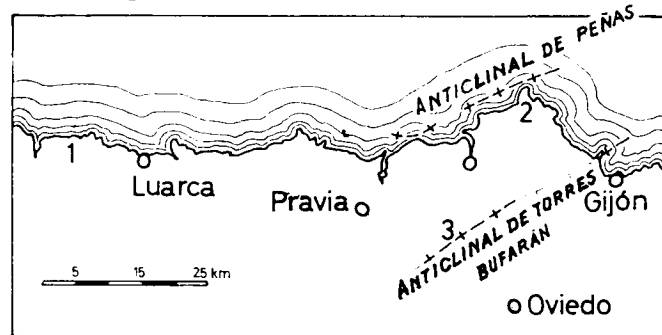


Fig. 1. Correlación de los perfiles ordovícicos silurianos de la región costera septentrional de España

CUADRO I

Ordovicense y Siluriano en el anticlinal de Cabo de Peñas (Asturias)

Capas de Nieva	Calizas, en la base arenosas y dolomíticas	Gedinnense	Devoniano
Capas de Furada	> 100 m. areniscas ferríferas y pizarras	Ludlow Wenlock	
Capas de Villasimpliz	Unos 100 m. de alternancia de lechos finos de pizarras bastas y areniscas cuarcíticas	Valentiense	Siluriano
Pizarras de Bernesga	Unos 30 m. de pizarras suavas, finamente arenosas	Ashgill Caradoc	
Capas de Castro	> 150 m. de pizarras, areniscas, calizas, vulcanitas y tobas	Llandeilo	Ordovicense
Pizarras de Luarca	100 — 150 m. de pizarras monótonas con geodas de arcillolitas ferruginosas	Arenig Tremadoc	
Capas de los Cabos (parte ordovicense)	> 250 m. de cuarcitas claras, vítreas y areniscas con huellas		

«Anticlinal de Cabo Peñas» (cuadro 1). El núcleo de este anticlinal está constituido por una serie, cuyo espesor rebasa los 250 metros de rocas clásicas, cuya porción superior se compone casi exclusivamente de cuarcitas en bancos gruesos, claros, de brillo vítreo, de grano fino a medio. Tanto en su parte más baja como en los lechos más altos, la serie contiene intercalaciones alternantes de arenas-arcillolitas que se caracterizan por la riqueza en huellas de vida. La cuarcita no contiene fósiles de cuerpo, sino solamente scolithus y, acumulados en diversas superficies de estratos, bilobites. Estos últimos alcanzan utilidad bio-estratigráfica, pero no han sido estudiados al pormenor (A. Seilacher, 1960). En las columnas más completas (Ch. Barrois, 1882; Fr. Lotze, 1961; A. Farber, 1958, y W. Jaritz, 1958), que ponen de manifiesto incluso el yacente de las cuarcitas, se muestra que hacia abajo aumentan gradualmente las areniscas y pizarras de modo que llega a una analogía facial comparable a la de los niveles de «Lingula flags» de las Islas Británicas, analogía acentuada por la fauna de braquiópodos que encierran. Son diversos los autores que denominan, tras el precedente sentado por Ch. Barrois, «cuarcita armoricana» al conjunto de la serie arenisca-cuarcita, y establecen así, en paralelismo con las circunstancias presentes en el noroeste de Francia, su carácter de formación de transgresión correspondiente al Arenig. Esta atribución de las cuarcitas armoricanas está correctamente afirmada en Bretaña, por medios paleontológicos (C. Klein, 1961, y restante literatura por él mencionada). Sin embargo, en el N. de España nos encontramos ante una columna concordante, sin discontinuidad

desde las margas de trilobites del Cambriano medio, pasando por la potente serie psamítica, hasta las pizarras de Luarca, situadas en el Llandeilo, de modo que el concepto de cuarcita armoricana, tan bien definido en Bretaña y Normandía, no debería ser empleado en la Península Ibérica. Solamente podría designarse como «cuarcita armoricana», con cierta justificación, la parte cuarcítica del techo, en bancos gruesos, toda ella de carácter netamente cuarcítico, de las capas de transición cambro-ordovicense. Para la totalidad de la serie ha tenido aceptación el concepto y designación de «Capas de los Cabos» (F. Lotze, 1957).

Con límite muy bien definido viene después una serie, cuyo espesor aproximado es de unos 100-150 metros, de pizarras puras con algunas hileras bien individualizadas de concreciones nodulares de arcillolitas ferríferas. La fauna que contiene es de *Calymene (Synhomalonotus) tristani*. Brongniart y clasifica éstas «pizarras de Luarca» (Ch. Barrois, 1882) en el Llandeilo; es posible, como puede ser demostrado en todo caso para los cortes más occidentales, que la sedimentación de las pizarras comenzase ya en el Arenigense.

A partir de estas arcillolitas puras, que en algún sitio se desarrollan localmente como pizarras de techar, y mediante tránsito gradual, se desarrollan las «capas de Castro» (F. Radig, 1958). En proporción incrementante se van intercalando pemmitas, calizas arrecifales de construcción lentejona, margas de briozoarios y eruptivas básicas con sus tobas. Sólo el mismo hecho del desarrollo gradual que ofrecen las capas de Castro, a partir de un inconfundible y bien justificado Llandeilo, habla en contra de la atribución por N. Llopis Lladó (1961), quien piensa que en el caso de esta serie sedimentario-volcánica, debe tratarse de un cambriano. Además, la serie de Punta Vidrias suministró illaenidos y orthoceras, la de la Playa del Ferrero corales rugosos, y en la parte más alta de las Capas de Castro tenemos el hallazgo en un lentejón de calizas arrecifales en la costa, por debajo de Viodo, del céfalon, al parecer, de una nueva especie de *Leonaspis* R. y E. Richter (según amable comunicación escrita del Prof. H. K. Erben, de Bonn), género que, según todos los conocimientos actuales, se ha de considerar como del tránsito Siluriano-Devoniano inferior. Mediante la ayuda de referencias paleontológicas de tiempos, procedentes tanto de las capas supra como de las infrayacentes, se puede situar la serie de Castro, clasto-carbonática, efusiva, en el intermedio entre el Caradoc hasta el Valentiense inferior; esta atribución correlaciona bien con otras columnas mejor cubiertas por elementos de datación, tanto en las Cadenas Celtibéricas (F. Lotze, 1929) como en los Pirineos (H. Schmidt, 1931, J. P. Destombes, 1949 y 1953). El contenido fósil es excesivamente escaso para una determinación exacta de los límites de cada uno de los tramos. Respecto a su designación

como «capas de Castro», hay que decir que no es posible seguir aceptando los conceptos acuñados por Ch. Barrois, 1882, de «capas de El Horno» y «capas de Corrab». Las razones para ello fueron expuestas ya en mi disertación de 1958.

Por lo que se refiere a un punto de vista estratigráfico, son más exactamente comprensibles las circunstancias presentes en el cubriente de las capas de Castro, sobre todo gracias a los trabajos de H. Bäcker, 1958, y K. Poll, 1962. Se mostró que las pocas decenas de metros de pizarras graptolíticas finamente arenosas, las pizarras de Bernesga (W. Kegel, 1929), y que las alternancias delgadas que siguen por encima en íntima conexión, constituidas por areniscas bastas arcilloso-cuarcíticas (unos 100 metros), corresponden por razones petrográficas y paleontológicas a las capas de Villasimpliz de Kegel del flanco meridional de la Sierra. Ambas regiones contienen las mismas fauna de graptolites, que demuestran que la totalidad de esta oscura serie comienza en el Valentiense medio y alcanza hasta el Wenlock más bajo.

Un problema especial, que puede considerarse aclarado para nuestra región mediante las investigaciones de K. Poll, ofrecían hasta ahora las capas de Furada (Ch. Barrois, 1882), tan destacadas desde un punto de vista petrográfico. Se trata de unos 100 metros de arcillolitas y areniscas rojas y verdes y, en proporción subordinada, también de margas, que en parte de algunos de sus paquetes contienen sedimentados oolitos de hematites de alto contenido. Su pobreza en fósiles llevó a una gran dispersión en las opiniones acerca de la apreciación de su edad. Después de los conocimientos paleontológicos que poseemos actualmente, debidos a las investigaciones de K. Poll y sobre los que se informa amplia y detalladamente en la disertación antes mencionada, las capas de Furada conectan directamente, sin discontinuidad alguna, con las capas de Villasimpliz, que alcanzan hasta el Wenlock más bajo. Procedente de la parte más alta, consistente en pizarras y en areniscas color ocre, menciona Poll una fauna de braquiópodos, que la clasificación de fósiles llevada a cabo por A. Boucot, de Pasadena, señala como correspondientes a un Gedinnense inferior, para las capas del techo de la serie. Por consiguiente, la zona de Furada representa la parte principal del Wenlock, comprende el Ludlow y alcanza hasta el mismo Gedinnense.

Las rocas clásticas quedan cubiertas por las capas de Nieva (Ch. Barrois, 1882), predominantemente carboníferas, que en la parte de su yacente, y según las investigaciones, aún no terminadas, que llevo a cabo en colaboración con W. Ziegler, de Krefeld, contienen conodontos del Devoniano bajo. El estrecho contacto petrográfico con su yacente, como asimismo la fauna, nos hablan de una serie sin discontinuidad.

II. B. *Anticlinal de Torres-Bufarán*

En contraste con los perfiles completos que nos ofrece el dominio de la corrida anticlinal de Cabo Peñas, están los afloramientos que han sido descritos por diversos autores, tanto en los flancos leoneses como astures de las Cadenas Cantábricas. Se observa cómo todos estos perfiles muestran en forma coincidente una laguna estratigráfica que alcanza a la época transcurrida desde el Llandeilo al Valentiense más bajo. Las mismas circunstancias encontramos, entre otras localidades, en el anticlinal de la Sierra de Bufarán al noroeste de Oviedo (Ch. Barrois, 1882, H. Bäcker, 1959), y más al Sur, en el ámbito de Proaza (A. Almeida, S. García Fuente y J. M. Ríos, 1956) y Teverga (S. García Fuente, 1952 y 1959), en el Valle del Bernesga, de la parte septentrional de la provincia de León (W. Kegel, 1929; H. Bäcker, 1959, y P. Compte, 1960) y en la prolongación oriental de las formaciones (P. Compte, 1960). Esta relación pone claramente de manifiesto que el conjunto discontinuo del perfil Ordovicense-Siluriano queda limitado a una corrida anticlinal que se inicia por el Norte en la costa, con el Cabo de Torres, no lejos de Gijón, y se prolonga en dirección Suroeste en el anticlinal de la Sierra de Bufarán. Aún más al Sur se divide esta estructura, hasta allí prácticamente unitaria; pero siempre encontramos, en el arribamiento de los estratos, e independientemente del arqueamiento del «arco astur», perfiles discontinuos coincidentes. Como ejemplo típico, representante de todos los casos, mencionemos la serie estratigráfica estudiada en su día por Ch. Barrois, y más recientemente por H. Bäcker, de los afloramientos de Peñaflor en la extremidad meridional de la sierra de Bufarán. Se subdivide de la siguiente forma:

5. Techo: Capas de Nieva.
4. Capas de Furada. 145 metros de areniscas de grano fino y arcillolitas, en medida reducida también de areniscas ferríferas.
3. Capas de Villasimpliz. Unos 100 metros de estratificación delgada y alternante de areniscas y arcillolitas.
2. Capas de Bernesga. 30-40 metros de pizarras de graptolites, que en la base son arenoso-glaucónificas.
1. «Cuarcita armoricana». Por lo menos 70 metros de cuarcitas claras de brillo vítreo.

Si se compara con las circunstancias descritas para el Cabo Peñas, nos muestra —hasta en la laguna estratigráfica— un asombroso paralelismo en su constitución, tanto por lo que a su composición se refiere, como por la potencia de la serie. También desde el punto de vista paleontológico se puede establecer una correlación que desciende hasta el detalle.

II. C. *Asturias occidental*

Al Este del ámbito de que se trata este trabajo se presentan el Ordovicense y el Siluriano aflorantes en núcleos anticlinales, que asoman en estrechas zonas entre el Devoniano y el Carbonífero integrantes del Paleozoico más joven. Hacia el Oeste hay un alzamiento regional, de modo que las capas que nos interesan a nosotros aparecen finalmente en los sinclinales de un Cambriano de potente desarrollo. Así puede decirse del distrito de Lluarca, cuyas circunstancias geológicas fueron expuestas en forma tan minuciosa por Ch. Barrois en 1882, y más modernamente por A. Färber en 1958. Del trabajo de Färber tomo el perfil de la zona Navia-Lluarca (de techo a muro).

Techo, arrastrado por ablación.

4. Pizarras de Losera. > 200 m. de arcillolitas intensamente apizarradas, con concreciones nodulosas.
3. Areniscas de Puerto de Vega. Por lo menos 600 m. de areniscas, arcosas y pizarras en estratificación alternante.
2. Pizarras de Lluarca. > 1.200 m. de pizarras arcillosas, puras, con pirita.
1. Cuarcita de Barayo. Más de 600 m. de cuarcitas en bancos gruesos, de brillo vítreo con intercalaciones de areniscas y arcillolitas.

De los perfiles comparables que tenemos, en zonas más orientales, se diferencia esta serie en primer lugar por sus poderosos espesores. Se puede dar como seguro que la parte del techo siluriano existió también en la zona costera occidental asturiana, pero fue arrastrada más tarde erosivamente. Más al Oeste, en las provincias gallegas, se conocen desde hace tiempo perfiles completos ordovicense-silurianos, cubiertos por faunas (P. Hernández Sampelayo, 1942). En la figura 1 se ofrece la comparación en paralelo con el perfil de Peñas, sobre la base de unidades petrográficas. De todos modos la equivalencia entre las pizarras de Losera, de Färber, y las de Bernesga, no la aceptaría yo sino con reservas; será preciso que el hallazgo de fósiles confirme tal paralelismo.

III. SEDIMENTACIÓN Y TECTÓNICA

Existen, por consiguiente, en la medida en que permiten apreciarlo los afloramientos superficiales, tres zonas de sedimentación, que se disponen en la actual arquitectura como áreas distanciadas entre sí unos 20 Km. en direcciones perpendiculares al rumbo, de entre las cuales la más occidental se distingue por una serie de estratos primariamente más completa y muy potente, la de enmedio por un paquete de estratos comparativamente delgado pero en

serie continua, sin hiatos; por el Este tenemos una serie igualmente delgada, pero con constitución discontinua.

De la comparación entre los tres perfiles descritos, obtenidos a través del Ordovicense y Siluriano de España septentrional, se deducen las siguientes normas:

1. Según el arrumbamiento de las capas, a lo largo de la distancia de unos 150 Kms. que separa Cabo Peñas de la parte septentrional de la provincia de León, las variaciones de cada uno de los paquetes de estratos, por lo que se refiere a constitución y potencias, son sorprendentemente pequeñas.

2. La constitución y la potencia de los perfiles varían muy rápidamente en las direcciones perpendiculares a los arrumbamientos de las estructuras.

De estas observaciones se deduce la existencia de un paralelismo entre la sedimentación y la orogénesis varisca. Esto no quiere decir en manera alguna que la sedimentación, en el ámbito de que nos ocupamos, haya preparado el plegamiento futuro orientando el sentido de sus estructuras. Las facies y las reparticiones de espesores nos hablan más bien, pero no solamente durante el Ordovicense-Siluriano, sino también durante el Cambriano (F. Lotze 1958 y 1961, W. Jaritz 1958) de que en el dominio actualmente ocupado por el Carbonífero, en la zona interior del arco asturiano, debe haber existido una zona elevada, suministradora del escombros y material sedimentario, que influyó en manera decisiva sobre la sedimentación en sus zonas marginales. La laguna estratigráfica en el ámbito marino vecino al macizo cuya existencia propugnamos, no sería entonces sino la consecuencia de una intensificación del movimiento ascensional epirogénico de ese bloque, que habría regido la sedimentación de los estratos desde el Llandeilo hasta el Valentiense inferior, en una zona marginal actualmente caracterizada por la existencia de la corrida anticlinal de Torres-Bufarán. La posibilidad de una evacuación posterior de capas ya sedimentadas durante el transcurso de un hipotético movimiento tectónico, ha de ser deseada, ya que es difícil imaginar una acción erosiva de tal regularidad en una región tan extensa. Mas bien podemos considerar que el ámbito de sedimentación contemporáneo, precisamente en las capas de Castro del Cabo Peñas (F. Radig, 1958) y en las «areniscas de Puerto de Vega» de Asturias occidental (A. Färber, 1958), de construcción irregular caracterizada por intensas discordancias angulares y por micro-discordancias locales (H. Backer, 1959), constituye una expresión de los movimientos acaecidos en el vecino «bloque cantábrico». En todo caso podemos dar como seguro que la laguna o hiato estratigráfico que se observa en la zona de sedimentación oriental *no* fue ocasionada por movimientos de la orogénesis caledónica; todos los geólogos que han trabajado allí coinciden en la absoluta concordancia de las series estratigráficas y en la coincidencia, absoluta hasta en los detalles, en la constitución del perfil.

Puesto que encontramos en el norte de España, por un lado en las Cadenas Cantábricas, por otro lado en la Sierra de la Demanda, los efectos de un plegamiento asintico, si bien localmente débil, nos acercamos al caso de sospechar que el bloque cantábrico constituya el núcleo de un macizo de edad asintica, que ejerce un empuje por avance desde el Sureste. Tras una disposición relativamente elevada durante el Paleozoico bajo, que se manifiesta, como ya dijimos antes, por un suministro de acarrees y por su intensa influencia sobre los caracteres de las facies, ésta situación varió durante el Carbonífero, en el sentido de que la antigua zona elevada hasta ahora en relación con el antepaís, que se retrasa en la tendencia al hundimiento, se convierte en una cuenca de recogida de potentes sedimentos. Así, por ejemplo, la caliza de cañones, que en su mayor parte corresponde al Carbonífero superior, mide menos de 100 metros en el sinclinal de Perlorá, en la costa al noroeste de Gijón, mientras que su potencia en amplias zonas de los Picos de Europa rebasa en más de diez veces ese valor.

Más tarde el macizo, junto con el antepaís, renovó su plegamiento con características alpidicas, y las estructuras de la orogénesis variscas del antepaís se dispusieron concretamente alrededor de aquel hipotético núcleo asintico, que se enfrentaba como obstáculo al proceso de plegamiento, y que fue causa de la tan sorprendente forma arqueada.

IV. CONCLUSIÓN

Así quedan aclaradas muchas aparentes contradicciones en los conceptos con que diversos autores han intentado interpretar, de una manera forzada, los perfiles del basamento de España septentrional, mediante la aceptación de la hipótesis de la existencia de un «Bloque Cantábrico», que alcanzó su consolidación en tiempos precámbricos, y que después fue nuevamente regenerado, el cual ejerció influencia decisiva sobre la sedimentación del Paleozoico inferior y la configuración del esquema estructural varisco. Un movimiento, temporalmente más intenso, de alzamientos, condujo a una interrupción de la sedimentación en las zonas marginales: se manifestó como un obstáculo con respecto a los movimientos variscos, de modo que sus estructuras se dispusieron en arcos concéntricos, que reflejaban en la superficie sus contornos profundos. Tenemos el propósito de explicar en otro lugar, con mayor extensión, lo que aquí queda expuesto sumariamente.

V. LITFRATURVERZEICHNIS

ADARO, I. & JUNQUERA, G.: *Criaderos de hierro de España. II. Criaderos de Asturias.* «Mem. Inst. Geol. y Miner. España», 677 S., 10 Taf., Madrid, 1916.

- ALMELA, A.; GARCÍA-FUENTE, S., & RÍOS, J. M.: *Mapa geológico de España 1:50.000. Explicación de la Hoja Nr 52, Proaza (Asturias)*. «Inst. Geol. y Miner. España», 264, 77 S., zahlr. Abb., Madrid, 1956.
- BÄCKER, H.: *Die Furada-Zone in Zentral-Asturien und Nord-León (Eine feinstratigraphische Untersuchung der Grenzschiechten Gotland-Devon)*. Diss. Münster, 1959.
- FARROIS, C.: *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*. «Mém. Soc. Géol. Nord», 2, 630 S., 20 Taf., Lille, 1882.
- COMTE, P.: *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. «Mem. Inst. Geol. y Miner. España», 60, 440 S., 1 Abb., 2 Prof.-Taf., 1 Kte., Madrid, 1960.
- DESTOMBES, J.-P.: *Stratigraphie de l'Ordovicien des Hautes Pyrénées*. «C. R. Soc. Géol. France», 1949, 138-140. Paris, 1949.
- — *Stratigraphie des terrains primaires de la Haute-Garonne*. «C. R. 19^e sess. Congr. Géol. Intern.», Alger, 1952, sect. II, fasc. 2, 107-129. Alger, 1953.
- FÄRBER, A.: *Stratigraphie und Tektonik der westasturischen Küste zwischen den Flüssen Navia und Nalón (Spanien)*. Diss. Münster, 1958.
- GARCÍA DE FIGUEROA, L. C.: *Las rocas del Cámbrico. I. De los afloramientos del Cabo de Peñas*. «Notas Comun. Inst. Geol. y Min. España», 63, 141-162, 10 Abb., Madrid, 1961.
- GARCÍA-FUENTES, S.: *Geología del Consejo de Teverga (Asturias)*. «Bol. Inst. Geol. y Min. España», 64, Madrid, 1952.
- — *Mapa geológico de España 1:50.000. Explicación de la Hoja Nr. 77. La Plaza (Teverga, Asturias)*. «Inst. Geol. y Min. España», 305 H. 68 S., zahlr. Abb. und Taf. Madrid, 1959.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. & RODRÍGUEZ ARANGO, C.: *Datos para el estudio geológico de la Bahía Baja (León)*. «Bol. Inst. Geol. y Min. España», 61, 81-206, 13 Abb., 12 Taf., 1 Kte. Madrid, 1948.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: *El sistema siluriano*. «Mem. Inst. Geol. y Min. España», 848 S., zahlr. Abb. und Taf. Madrid, 1942.
- HARRINGTON, H. J.; HENNIGSMOEN, G.; etc.: *Trilobita. Systematic descriptions*. In: MOORE, R. C. (Herausgeber): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part O, 170-540. Abb. 108-415. Lawrence, 1959.
- JARITZ, W.: *Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der kantabrischen Küste im asturisch-galizischen Grenzgebiet*. Diss. Münster, 1958.
- KEGEL, W.: *Beobachtungen zum tektonischen Bau des asturisch-kantabrischen Gebirges*. «Z. Deutsch. Geol. Ges.», 79, Monatsber., 80-88. Berlin, 1927.
- — *Das Gotlandium in den kantabrischen Ketten Nordspaniens*. «Z. Deutsch. Geol. Ges.», 81, 35-62. Berlin, 1929.
- KLEIN, C.: *La transgression ordovicienne sur les marges orientales de l'Armorique*. «Bull. Soc. Géol. France», 1960, 768-778, 1 Abb., 1 Tab. Paris, 1961.
- LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico de la región del Cabo de Peñas (Asturias)*. «Bol. Inst. Geol. y Min. España», 72, 233-348, 22 Abb., 10 Taf., 2 Kten. Madrid, 1961.
- LLOPIS LLADÓ, N.; AGUIRRE, E.; ALMELA, A., etc.: *Espagne*. «Lex. strat. intern.», 1, fasc. 10 a, 96 S., 1 Kte. Paris, 1958.
- LOTZE, F.: *Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)*. «Beitr. Geol. westl. Mediterranengeb.», 3, 320 S., 44 Abb., 17 Taf. Berlin, 1929.
- — *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. «Geotekton. Forsch.», 6, 78-92, 1 Abb. Berlin, 1945.
- — *Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyrischen Faltung*. *Stille-Festschrift*, 128-139, 8 Abb. Stuttgart, 1956.
- — *Zum Alter nordwestspanischer Quarzit Sandstein Folgen*. «N. Jb. Geol. Paläont.», *Mh.*, B, 1957, H. 10, 464-471. Stuttgart, 1957.

- LOTZE, F.: *Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums*. «Geologie», 7, 727-750, 1 tab. Berlin, 1958.
- — *Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie*. In: LOTZE, F. & SÖZUY, K.: *Das Kambrium Spaniens*, Abh. Akad. Wiss. Lit. Mainz. math.-nat. Kl., 1961, Nr. 6, 1-216, 48 Abb., 12 Tab., und Nr. 8, 409. Wiesbaden, 1961.
- POLL, K.: *Die Furada-Zone als Silurium/Devon-Grenze im westlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)*. Diss. Münster, 1962.
- PRADO, C. DE: *Lettre de M. de Verneuil sur le terrain silurien des Asturies*. «Bull. Soc. Géol. France» (2), 15, S. 91. Paris, 1857.
- RADIG, F.: *Stratigraphie und Tektonik der asturischen Küste zwischen San Esteban de Pravia und dem Cabo de Torres (Prov. Oviedo, Nordspanien)*. Diss. Münster, 1958.
- — *Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien)*. «Geol. Rdsch.», 51, H. 1, 249-267, 7 Abb., 2 Taf. Stuttgart, 1962.
- SCHMIDT, H.: *Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen*. «Abh. Ges. Wiss. Göttingen», math.-phys. Kl. (3), H. 5, 981-1065, 21 Abb., 2 Taf. Berlin, 1931.
- SCHULZ, G.: *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*, 138 S., 1 Prof. Madrid, 1858.
- SEILACHER, A.: *Lebensspuren als Leitfossilien*. «Geol. Rdsch.», 49, 41-50, 3 Abb., 2 Taf. Stuttgart, 1960.
- SITTER, L. U. DE: *El desarrollo del Paleozoico en el NO. de España*. Publ. extr. Geol. España, 5, 5-39, 9 Abb., 1 Taf. Madrid, 1950.
- — *Le Pré-Cambrien dans la chaîne cantabrique*. «C. R. somm. Soc. géol.», 1961, S. 253. Paris, 1961.
- VERNEUIL, DE & D'ARCHIAC: *Note sur les fossiles du terrain paléozoïque des Asturies*. «Bull. Soc. Géol. France» (2), 2, 458-482, 3 Taf. Paris, 1845.

Recibido el 10 IX-1963.

S. WARREN CAREY

Department of Geology, University of Tasmania, Hobart, Tasmania

ESCALA DE LOS FENOMENOS GEOTECTONICOS (1)

RESUMEN

Los procesos geotectónicos se clasifican en quince órdenes de magnitud longitudinal y de equivalente extensión en el tiempo. Existen muchos umbrales en el comportamiento y, como varias de las propiedades físicas implican diferentes potencias de longitud o de tiempo, términos que resultan completamente insignificantes a una escala, puede que resulten ser los dominantes a otras. No existe modelo mental o matemático que tenga validez para todos los campos; de aquí que los modelos se han de escoger deliberadamente para cada campo, tamaño-tiempo, de pensamiento o de cálculo. La nomenclatura debería variar con cada campo, de manera que sea representativa del tipo de comportamiento en relación con la escala. El campo de tiempos para fenómenos de cráteres de impacto hace que resulte extremadamente improbable la interpretación astrolémica propuesta por Dietz para el domo de Vredefort.

ABSTRACT

The processes of geotectonics range through fifteen orders of magnitude of length and have an equal spread in time. Many behaviour thresholds exist and because the several physical properties involve different powers of length or time, terms which are quite insignificant on one scale may be the dominant ones in others. No one mental or mathematical model has validity over the whole field; hence models must be deliberately selected for the time-size field of thinking or calculation. Nomenclature should change with field so that it signifies the kind of behaviour relevant to the scale. The time field for impact crater phenomena makes Dietz's astrobleme interpretation of the Vredefort dome extremely improbable.

Todo el mundo estaría de acuerdo en que, al pasar de los problemas de geotectónica, a los de astrofísica, deberíamos tener muy en cuenta en nuestros modelos mentales, los efectos del gran cambio de escalas. Sin embargo,

(1) Traducción directa, por J. M. Ríos, del original en inglés, titulado «Scale of geotectonic phenomena», publicación número 103, del Departamento de Geología de la Universidad de Tasmania, Australia. Es una reimpresión del original publicado en el «Journal of the Geological Society of India», vol. 3, 1962. Se publica merced a la amable autorización tanto del autor como de los editores.

la escala total desde la geología de nuestro globo hasta la astrofísica, no implica más que tres órdenes de magnitud, mientras que *dentro* del campo de la deformación de rocas, geología estructural y geotectónica, la escala lineal varía a lo largo de dieciséis órdenes de magnitud (fig. 1). La escala de tiempos es tan amplia como la de tamaños (fig. 2).

La geología tectónica, al tratar de comprender la mecánica de las orogénesis, se apoya necesariamente en las relaciones matemáticas establecidas por los físicos y los ingenieros estructurales. Todas estas relaciones son empíricas. La ecuación de Hooke de la deformación elástica, la fórmula de Newton sobre el flujo de fluidos, y las más complicadas expresiones que expresan la deformación del estado sólido, no son más que notaciones matemáticas de observaciones practicadas sobre la deformación en materiales de laboratorio. No hay, por consiguiente, ninguna justificación lógica en aceptar necesariamente la validez de estas relaciones más allá del campo de magnitudes de las observaciones en que se basan. Nuestros conceptos de sólido, líquido y fluido, así como los estados de la materia son, de igual modo, conceptos empíricos. Es posible que razonemos erradamente si los aplicamos rebasando considerablemente el campo de magnitudes de sus fundamentos empíricos.

La mecánica geotectónica difiere de la experimental en la gran magnitud de las cargas, y, lo que es todavía mucho más importante, en la grandísima duración de la acción de las cargas. Sugiero que esta diferencia, a la que se ha prestado escasa atención, ha sido el talón de Aquiles de la teoría geotectónica. Conceptos basados en experimentos cuya duración se mide por horas, han sido aplicados a fenómenos cuya duración es de más de mil millones de veces más larga. Pequeñas discrepancias, de las que se puede hacer caso omiso en los estudios ordinarios acerca de la deformación, resultan ser funciones directas del tiempo, y llegan a ser de tales dimensiones en los fenómenos geotectónicos que se convierten en los únicos términos que importan en cuenta final. El examen de las relaciones de tiempo de los términos menores en la deformación experimental, nos lleva a la inducción de que la Tierra se comporta como un fluido por lo que a muchos de los fenómenos geológicos se refiere, y en que hasta ahora se había considerado como un sólido elástico.

Nuestras operaciones mentales se apoyan sobre modelos; podemos imaginar modelos de hormigón, un esferoide por ejemplo, para la Tierra, pero también nos apoyamos sobre modelos matemáticos, ya que cuando anotamos símbolos para representar el comportamiento físico de la Tierra, estos símbolos también constituyen modelos, y por muy eruditas que sean nuestras elucubraciones matemáticas, la solución sólo es directamente aplicable al modelo, y puede tener muy escasa relación con el comportamiento de la auténtica Tierra.

Muchas de las ideas que han resultado falsas en geofísica, han tenido su origen en tales conclusiones matemáticas, válidamente derivadas, pero que sólo son aplicables de forma inmediata a una Tierra que poseyera precisa y exclusivamente las propiedades representadas por los símbolos adoptados. De la aplicación de las leyes empíricas más allá de sus límites experimentales, pueden resultar cuatro clases de error:

1. En la primera clase una pequeña corrección es insignificante, y quizás no detectable, a menos que la magnitud de alguna cantidad física, de la que aquélla es función directa, se haga muy grande. Así, por ejemplo, la

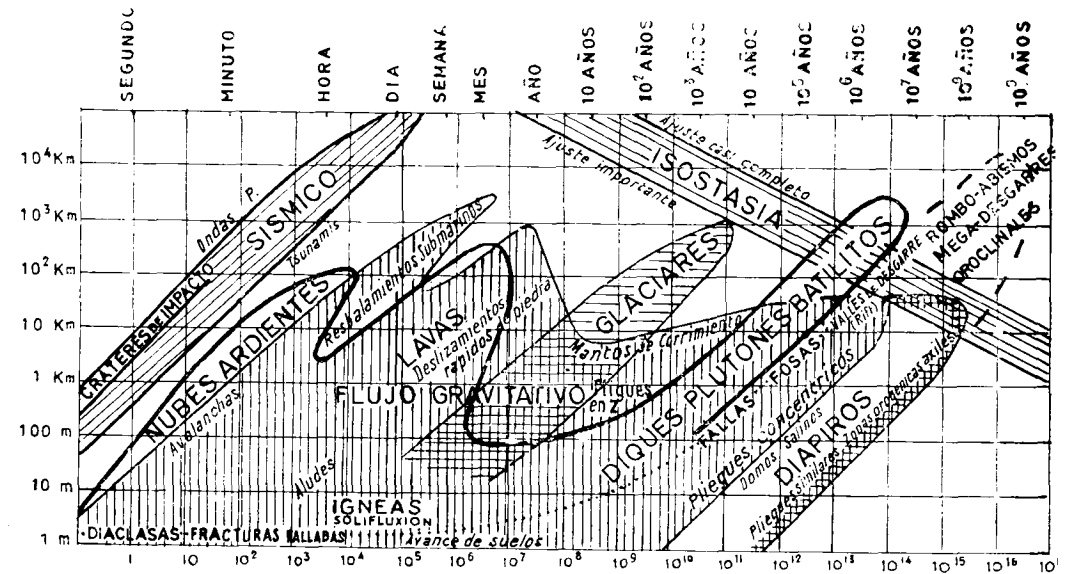


Fig. 1

mecánica newtoniana suministra resultados correctos para las velocidades ordinarias, pero fracasa si las velocidades se acercan a la de la luz.

2. En la segunda clase dos parámetros comparables y relacionados pueden implicar diferentes potencias de dimensión o de tiempo, de modo que incluso con un campo cuyo alcance sea de escalas de escasos millares, puede incrementar un millón o mil millones de veces el factor de otro. Ejemplos de tal acoplamiento de circunstancias nos los ofrecen el esfuerzo elástico y el esfuerzo de flujo, o bien el peso y la resistencia.

3. En la tercera clase aparece un nuevo tipo de fenómenos solamente cuando se rebasa un umbral o punto singular de alguna de las cantidades físicas involucradas. Tales son los puntos de ebullición y fusión, y los umbrales de turbulencia y ruptura.

ESCALA DE FENOMENOS GEOTECTONICOS

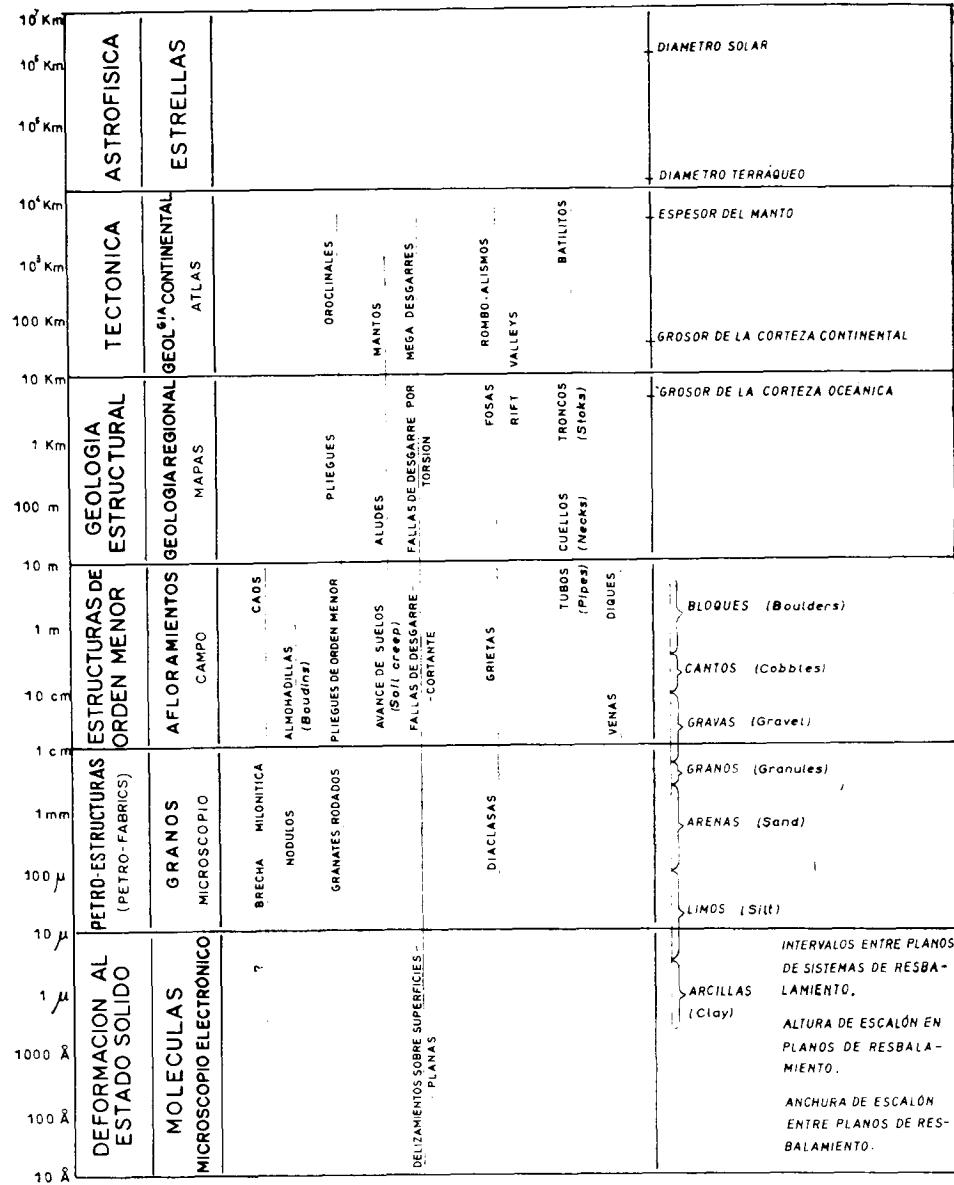


Fig. 2

4. En la cuarta clase el comportamiento de un cierto número de elementos individuales, contrasta con el comportamiento estadístico de grandes números de la misma clase de individuos. Los electrones, los fotones, o las langostas, examinadas de cerca, se comportan como partículas, pero en grandes números, en cantidades elevadas, lo que apreciamos son ondas o nubes de langosta, y nos resulta imposible identificar un fotón individual, o una sola langosta dentro del comportamiento del grupo. Si nuestra escala experimental tiempos-distancias, nos permite identificar un electrón individual o una sola langosta con una precisión considerablemente mayor que la distancia media existente entre individuos, el experimento nos los pone entonces de manifiesto como elementos individuales o aislados, con un comportamiento propio, mientras que cualquier análisis más grosero sólo nos manifiesta el fenómeno global. Las caras de los cristales ofrecen durezas y lustres y otras muchas propiedades objetivas comensurables, que dejan de existir cuando se ensayan los átomos individuales con herramientas más finas. La paradoja del concepto ondulatorio, o corpuscular, no constituye un conflicto fundamental. Cual sea el modelo apropiado depende exclusivamente de la escala a que practicamos nuestras observaciones. La falta de finura de la escala de tiempos tiene el mismo efecto embastecedor que la falta de finura en la escala de tamaños. Así, por ejemplo, los anillos continuos en los halos pleocroicos no son más que integraciones por la prolongación excesiva del tiempo de observación, de colisión de partículas individuales estelares, que se registran individualmente solamente si la escala de tiempos es suficientemente breve.

A la vista de estas diversas fuentes de error, por discontinuidades en el comportamiento al llegarse a umbrales o puntos singulares, por la expansión explosiva de la importancia de términos hasta entonces insignificantes, por las superlativas variaciones en las velocidades a que cambian determinadas propiedades relacionadas, así como por la integración estadística de actos sujetos a los caprichos del azar, nuestros modelos, tanto experimentales como mentales y matemáticos, deben ser seleccionados continuamente para que se adapten a la escala precisa de nuestras consideraciones en cada momento. Nuestro mecanismo mental resultaría ciertamente vulnerable si intentáramos la misma escala de modelos mentales a través de los quince órdenes de magnitudes implicados en la escala lineal geotectónica, que nos eleva masas y volúmenes más allá de 10⁴⁵ veces, número demasiado grande para poder ser imaginado. En nuestra pasada ingenuidad hemos volado, revoloteando alegremente a lo ancho de tan amplio campo, en combinación además con una escala de tiempos igualmente amplia, prestando muy escasa atención a la ponderación de nuestros modelos.

¿Cuál ha de ser la extensión, la dimensión de la escala de tiempos cuyo uso podemos considerar como seguro? Si nos atrevemos, o, más bien,

si somos suficientemente cuidadosos en su empleo, como para aceptar como un solo tramo el intervalo millardario de las dimensiones astrofísicas, entonces contamos *cinco* intervalos de tal categoría dentro del alcance de la geología estructural y de la geotécnica. Han sido expresados en la fig. 1, en la que los límites han sido arbitrariamente trazados. Pero el uso ha introducido ya algunas categorías apropiadas que pueden ser ampliadas en la siguiente clasificación, en la que cada campo abarca tres órdenes de magnitudes de tamaño:

Primer orden de deformación: Las estructuras a la escala del globo, o de los continentes. Tectónica.

Segundo orden de deformación: Estructuras apreciables en los mapas regionales. Geología estructural.

Tercer orden de deformación: Estructuras apreciables en los afloramientos en el terreno. Estructuras menores.

Cuarto orden de deformación: Estructuras apreciables en el microscopio. Petro-estructuras (Petrofabrics).

Quinto orden de deformación: Estructuras apreciables como átomos o como redes (planas, espaciales). Mecánica de las rocas (Rock-Mechanics).

En el quinto orden, de 1 Å a 10 μ , nos encontramos con las ideas estáticas cinemáticas de esfuerzo, resistencia y deformación, los conceptos de elasticidad, viscosidad, plasticidad, deformación y flujo, las fuerzas desarrolladas entre superficies deslizantes, cristales sencillos y agregados policristalinos. Este es el campo de la mecánica de las rocas. La investigación se lleva a cabo en el laboratorio, mediante análisis teórico e inducción. Nuestro ojo es el microscopio electrónico.

El próximo campo, el de cuarto orden, transcurre desde las 10 μ hasta 1 centímetro. Es el campo de las petroestructuras (petro-fabric), o sea el estudio del comportamiento de los granos, y la platina microscópica es su palestra. Allí nos ocupamos de petro-estructuras y texturas, de apizarramiento, foliación, disposiciones lineares, nódulos y milonitas, así como de las diaclasas. Tratamos dentro de esta escala de las relaciones existentes entre los granos minerales individuales dentro de las rocas, más bien que de las relaciones de unas rocas con otras. Igualmente debemos ocuparnos de los fluidos intersticiales, presiones de exudación y redes de flujo, así como de la consolidación de los sedimentos, comportamiento de los suelos y los fenómenos de congelación de materiales saturados.

El tercer orden, desde 1 cm. a 10 m. es el campo de las estructuras menores, que abarca todo lo que podemos ver conjuntamente en un solo afloramiento. Nuestras herramientas son el martillo, la brújula, el clinómetro y la cinta métrica. Las milonitas del cuarto orden quedan reemplazadas por las brechas, megabrechas y disposiciones caóticas; nos ocupamos, en una palabra, de fragmentos de rocas en vez de granos minerales. Estudiamos los

pliegues ptygmáticos, almohadillas, disposiciones arriñonadas, etc. Abstrae-mos los resultados de la escala petro-estructural y los sintetizamos e interpretamos bajo términos de estructuras de deformación de las rocas. Debemos reconocer las estructuras de sedimentación de las rocas y establecer sus diferencias con respecto a las estructuras tectónicas de pequeña escala. La solifluxión y los aludes tienen aquí su sitio, así como los cuerpos ígneos considerados a la escala del afloramiento, tales como venas, diques y pegmatitas.

El segundo orden, que abarca las estructuras desde los 10 m. a los 10 kilómetros, es el campo de la geología estructural en su sentido más estrecho o limitado, y sólo puede ser estudiado como síntesis elevadas a cabo sobre mapas geológicos y cortes regionales. Los resultados y conclusiones de nuestras observaciones a la escala del afloramiento aparecen abstraídos y simbolizados en estos mapas, y de ellos inducimos las estructuras regionales. Aquí nos ocupamos de pliegues, fallas y plutones y de sus muchas combinaciones y permutaciones. Las unidades de deformación no son las rocas o los lechos, sino los conjuntos o formaciones estratigráficas. En la parte más elevada de este orden se encuentran los pilares y las fosas, los mantos más chicos y los geo-anticlinales.

El primer orden, desde los 10 a los 10.000 Km. es el campo de la tectónica, cuyo material de estudio viene representado en los atlas continentales y del globo. Geología estructural y tectónica han sido considerados como conceptos sinónimos por muchos autores. En el uso corriente se ha solido emplear la voz «tectónica» para designar la geología estructural de gran escala, la génesis y esquemas estructurales a escala provincial. Propongo, en consecuencia, que esta tendencia quede cristalizada, y que el término de geología estructural se dedique a la escala de mapa de distrito, para las relaciones existentes entre anticlinales, sinclinales, fallas y estructuras a ellas comparables, excesivamente grandes para ser apreciadas en un solo afloramiento, pero todavía dentro de una escala en la que quedan representados lechos y formaciones. La tectónica debería tratar de estructuras provinciales, aún más grandes, geosinclinales, grandes fallas transcurrentes y mantos cabalgantes y de corrimiento, pasando a estructuras continentales en que la unidad deformada es el orogeno mismo, los dorsales oceánico-medios, los sistemas de desgarre (Rift), y de allí a los continentes y a las cuencas oceánicas mismas.

En las categorías bajas, los conceptos de horizontal y vertical son de escasa trascendencia para la determinación de los esquemas de funcionamiento. Pero ya en el segundo orden la gravedad se convierte en un factor de importancia incrementante, y en el primer orden es el factor dominante. Son pocas las estructuras que pueden ofrecer desplazamientos verticales de 10 kilómetros y los desplazamientos realmente grandes ya quedan cerca de lo

geodésico. Pero hay escasa restricción en el caso de las traslaciones horizontales. En la escala tectónica propiamente dicha, los plegamientos sólo pueden tener lugar alrededor de ejes verticales (oroclinales).

En la medida en que sea practicable, será preferible usar nomenclaturas distintas, sino para cada división, sí al menos para asegurarnos de que no haya ningún término que se extienda a través de un intervalo excesivamente amplio. Porque de ese modo, los términos mismos nos servirán de advertencia del cambio de escalas y de las diferentes propiedades y esquemas de comportamiento, de la misma manera que, colina, villa y clan nos sugieren diferentes imágenes que montaña, ciudad y raza.

Dentro de cada orden de escalas es necesario constituir un segundo espectro de tiempos, y estudiar separadamente los fenómenos impulsivos de los seculares. La incidencia en los fenómenos geotectónicos, por lo que se refiere a ambo espacios y tiempo, se muestra en la figura 2, en la que ambas escalas son de orden logarítmico. El máximo de tamaños y el máximo de tiempos tienen como límites en este diagrama, el tamaño y la edad de la Tierra.

La mayor parte de los fenómenos están constreñidos a campos que se alzan hacia la derecha con 45° de pendiente, al aumentar la escala de distancias en proporción con respecto a la escala de tiempos. En otras palabras, estos campos expresan sencillamente velocidades de propagación, o de deformación. Estos últimos cambios se resuelven, por consiguiente, en una secuencia escalonada de viscosidades, por ejemplo, nubes ardientes con viscosidades efectivas del orden de 10^{-8} poises, flujos de turbulencia de 10μ , y luego diversos tipos de corrimientos de tierra hasta glaciares con 10^{13} poises y más allá, a las deformaciones de las sales y los sedimentos con un campo de 10^{14} a 10^{21} y un límite práctico superior de flujo de unos 10^{27} poises.

El campo de la isostasia se inclina hacia abajo, unos 30°, con el incremento del tiempo, es decir, que es opuesto en su dirección, y de pendiente más tendida que todos los otros campos, lo que expresa el hecho de que cuanto más ancha es la dispersión de una carga, tanto más rápidamente se alcanza su ajuste. El gradiente de uno por dos es de tiempo contra el cuadrado la longitud. En la extremidad de los tiempos cortos el campo isostático se funde en el campo sísmico. La intersección representa «el tiempo de relajamiento» de Maxwell para los materiales terráqueos, el cual es mayor que un día (las mareas semi-diurnas son totalmente elásticas), pero menor que un año (la nutación tiene una corrección de viscosidad), según fue discutido por Carey (1954, p. 108). En la zona en que estos campos se superponen y emergen, tienen importancia tanto los fenómenos elásticos como los de flujo, y los fenómenos elásticos aparecen en parte matizados y amortiguados por el flujo.

Con objeto de poner de manifiesto como opera el diagrama, podría re-

sultar útil que aplicáramos unos cuantos ejemplos. Si seguimos el borde superior del campo isostático y observamos las coordenadas de tiempo y tamaño, resulta evidente que la duración de un siglo presenciaría ajustes prácticamente completos para cargas que impliquen el cuerpo terráqueo (véase Carey, 1960, p. 303). En mil años habría ajustes completos de cargas del tamaño de un océano o de un gran continente, y un reajuste apreciable de cargas de 2.000 Km. de diámetro. La recuperación consiguiente a la fusión de los mantos de hielo, hace unos 10.000 años, está de acuerdo con estas escalas. En 100.000 años el reajuste sería prácticamente completo para cargas de 2.000 Km. de diámetro, y se observaría un reajuste apreciable para cargas de 50 Km. de diámetro.

Los fenómenos cuyos campos solapan el campo isostático van acompañados de reajuste isostático parcial, conforme van creciendo, y los que se extienden más allá, por encima del campo de reajuste isostático, deben quedar sustancialmente en equilibrio isostático durante todo su desarrollo. Todas las estructuras tectónicas de primer orden caen dentro de estas categorías.

El flujo gravitativo de suelos, sedimentos y roca constituye un gran campo continuo, con avalanchas de gran velocidad, deslizamientos submarinos, flujos de turbulencia por un extremo y de pliegues concéntricos, mantos de cabalgamiento y corrimientos por el otro (ver Carey, 1962). El flujo de materiales incoherentes corresponde a una loba en el extremo de velocidades grandes. El campo de las rocas de alta movilidad es continuo con el de los deslizamientos submarinos; en aquel campo los materiales cixotrópicos de gran sensibilidad, por ejemplo los sedimentos que contienen agua a presiones excesivas, resultan altamente movedizos y desarrollan flujos de gran escala, bien sea en la superficie, bien sea bajo una tábula de material transportado.

El campo de los glaciares es continuo, al extremo de las velocidades lentas, con el de la solifluxión, que a su vez pasa gradualmente al del deslizamiento lento de suelos.

El campo diapírico incluye los domos salinos, la mayor parte de los pliegues similares, y las zonas orogénicas axiales (véase Carey, 1962), y es continuo con el campo de los mantos, conforme van siendo expulsados, creciendo a partir de la zona axial de regurgitación (mismo trabajo, fig. 44). De aquí que el campo de las estructuras que surgen diapíricamente, deba pasar sin discontinuidad al de la expansión lateral de los mantos.

El campo ígneo ofrece tres lobs que corresponden al transporte de materiales fluidificados por gases, los flujos de superficie y los fenómenos bajo la superficie.

La escala de tiempos es muy corta para los cráteres de impacto y explosión, pero no instantánea. El choque se propaga con la velocidad de las ondas de compresión. Pero, incluso para un cráter de varios kilómetros de

diámetro, el choque impulsivo termina en segundos. Para cargas de tan breve duración todas las rocas resultan quebradizas. La deformación tiene lugar únicamente por fractura. Desde el advenimiento de las explosiones nucleares originantes, se ha puesto de moda la atribución de muchas estructuras circulares conocidas de antiguo, al impacto de meteoritos. Dietz ha sugerido (1961), que el domo de Vredefort en South Africa, que ofrece un pitón central de granito con un halo de sedimentos desplomados y volcados hacia afuera de unos 15.000 metros de grosor y de unos 100 kilómetros de diámetro, puede haber sido producido por un impacto de esa clase. Ha calculado Dietz, que un meteorito de 2.3 kilómetros de diámetro poseería la energía suficiente. Pero esta interpretación es en extremo improbable. Para las estructuras del tipo del domo de Vredefort los cráteres de impacto recaen diez o más órdenes más allá, en la escala de los tiempos, que cualquier estructura de deformación de rocas. El problema de Dietz no reside en suministrar la energía suficiente para llevar a cabo tal trabajo, sino en aplicarlo con la suficiente lentitud como para que cause una deformación de las rocas, más bien que una destrucción. El plegamiento, tal como lo entendemos corrientemente, resulta completamente improbable para una escala tan breve de tiempo.

La pila sedimentaria incluye dolomías enormes, lavas básicas potentes, así como cuarcitas gruesas, conglomerados, tobas y pizarras. Es cierto que una columna así puede ser plegada, pero solamente si la diferencia de esfuerzos puede ser mantenida relativamente baja, y siempre que haya suficiente tiempo para que un deslizamiento muy lento pueda llegar, por acumulación, a constituir una gran deformación. La velocidad de deformación aumenta con el esfuerzo y viceversa, pero sólo hasta el punto en que los esfuerzos alcanzan el límite de resistencia del material, en cuyo caso la roca debe quebrantarse. El único medio de plegar rocas por impacto es por fracturas distribuidas, no por deformación.

Este diagrama (fig. 2) está ideado, desde luego, para los fenómenos tectónicos, pero tiene, sin embargo, implicaciones para los fenómenos tectónicos de la Luna, Marte y Venus. Si admitimos semejanza de los materiales, por lo que a la deformación y a los parámetros de resistencia se refiere, la principal variable sería la de la gravedad. En un gráfico trazado para uno de los cuerpos astrales de menor tamaño que el de la Tierra, las inclinaciones de todos los campos serían las mismas que en la fig. 2, y aquellos cambios (tales como el campo sísmico), que no implican a la gravedad, quedarían invariables en sus posiciones; los campos que involucran a la gravedad y distancia, hasta el primer orden (tales como el flujo de rocas), se transpondrían hacia la derecha en la proporción de la relación existente entre la nueva gravedad y la de la Tierra, y los que implican gravedad y áreas (por ejemplo, la isostasia), se trasladarían el doble hacia la derecha.

El valor de la atracción gravitativa de Marte es de 0,38 veces la de la Tierra. Sería de esperar que el campo isostático se desplazase casi un orden hacia la derecha; la deformación por flujo gravitativo, avalanchas, etc., cerca de un tercio de orden en el mismo sentido, y el campo sísmico no experimentaría desplazamiento. De aquí que el tiempo exigido para el ajuste isostático de Marte resultaría ser algo menor que una vez más el orden de la Tierra. Este resultado está completamente de acuerdo con la conclusión de Lamar (1961, pág. 26), de que las elipticidades comparativas de Marte, según se han determinado por medios ópticos y a partir de los movimientos de sus dos satélites, indican que el abultamiento ecuatorial de Marte está compensado isostáticamente, y que el equilibrio fluido debe prevalecer a profundidades mayores que los 250 kilómetros.

La Luna posee un campo gravitativo que es solamente el 0,16 de la Tierra, de modo que los desplazamientos de los campos resultarían mayores; por ejemplo, el tiempo isostático resultaría un orden y medio más largo que el de la Tierra. De aquí que si los restantes parámetros permaneciesen iguales, todas las características mayores de la Luna quedarían en equilibrio isostático, y cargas de 100 kilómetros de diámetro quedarían fundamentalmente ajustadas a los 100 millones de años. Esto está de acuerdo con la conclusión de Carey (1960, p. 311), que se refiere a la conformación de la Luna.

Toda esta argumentación hace caso omiso de una variable importante, la temperatura, y solamente resultaría verdadera si el gradiente de temperatura de la superficie resultase semejante al de la Tierra (véase Carey, 1954, figura 4). Si la Luna está constituida realmente por un cuerpo frío en toda su masa, el tiempo exigido para los ajustes aumentaría en varios órdenes.

Cuerpos más pequeños, como los asteroides, podrían tener formas completamente irregulares a lo largo de los tiempos geológicos. De muchos asteroides se sabe, por observación óptica, que tienen formas irregulares.

BIBLIOGRAFÍA

- CAREY, S. W.: *The Rheid Concept in Geotectonics*. «Journ. Geol. Soc. Aust.», vol. 1, núm. 1, pp. 67-117 (1954).
 --- *The Strength of the Earth's Crust*. «Trans. New York Acad. Sci.», Ser. II, vol. 22, núm. 5, pp. 303-312 (1960).
 --- *Folding*. «Alberta Soc. Petr. Geol.», 3rd Anniversary Address (1962).
 DIETZ, R. S.: *Vredefort Ring Structure: Meteorite impact Scar?* «Journ. Geol.», vol. 69, núm. 5, pp. 499-516 (1961).
 LAMAR, D. L.: *Optical Ellipticity and Internal Structure of Mars*. «Am. Geophys. Union», Program Abstracts 27-29 Dec. 1961, p. 26 (1961).

Recibido el 11 IX 1963.

JOAQUIN MULAS SANCHEZ

LAMPROFIDO MANGERITICO EN EL RIO ESPINAREDO
(INFIESTO-ASTURIAS)

RESUMEN

Se describe una roca encontrada en el cauce del río Espinaredo (Infiesto-Asturias) y, comparándola cualitativa y cuantitativamente con otras rocas afines, se la clasifica como Lamprófido Mangerítico.

PREÁMBULO Y DATOS DE CAMPO

A la búsqueda de las rocas ígneas filonianas citadas por Schulz, descritas por Barrois y vueltas a mencionar por Martínez, que se encuentran en las proximidades de Infiesto y de las aldeas de Lozana y San Vicente, llamó mi atención sobre el cauce del río Espinaredo a su paso por las cercanías de la Piscifactoría de Infiesto, un bloque suelto de roca casi negra de medio metro cúbico aproximadamente y de forma subrodada a rodada.

Por si este berrueco pudiera estar en relación con las rocas lamprofiticas de Lozana y San Vicente, recogí una muestra para estudiarla detenidamente y compararla con los otros lamprófidos de la zona.

El estudio de las rocas magmáticas de Lozana ha sido objeto de un trabajo en el que se buscan relaciones y se discute su origen. En el presente tan sólo describo y clasifico la muestra recogida.

LA MUESTRA

La roca es microfanerítica de granos o láminas de uno o dos milímetros hasta invisibles, de feldespatos blanquinos, micas doradas o negras y material verdoso abundante. El color general es gris verdoso, parecido al de una microdiorita.

La mezcla de todos los minerales es homogénea. La fractura, ligeramente

concoidea con tendencia a bordes cortantes. La densidad está comprendida entre 2,6 y 2,8. Por acción de un imán corriente se separan del polvo muy pocos de los granos negros.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Al microscopio aparece una estructura holocristalina granuda de componentes predominantemente subidiomorfos o idiomorfos, habiendo también alotriomorfos con carácter intersticial y menos abundantes.

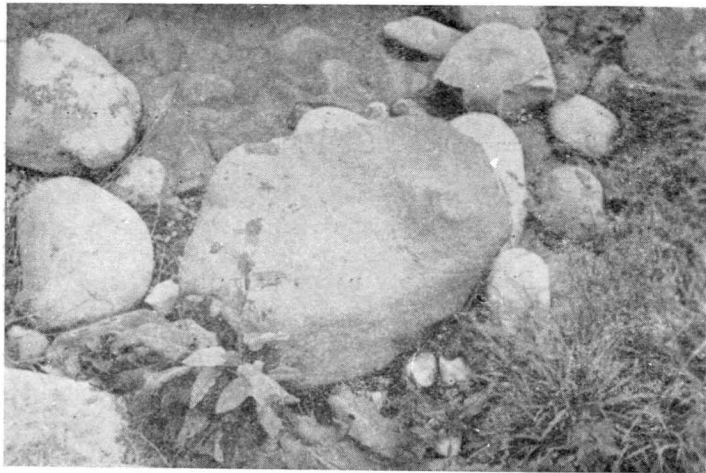


Fig. 1.—Barrueco lamprofítico. El más oscuro y el de mayor tamaño.

Puede hablarse de estructura porfídica, más o menos seriada, por no ser tajante la diferencia entre fenocristales y microcristales. Las diferencias de tamaño entre la mayoría de los individuos no es mucho mayor que la que se encuentran entre rocas granitoideas de grano medio a grueso con tendencia porfídica.

Se reconocen los siguientes minerales: Plagioclasa, Ortosa, Biotita, Cuarzo, Clinocloro, Clorita pennina, Hornblenda, Pirita, Magnetita, Apatito, Zircón, Titanita, Rutilo, Sericita, Caolín, Zoisita y Epidota.

Plagioclasa.

Es el mineral más abundante, presentándose en maclas de Albita, Periclina y Albita-Karsbad, raramente en otras leyes de macla y nunca observable en Baveno.

Los cristales son idiomorfos o hipidiomorfos, apareciendo en algunos, pero

de forma excepcional, asociaciones antipertíticas. La alteración es muy importante, estando salpicados por multitud de escamas sericíticas. El anubarramiento es raro que llegue a ser total, dejando ver, en general, las secciones de los planos de unión. La alteración es homogénea, dejando más limpios los bordes normalmente más sódicos. A veces las grietas del cristal alcanzan los bordes y entonces aquéllos están más alterados.

El tipo de feldespato calco-sódico corresponde a un 30-35 de Anortita, siendo los bordes más ácidos.

Las inclusiones supuestas primarias son poco abundantes, sólo algunas laminillas de biotita y agujas de apatito. Sobre algún individuo, como resultado de saussuritización, aparecen cristales de zoisita.

Ortosa.

Este feldespato potásico monoclinico es también esencial en la roca y ligeramente menos abundante que la plagioclasa en una apreciación superficial sobre la mayoría de los campos de visión.

Los cristales de ortosa son en su mayoría euhedrales o subhedrales, siendo raro el que no presenta alguna faceta regular.

La asociación en macla de Karsbad es corriente y en algún individuo aparecen pertitas en su borde, pero poco desarrolladas, y a veces mirmequitas.

Incluye laminillas de biotita, cristalitos de plagioclasa sin formar, pertita y barritas alargadas de apatito. Raramente cuarzo o granos opacos.

Respecto a la alteración es, en general, menor que en la plagioclasa. El material de alteración es caolín con o sin sericita. En los cristales menos alterados sólo se observa caolín, apareciendo la sericita en los estados más avanzados de alteración.

Anfiboles.

Es el material fémico más abundante, siguiendo en importancia cuantitativa a los feldespatos. Aparece en láminas más o menos alargadas. En luz natural tiene color verde pálido o azul verdoso, colores a los que varía en luz polarizada. Con el polarizador presenta regular pleocroísmo desde los colores citados hasta quedar incoloro. En nicoles cruzados son bien patentes las maclas de dos o más individuos, dando en algunos casos figuras en acordeón. Sólo excepcionalmente las líneas de exfoliación se presentan con claridad, sobre todo la ().

En ángulo máximo de extinción refrido a la línea sección del plano de exfoliación más patente, coincidente muchas veces con la sección del plano de unión de dos individuos maclados, da valores alrededor de los 10°.

El signo óptico negativo y la birrefringencia próxima a la del anfíbo Hornblenda, me ha decidido por dicho mineral.

Las inclusiones son abundantes; granos de zircón con bien desarrolladas aureolas pleocroicas, barritas de apatito, granos, irregulares de minerales opacos y escamitas de otros minerales esenciales.

Entre las inclusiones, las más dignas de mención son las de biotita, que aparece en multitud de pequeñas escamas sobre algunos cristales de actinot.

También sobre el anfíbol se ven flecos cloríticos de pennina, aunque de poca extensión.

Biotita.

Su abundancia ronda el 10 por 100 crítico de ser considerado como esencial o accesorio. Aparte de la sericita de alteración, es la única mica de roca, estando en ella homogéneamente repartida.

Se presenta en láminas más o menos alargadas, de bordes irregulares, raramente en secciones exagonales incompletas.

La mayoría de las láminas son muy pleocroicas, predominando los colores marrón rojizo y siena con tintes morados, ligeros signos de alteración por flecos cloríticos y granos diminutos de epidota.

Son abundantes las inclusiones de minerales accesorios y alguna de esenciales.

Cuarzo.

Frecuente, pero en pequeños granos, no sobrepasando el 1 por 100. Es de extinción muy uniforme, a veces maclado, muy alotriomorfo y con carácter fisural o intersticial. Posee inclusiones puntiformes variadas. Bordes condicionados, en general netos.

Se dan casos de imitación a la macla de Karsbad, por unión de un cristal de cuarzo y otro de ortosa.

Cloritas.

Se han encontrado dos especies de cloritas: Clinocloro y Pennina. El primero forma láminas independientes que pueden ser confundidas con las actinotas en una visión superficial. El signo óptico y la birrefringencia permite diferenciarlas claramente.

La pennina, como ya se ha dicho, se encuentra sobre la biotita y la actino

Minerales opacos.

Son principalmente de pirita, acompañada o no de magnetita. Son pocos los granos aislados de magnetita y de ilmenita. La pirita aparece en granos aislados o formando figuras irregulares, a veces incluidas en la actinota o la biotita.

Sobre alguna masa de pirita de mayor tamaño se hallan inclusiones de ortosa, plagioclasa, cuarzo, biotita y actinota.

Son escasos los brotes de oligisto en algún borde de la pirita.

Otros minerales accesorios.

El zircón y el apatito, frecuentes y típicos. La titanita y el rutilo, también típicos, pero sólo en algún grano romboidal o en agujas entrecruzadas respectivamente, sólo encontrados en algún campo.

CLASIFICACIÓN

Según la descripción expuesta, la roca puede ser clasificada como un lamprófido feldespático anfibólico-biotítico, es decir, un lamprófido indeciso o intermedio entre los plagioclásicos y los ortoclásicos, así como entre los anfibólicos y los biotíticos. Es a lo más que puede llegarse en un análisis cualitativo o cuantitativo a primer golpe de vista.

Haciendo el cálculo del modo se obtiene:

	%
Plagioclasa	44
Anfibol	20
Ortosa	22
Biotita	11
Cuarzo	1
Resto	2

y comparando con la composición modal media de la mangerita y la ortlerita, representante filoniano de la primera, tenemos:

	Lamprófido	Mangerita	Ortlerita
Plagioclasa	44	42	43
Micas y piriboles	31	37	35
Ortosa	22	14	20
Resto	3	7	2

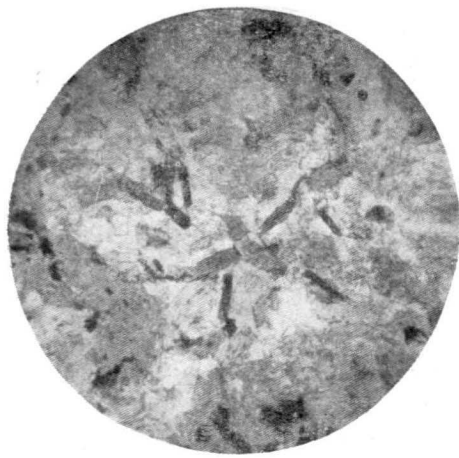


Fig. 2.—General. Feldespatos, biotitas, material vedoso y cuarzo.



Fig. 3.—Cuarzos. Los que figuran en blanco.

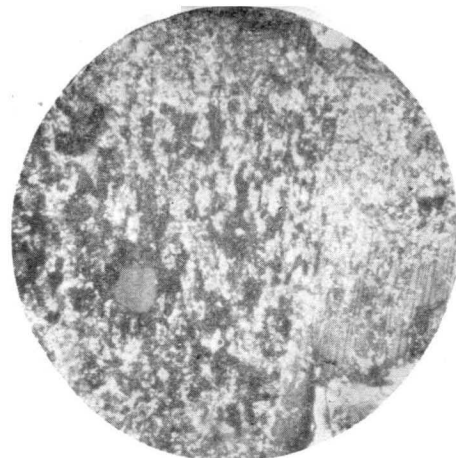


Fig. 8.—Detalle de la sercitzación del feldespato calcosódico.

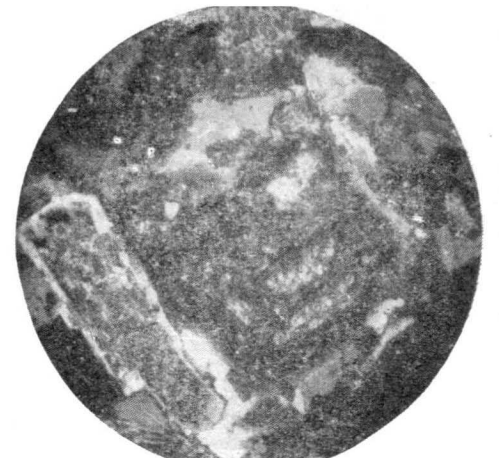


Fig. 9.—Plagioclasa zonal, más limpia en las capas externas.



Fig. 4.—Ortosa en macla dn Karsbad

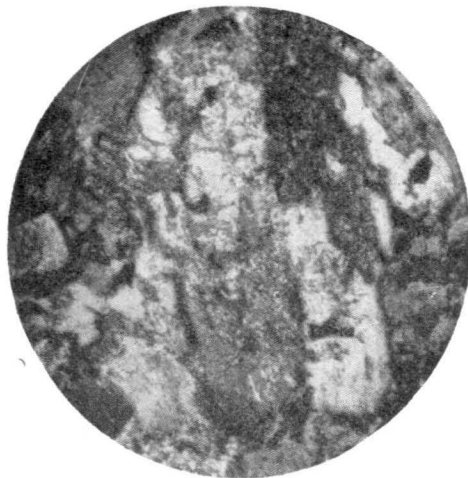


Fig. 5.—Ortosa embarrada por caolín y sericita.



Fig. 10.—Lámina de biotita.

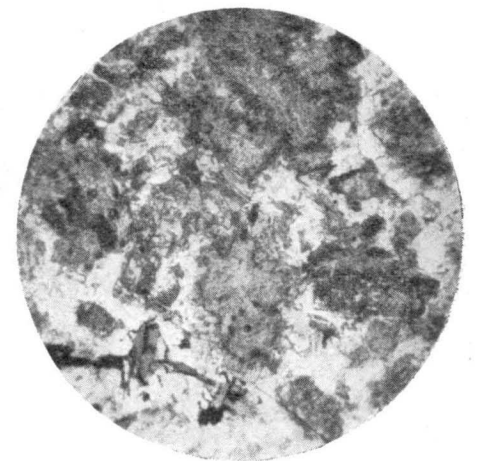


Fig. 11.—Horvblenda en H^F.



Fig. 6.—Plagioclusa en macla Aléita-Karsbad.

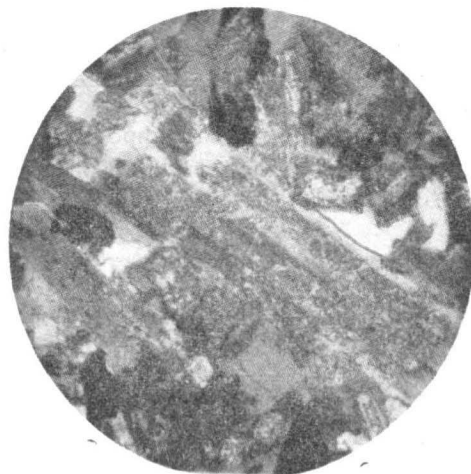


Fig. 7.—Sercitización de la plagioclusa

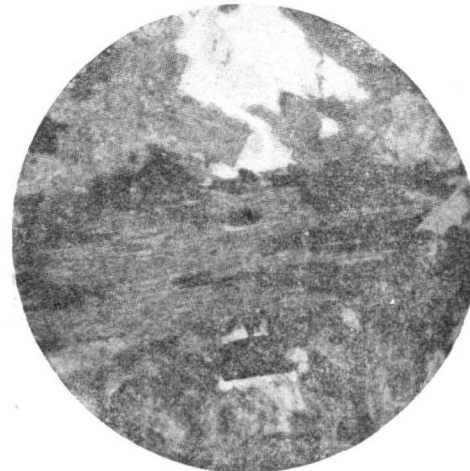


Fig. 12.—Lámina maclada de horublenda.



Fig. 13.—Horublenda con plaquitas de biotita sobre ella. Zircón.

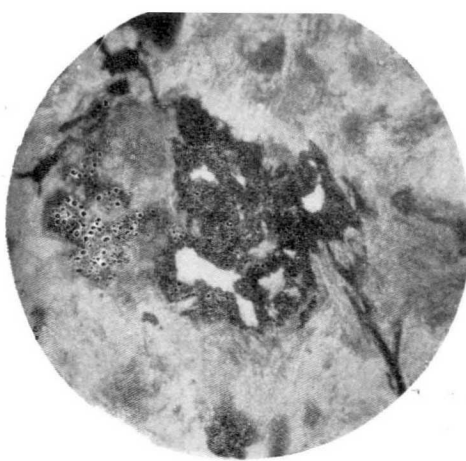


Fig. 14.—Pirita con inclusiones.



Fig. 15.—Biotita esquelética. Línea negra de pirita que sigue la exfoliación de la mica.

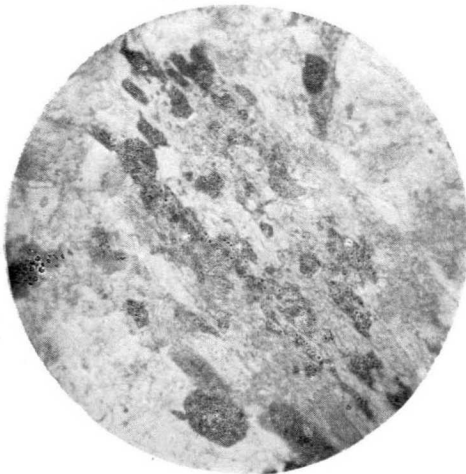


Fig. 16.—Conjunto de gramilos y figuras de pirita sobre horublanda.

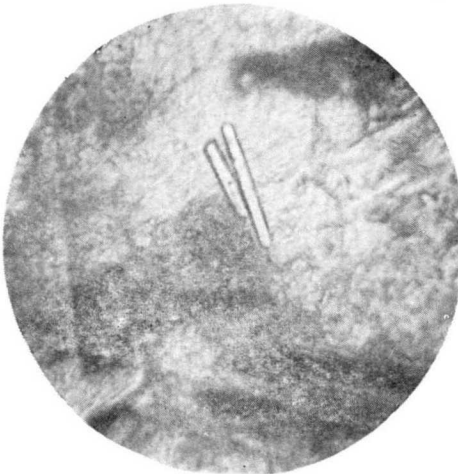


Fig. 17.—Falillos de apatito.



Fig. 18.—Cristal subidiomorfo de titanita.

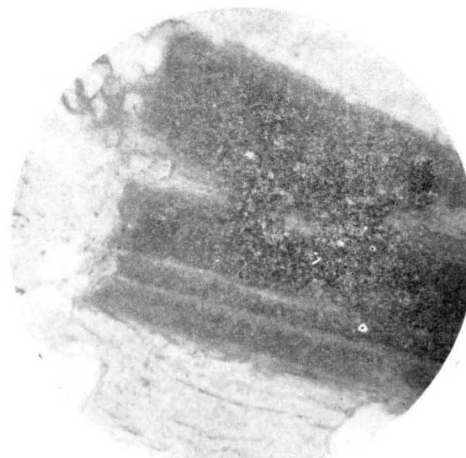


Fig. 19.—Zircón con aureola bien desarrollada sobre biotita.

Lo que nos dice que nuestra roca coincide en composición mineralógica cuantitativa con la ortlerita (Stache y v. John), definida como porfiritá mangerítica.

La única diferencia importante que apreciamos entre la roca estudiada y una ortlerita, es la que existe en su estructura.

Típicamente en una porfiritá es clara la diferencia entre fenocristales y base, lo que no ocurre en muchas estructuras de lamprófidos.

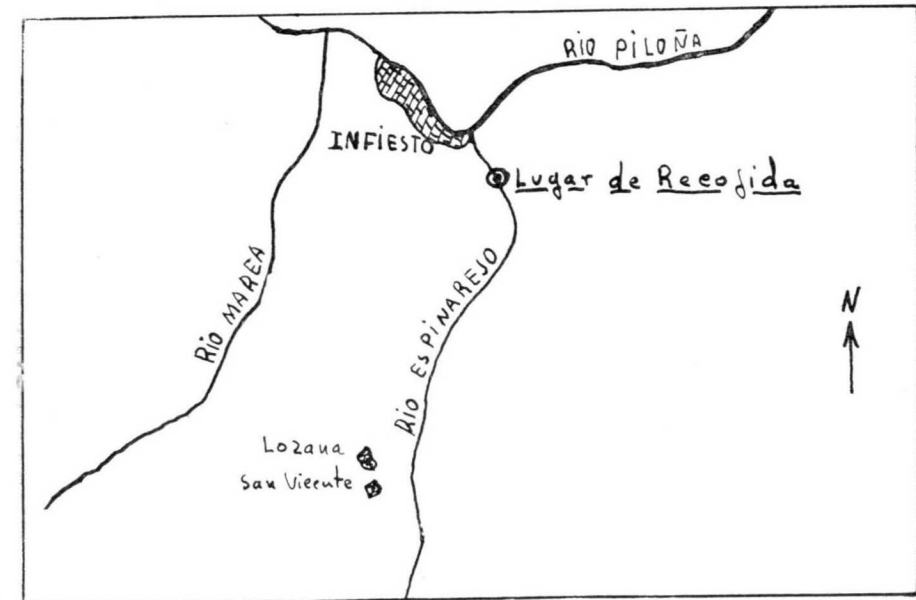


Fig. 20.—Zona de la recojida de la muestra. (*) E = 1/50.000

Por otra parte, como el término porfiritá no está claramente definido, no se cometería gran error si la roca estudiada fuera clasificada como ortlerita e igualmente podría encontrar apoyo su denominación como micromanagerita o microsienodiorita.

Sin embargo, su estructura, en especial la forma prismática de las plagioclasas y su disposición, semejante a la de otros lamprófidos indiscutibles, es lo que en último término me decide a clasificarla dentro de este grupo de rocas, pareciéndome buena la siguiente denominación: Lamprófido mangerítico.

Laboratorio de Ciencias Naturales del Instituto Jovellanos

Recibido el 11-IX-1963.

(*) Por error figura río Espinarejo; léase Espinaredo.

C. FELGUEROSO y C. COMA

NUEVOS AFLORAMIENTOS DEL CRETACEO INFERIOR EN LA HOJA DE PORCUNA (JAÉN)

RESUMEN

En la presente nota se da cuenta de unos nuevos afloramientos del Cretáceo inferior encontrados en la Hoja de Porcuna (Jaén). Se describen brevemente las características litológicas y paleontológicas de estos asomos secundarios y se esboza el problema de la interpretación tectónica de los mismos.

RÉSUMÉ

Dans la note présente sont signalés de nouveaux affleurment du Crétacé inférieur trouvés dans la Carte de Porcuna (Jaén). Les caractéristiques lithologiques et paléontologiques de ces présences secondaires y sont brièvement décrites et le problème de leur interprétation tectonique ébauché.

Con motivo de los estudios hidrogeológicos que el Instituto Geológico y Minero viene realizando en la provincia de Jaén, hemos tenido ocasión de recorrer la carretera que, partiendo del Km. 82 de la de Córdoba a Jaén, se dirige a Andújar pasando por los pueblos de Villardompardo, Escañuela y Arjona (Hoja de Porcuna).

Esta carretera, que no viene marcada en el plano topográfico 1:50.000, sigue en gran parte el trozo del camino de Escañuela a Villardompardo y nosotros, ayudándonos con la fotografía aérea, la hemos trazado aproximadamente en la figura 1.

Al salir de Villardompardo hacia el Norte, la carretera deja atrás el Terciario para discurrir sobre las margas y arcillas triásicas, y a partir del kilómetro 1,5 aproximadamente, se empiezan a encontrar una serie de afloramientos cretáceos que se siguen hasta muy cerca de Escañuela, y que no hemos visto representados en ningún mapa geológico.

En esta zona los afloramientos cretáceos más septentrionales que se conocen llegan hasta una línea hipotética que definen aproximadamente San-

tiago de Calatrava, Martos y Torre del Campo, en la Hoja de Martos, situada inmediatamente al Sur de la de Porcuna (fig. 2).

Estos nuevos afloramientos cretáceos de Villardompardo están situados, por lo tanto, unos 15 kilómetros más al Norte de los má septentrionales

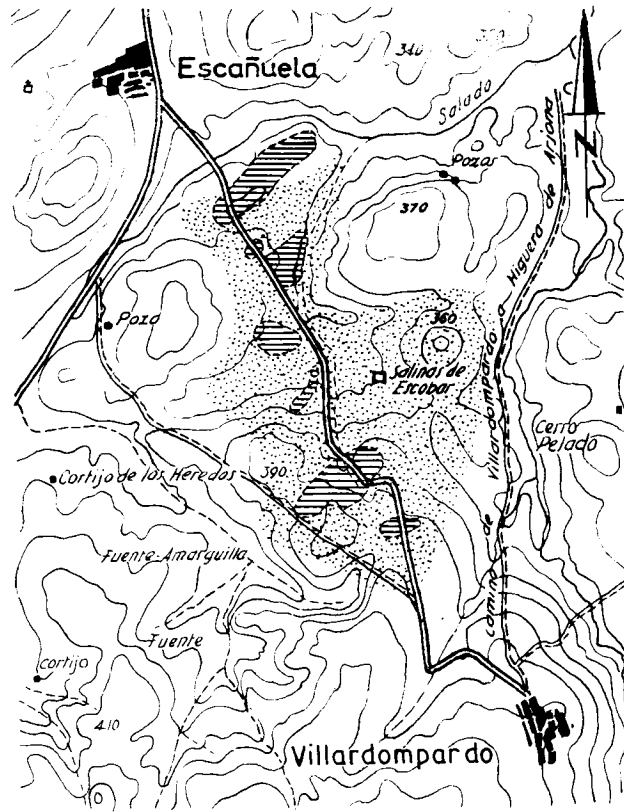
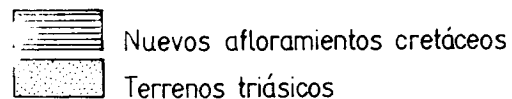


Fig. 1

ESCALA 1 : 50.000



de la Hoja de Martos, circunstancia que a nuestro juicio tiene interés para la interpretación tectónica de conjunto de las unidades subbética y prebética de esta zona de Jaén; por ello, y con el ánimo de aportar nuevos datos que puedan ser de utilidad, publicamos esta breve nota informativa.

Vamos a describir en primer lugar las características estratigráficas y paleontológicas de los afloramientos cretáceos que hemos encontrado, y a

continuación esbozaremos los problemas que se plantean en la interpretación tectónica de conjunto.

Como decíamos, al salir de Villardompardo hacia el Norte, se termina el Terciario, apareciendo las típicas margas y areniscas abigarradas y yesos del Triásico, bastante frecuentes en esta región. Siguiendo la carretera

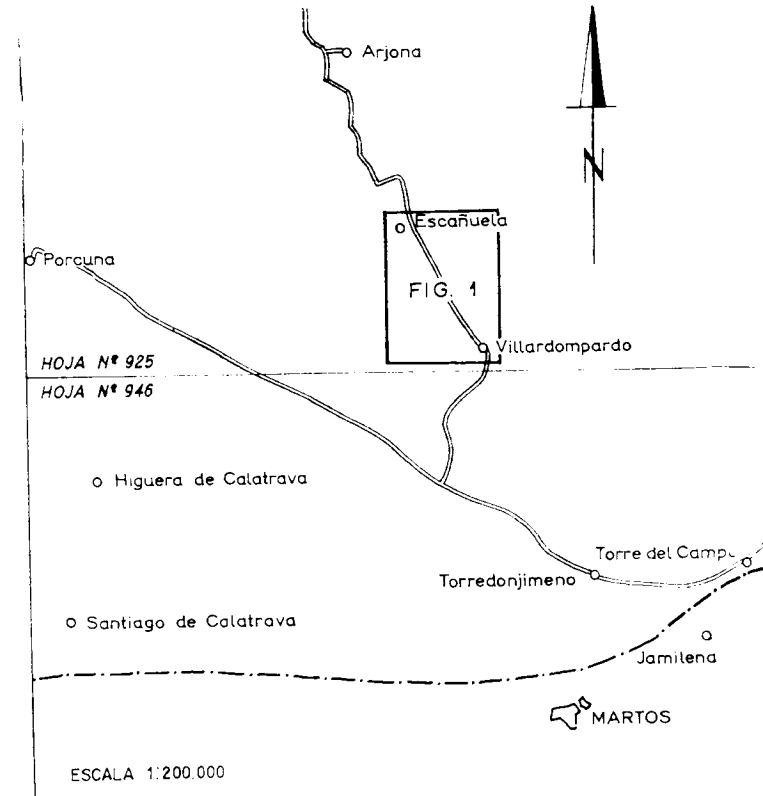


Fig. 2

--- Limite septentrional de los afloramientos cretáceos hasta ahora conocidos.

hacia Escañuela aparece hacia el Km. 1,5 el primer afloramiento cretáceo rodeado de Triás; se trata de unas margas y margocalizas gris-blanquecinas, a veces algo amarillentas, en las que abundan las concreciones ferruginosas y en las que hemos encontrado un «*aptychus*». Continuando hacia el Norte aparece en el Km. 2 un asomo de las mismas características litológicas que las de las anteriores, pero con una fauna de ammonites piritosos entre los que se han podido clasificar los siguientes:

- Phylloceras serum*, Opper. var. *perlobata*, Sayn. Valanginiense.
Barremites difficilis, d'Orb. Neocomiense-Barremiense.
Platylenciteras heteropleurum. Neum-Uhgli. var. *occidentales*, Sayn. Valanginiense.
Protetragonites quadrisulcatus, d'Orb. Titónico-Neocomiense.
Phylloceras, sp.

Vemos, pues, que tanto por su litología como por su fauna, estas margas del Neocomiense-Barremiense son iguales a las que aparecen más al Sur (Hoja de Martos, Hoja de Jaén, etc.) y que se han atribuido al Sub-bético.

Continuando hacia el Norte se siguen encontrando hasta cerca de Escañuela afloramientos del Cretáceo inferior, de características idénticas a las anteriormente descritas; en general aparecen rodeadas por las margas triásicas, tal como está en la figura 1. El contacto Cretáceo-Triásico está aquí siempre enmascarado, pues la proximidad de los yesos y la plasticidad de las arcillas triásicas han producido movimientos locales de modo que resulta difícil averiguar si se trata de un contacto transgresivo o mecánico por deslizamiento; desde luego, no hemos reconocido ningún nivel cretáceo francamente detrítico que pudiera decidir la cuestión.

Unos 600 metros al Norte del límite de los términos municipales de Villardompardo y Escañuela, la carretera corta a uno de estos asomos del Cretáceo inferior y en él hemos tomado una muestra para su estudio al microscopio; según la Sección de Micropaleontología del I. G. M., presenta las siguientes características: en lámina transparente puede apreciarse una matriz caliza finísima, lleno de *Nannoconus colomi*, y que contiene algunas esquirlas de Moluscos (? Ammonites?), Ostrácodos, Ammodicus y Lagénidos, entre ellos Dentalina. Edad: final del Neocomiense o Barremiense.

Revisadas las particularidades estratigráficas y paleontológicas, veremos a continuación que se plantea el problema tectónico de si dichos afloramientos son realmente autóctonos (prebético) o deben considerarse alóctonos (subbético).

No entraremos a analizar las múltiples y diversas hipótesis que existen sobre la disposición tectónica de los terrenos jurásicos y cretáceos de la zona de Jaén, limitándonos en este aspecto a adjuntar al final una lista bibliográfica de parte de las obras que sobre el particular existen.

P. Fallot y otros muchos autores distinguen, en esta zona de las Cordilleras subbéticas, los tramos siguientes:

1.º Zona externa septentrional de formaciones autóctonas y de facies siempre nerítica o continental; Blumenthal la estudio en los alrededores de Jaén y la denominó «Zona Prebética» (Bet-ibérico de Staub).

2.º El prebético desaparece hacia el Sur, bajo el frente de un nuevo complejo tectónico: «El Subbético», caracterizado por una serie basal de

Trías germano-andaluz, seguido por sedimentos secundarios, batiales o pelágicos, que van desde el Lías medio hasta el Maestrichtiense.

E. Dupuy de Lôme, autor de la Hoja geológica de Martos y seguidor de la escuela de Fallot, admite que los afloramientos neocomienses que aparecen al Sur de Santiago de Calatrava y al Oeste de Martos, y que reposan directamente sobre las margas y arcillas triásicas, son de difícil interpretación tectónica; se trata de sendos asomos de margas y arcillas blanquecinas con fauna de ammonites piritosos que L. Mallada, ya en 1883, los describe en su *Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén*. Atendiendo a su facies, margas y arcillas, E. Dupuy de Lôme supone a estos afloramientos cretáceos de la Hoja de Martos como pertenecientes al subbético y los interpreta como debidos a un despegue parcial de la serie secundaria que han deslizado más hacia el Norte que el resto de las formaciones subbéticas.

Brinkmann y Gallwitz llegan a la conclusión de que en la zona de Jaén no hay deslizamientos, y suponen que todos estos afloramientos cretáceos yacen en transgresión sobre el Trías y son, por lo tanto, autóctonos.

En un estudio realizado por nosotros en una amplia zona de la provincia de Córdoba (Baena, Luque, Priego de Córdoba, Lucena, Cabra y Montilla), que se publicará en un futuro muy próximo, hemos podido apreciar que además de la serie jurásico-cretácea subbética deslizada, existe una amplia zona en donde se ha depositado en transgresión sobre el Trías un Cretáceo de facies (fundamentalmente margas) muy semejante a la del Cretáceo subbético.

Volviendo a nuestros afloramientos cretáceos de la Hoja de Porcuna, vemos que atendiendo a su facies sería necesario encuadrarlos dentro del marco subbético; ahora bien, hasta ahora se viene considerando que el borde septentrional del Subbético queda en esta zona a la altura de Martos, y para explicar la posición actual de los cretáceos de la Hoja de Porcuna, suponiéndolos subbéticos, es necesario recurrir a la hipótesis de trabajo del señor Dupuy en la Hoja de Martos, de despegue y posterior avance de 15 kilómetros hacia el Norte; a nuestro juicio, este avance en solitario del Cretáceo inferior resulta, para los afloramientos de la Hoja de Porcuna, algo artificioso, y parecería más lógico que, como en Córdoba, estos cretáceos sean autóctonos yaciendo en transgresión sobre el Trías y, por lo tanto, formarían parte integrante del Prebético, a pesar de la facies; ahora bien, en la zona de Jaén, siguiendo estas ideas se plantean entonces nuevos problemas paleogeográficos, pues no parece lógico que el Cretáceo superior prebético sea de facies francamente nerítica o continental, mientras que la base de la transgresión, el Cretáceo inferior, sea de ambiente más profundo.

R. Busnardo, en su trabajo *Regards sur la géologie de la région de Jaén* comenta que en el valle del Guadalquivir, hacia la zona de Cazorla, se

encuentra una serie de afloramientos margosos de todas las clases: margas neocomienses no detríticas, margas arenosas con Orbitolinas, margas senonienses, margas nummulíticas, etc. Según ha dicho el autor, algunos de estos asomos pertenecen sin duda al Subbético, pero la mayoría de ellos son de atribución dudosa, sin poder afirmar que corresponden a dicha Unidad o al Prebético.

Desgraciadamente, nuestras observaciones en la provincia de Jaén son aún muy reducidas, pero tenemos la impresión que hacia el Este de Villardompardo y Escañuela, y recorriendo con detenimiento el terreno, se podrán localizar otros afloramientos cretáceos que posiblemente arrojen más luz sobre el problema.

BIBLIOGRAFÍA

- ALASTRUFÉ, E.: *Datos para una nueva interpretación tectónica de los Alpes-Sub-béticos* (parte central). «Estudios geográficos», año IV, Madrid, 1943.
- — *Sobre el Triás en la zona sub-bética, en la transversal de Jaén*. «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», tomo XLI, Madrid, 1943.
- — *Bosquejo geológico de las Cordilleras Sub-béticas entre Izaballos y Jaén*. «Cons. Sup. Inv. Cient.», Madrid, 1944.
- BUSNARDÓ, R.: *Regards sur la géologie de la région de Jaén*. Tomo a la memoria del P. Fallot. «Sec. Geol. de France», t. I, 1960-62.
- BLUMENTHAL, M.: *Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et sub-bétique du Sud-Ouest de l'Andalousie*. «C. R. A. Sc.», tomo CXCVII, 1933.
- BRINKMANN Y GALLAVITZ: *El borde externo de las Cadenas Béticas en el sureste de España*. «Cons. Sup. Inv. Cient.», Madrid, 1950.
- CARANDEL, J.: *La Sierra de Cabra*. «Congr. Geol. Inter.», Madrid, 1926.
- — *Nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra*. «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», tomo XXVII, Madrid, 1927.
- — *Segunda nota acerca de la Sierra de Cabra*. «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», tomo XXVIII, Madrid, 1928.
- DOUVILLÉ, R.: *Esquisse géologique des Préalpes Sub-bétiques*. Tesis. París, 1906.
- DUPUY DE LÔME: *Hoja Geológica de Martos*. «I. G. y M.», 1959.
- — *Abombamiento de aguas subterráneas en la provincia de Jaén*. «Bol. I. G. y M.», tomo LXX, 1959.
- DUPUY DE LÔME VIDIELLA, E. y NOVO, P.: *Guía del Congreso Geológico Internacional*. Madrid, 1926.
- FALLOT, P.: *Observations sur la géologie des environs de Cazoria (provincia de Jaén)*. «Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.», tomo XXVIII, Madrid, 1928.
- — *Essais sur la repartition des terrains secondaires et tertiaires dans les domaines des Alpes Espagnoles*. «Geol. Médit. Occid.», vol. IV, 1931-1934.
- — *El sistema Cretáceo en las Cordilleras Béticas*. «Cons. Sup. Inv. Cient.», Madrid, 1945.
- KILIAN, W.: *El yacimiento titánico de la Fuente de los Frailes*. «Bol. Com. Mapa Geológico». Madrid, 1891.
- PRIETO, I. y LAZIBUR, E.: *Hoja geológica de Castro del Río*. Madrid, 1952.
- MALLADA, L.: *Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén*. «Bol. Com. Mapa Geológico». Madrid, 1883.
- STAUB, R.: *Ideas sobre la tectónica de España*. Versión española de A. Carbonell. Madrid, 1927.

JOSE SUAREZ FEITO

BOSQUEJO METALOGÉNICO DE ESPAÑA EXCLUIDOS CARBÓN E HIDROCARBUROS

RESUMEN

Constituye esta publicación un primer ensayo de Mapa Metalogénico de España, según las normas recientes dadas por el Comité de Redacción del Mapa Metalogénico de Europa.

RÉSUMÉ

On fait dans ce travail un premier essai de la Carte Metalogénique de l'Espagne, en accord avec les dernières recommandations du Comité de Redaction de la Carte Metalogénique de l'Europe.

ABSTRACT

In this work, it is presented a first assay of the Metallogenic Map of Spain, according to the last recommendations of Working Committee of the European Metallogenic Map.

Este bosquejo ha surgido como consecuencia de la contribución que España viene aportando periódicamente a las distintas comisiones encargadas de los diferentes mapas del mundo (Geológico, Tectónico, Hierro, Carbón, etc.) y, en este caso concreto, al Comité de Redacción del Mapa Metalogénico de Europa.

Ya en abril de 1958, un Comité de la Subcomisión del Mapa Metalogénico del Mundo reunido en París, tomó, entre otros acuerdos, el de pedir a cada país la preparación de un mapa en el que se indicasen los criaderos minerales (con exclusión de los materiales de construcción) de la manera más detallada posible y a la escala que se venía utilizando para otros mapas, con el fin de que todos ellos pudieran superponerse. En principio, los metales irían indicados por su símbolo químico, y las restantes sustancias susceptibles de explotación se expresarían por una abreviación conveniente.

En abril de 1961, el Comité para el Mapa Metalogénico de Europa reunido en París, indicaba que para la realización de los mapas de Europa y del Mundo, era necesario confeccionar antes en los diferentes países europeos mapas

en los que se indicasen la situación de los criaderos y, eventualmente, sus principales características a distintas escalas, y recomendaba a aquellos países que no dispusieran aún de tales mapas, preparar con la mayor celeridad posible los correspondientes a las escalas del orden de 1:500.000 a 1:1.000.000.

En diciembre de 1962, el Comité de Redacción del Mapa Metalogénico de Europa, reunido en París, recomendaba que se prosiguiera la cartografía de los criaderos minerales y que todos los datos que se recogiesen se publicaran, dentro de lo posible, por los Servicios Geológicos oficiales.

De las numerosas discusiones habidas, y de los diferentes ensayos y mapas realizados hasta la fecha, se han podido deducir algunas conclusiones generales que, extractadas, indicamos a continuación:

a) En un mapa metalogénico deben figurar el mayor número posible de metales y sustancias minerales que sólo vendrá limitado por la condición de que dicho mapa resulte claro y fácil de leer.

b) La condición anterior impone el fijar un orden de prioridad para la representación de metales y sustancias minerales, que deberá de hacerse de acuerdo con el carácter fundamental del mapa a realizar. Será, por ejemplo, muy diferente, para un mapa del carbón, para un mapa de criaderos de hierro, para un mapa de sustancias útiles, etc.

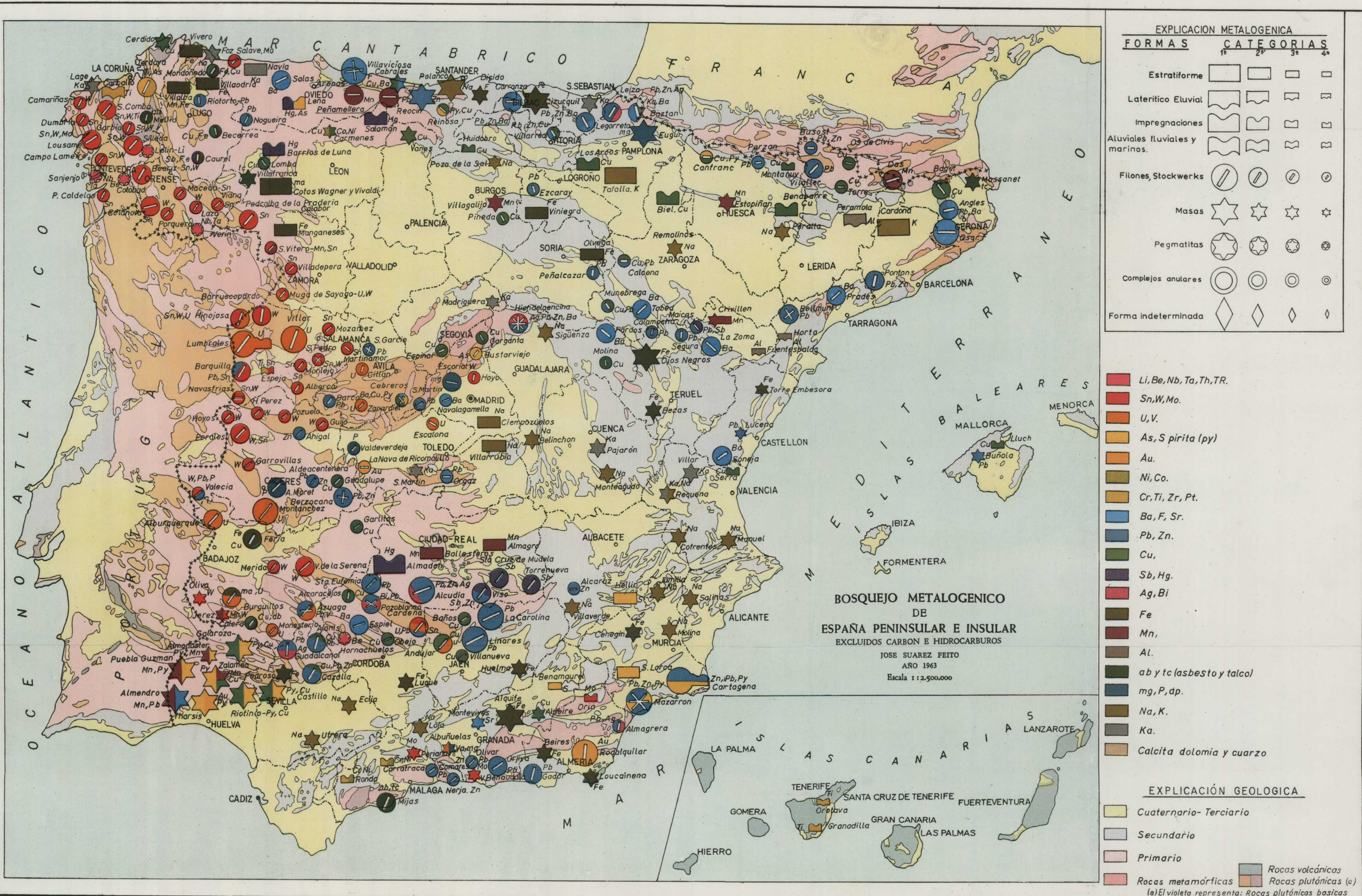
c) Ciertas sustancias minerales forman concentraciones de tipos muy diferentes y de distinta relación con los yacimientos metalíferos. Así, por ejemplo, la calcita se encuentra como ganga de diversos minerales, pero al mismo tiempo forma capas calcareas que pueden constituir la roca encajante de criaderos metalíferos. Esto obliga, en ocasiones, a elegir entre los diversos tipos de concentraciones de una misma sustancia, aquellos que deben indicarse en el mapa.

d) La representación de metales y grupos de metales mediante colores vivos se debe completar por símbolos. Esto es indispensable para indicar los constituyentes accesorios de las mineralizaciones.

e) En el caso de los metales y de los metaloides, es posible dar una doble significación a su símbolo químico, adoptando la regla siguiente: si se imprime en caracteres normales, va implícito que el elemento no solamente existe, sino que se encuentra bajo la forma de un mineral bien definido (mineral-tipo); en otro caso, si el elemento no se halla de esta manera, su símbolo puede representarse en caracteres especiales, por ejemplo, en cursiva. Igualmente, diversas variantes en los caracteres de imprenta, permiten definir, si ello fuese necesario, distintos minerales-tipo. Así, Pb indica la presencia de plomo bajo la forma de galena y *Pb* bajo otra forma diferente de este mineral.

Esta regla sencilla permite expresar, sin más complicaciones, la composición mineralógica del criadero.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



EXPLICACION METALOGENICA				
FORMAS	CATEGORIAS			
	1ª	2ª	3ª	4ª
Estratiforme				
Lateritico Eluvial				
Impregnaciones				
Aluviales fluviales y marinos.				
Filones, Stockwerks				
Masas				
Pegmatitas				
Complejos anulares				
Forma indeterminada				

- Li, Be, Nb, Ta, Th, TR.
- Sn, W, Mo.
- U, V.
- As, S pirita (py)
- Au.
- Ni, Co.
- Cr, Ti, Zr, Pt.
- Ba, F, Sr.
- Pb, Zn.
- Cu.
- Sb, Hg.
- Ag, Bi
- Fe
- Mn.
- Al.
- ab y tc (asbesto y talco)
- mg, P, dp.
- Na, K.
- Ka.
- Calcita dolomia y cuarzo

EXPLICACION GEOLOGICA	
	Cuaternario-Terciario
	Secundario
	Primario
	Rocas metamórficas
	Rocas plutónicas (a)
	Rocas volcánicas
	(a) El violeta representa: Rocas plutónicas basicas

FIJACIÓN DE UN ORDEN DE PRIORIDAD PARA LOS METALES Y SUSTANCIAS
A REPRESENTAR

En los mapas de criaderos minerales se harán figurar:

1) *En primer lugar:*

Los metales y metaloides, que la industria beneficia como tales, por ejemplo. plomo, cobre, tungsteno, azufre, etc.

2) *En segundo lugar:*

Los metales (y metaloides) que se extraen como subproducto de menas explotadas por otros metales. Así, la plata, no es con frecuencia sino un subproducto de los minerales de plomo.

3) *En tercer lugar:*

Las sustancias que no se extraen por metal, pero que están estrechamente ligadas a los metales de las categorías precedentes, bien por su composición (cromita refractaria, ocre rojos, etc.), bien por su situación en el yacimiento. En este último caso, se encuentran las gangas habituales de los minerales que pueden constituir criaderos particulares. No obstante, es necesario proceder a una elección, no considerándose mas que aquellas gangas que contengan elementos poco abundantes en la corteza terrestre (ejemplo: fluorina, barita, celestina, criolita, etc.). Sin embargo, en algunas ocasiones, convendrá indicar ciertas concentraciones especiales de cuarzo (grandes filones) o de carbonatos (calcita, dolomía, ankerita, magnesita), que presentan estrechas analogías con los yacimientos metalíferos.

4) *En cuarto lugar:*

Las sustancias susceptibles de caracterizar ciertos fenómenos en relación con la formación de los criaderos como, por ejemplo, caolín, alunita, turmalina, topacio, amianto, talco, etc. La representación de estas sustancias se confundirá a menudo con la de las modificaciones características de las rocas encajantes (silicificación, cloritización, etc.).

5) *En quinto lugar:*

Ciertos minerales con importancia económica, pero cuyas concentraciones no tienen, aparentemente, al menos, sino pequeña relación con los yacimien

tos metalíferos: ejemplos: diamante, grafito, piedras preciosas diversas, corindón, muscovita, flogopita, vermiculita, distena, andalucita, sillimanita, wollastonita granate, etc.

6) *En sexto lugar:*

Sustancias, cuyos criaderos son esencialmente sedimentarios como los fosfatos, la potasa, la sal gema, los nitratos y los boratos.

7) *En séptimo lugar:*

En los mapas a escala grande, se pueden añadir, a veces, los combustibles sólidos o líquidos, el gas natural, y ciertas rocas de interés industrial, diversas arcillas, piedras de ornamentación, y eso, materiales de construcción, etc.

MAPA METALOGÉNICO DE EUROPA A ESCALA 1:2.500.000

El Comité para el Mapa Metalogénico de Europa, reunido en París en abril de 1961, consideró especialmente la confección de dicho mapa a escala 1:2.500.000 y adoptó los siguientes acuerdos:

El mapa quedaría limitado a los minerales de los metales no férreos. Los criaderos de hierro y los minerales de ganga (cuarzo, barita, fluorina, etc.) no se representarán sino en la medida que puedan constituir un elemento útil para la comprensión de los fenómenos metalogénicos.

En el curso de las reuniones plenarias del Comité de Redacción del Mapa Metalogénico de Europa, celebradas en diciembre de 1962, no se pudo tratar de estas cuestiones con el detenimiento que requerían. Únicamente se consideró el caso del hierro, acordándose que figurase en el Mapa Metalogénico, aunque había sido objeto de un mapa especial.

Después de coordinar las propuestas enviadas por los diferentes países para llegar a una leyenda común, se propuso que figurasen en el Mapa Metalogénico de Europa a escala 1:2.500.000 los siguientes datos:

1.º Los metales comprendidos en primero y segundo lugar indicados anteriormente.

2.º Las sustancias que figuran en tercer lugar.

3.º Ciertas concentraciones especiales de sustancias relacionadas con los materiales agrupados en tercero y cuarto lugar.

4.º Las sustancias clasificadas en sexto lugar.

5.º El diamante, que constituye un caso particular excepcional.

No figurarán en este Mapa, los minerales clasificados en quinto lugar (salvo el diamante, como queda dicho), los combustibles sólidos (antracita,

hulla, lignito, turba, etc.), los combustibles líquidos (petróleo), el gas natural, los manantiales termominerales, los materiales de construcción, el yeso y las arcillas, en general.

A continuación se indica el cuadro, con los símbolos correspondientes a los metales (y metaloides) y a las sustancias, a la vez que los minerales-tipo para los principales metales (y metaloides).

Metal o Metaloide	Mineral-Tipo	Símbolo	Metal o metaloide	Mineral-Tipo	Símbolo
Aluminio	Bauxita	Al	Indio	—	In
Antimonio	Estibina	Sb	Iridio	—	Ir
Plata	—	Ag	Iodo	—	I
Arsénico	Mispiquel	As	Litio	—	Li
Berilio	Berilo	Be	Cinc	Blenda	Zn
Manganeso	Oxidos	Mn	Circonio	Circón	Zr
Mercurio	Cinabrio	Hg	Oro	Oro nativo	Au
Molibdeno	Arseniobita	Mo	Osmio	—	Os
Niquel	Arseniuros y Sulfoarseniuros	Ni	Paladio	—	Pd
Niobio	Pirocloro	Nb	Platino	Platino nativo	Pt
Bismuto	—	Bi	Plomo	Galena	Pb
Boro	—	B	Renio	—	Re
Bromo	—	Br	Rodio	—	Rh
Cadmio	—	Cd	Rubidio	—	Rb
Cesio	—	Cs	Rutenio	—	Ru
Cloro	—	Cl	Escandio	—	Sc
Cromo	Cromita	Cr	Azufre	Azufre nativo	S
Cobalto	Arseniuros y Sulfoarseniuros	Co	Selenio	—	Se
Cobre	Calcopirita	Cu	Tantalio	Tantalita	Ta
Estaño	Casiterita	Sn	Teluro	—	Te
Hierro	Sesquióxidos anhidros e hidratados	Fe	Talio	—	Tl
Fluor	Fluorina	F	Torio	—	Th
Galio	—	Ga	Titanio	Ilmenita	Ti
Germanio	—	Ge	Uranio	Pechblenda	U
Hafnio	—	Hf	Vanadio	—	V
			Volframio	Volframita	W
			Tierras Raras	—	TR
			Tierras cericas	—	Cc
			Tierras ítricas	—	Y

UTILIZACIÓN DE LOS COLORES

En las reuniones del Comité de Redacción, celebradas en París en diciembre de 1962, se convino en reservar los colores vivos para representar los metales (o metaloides) o grupos de metales, regla que, en general, se encontraba en las recomendaciones de casi todos los países. Por el contrario, en la elección de un color determinado para cada metal, fue complicado alcanzar

la unanimidad. El cuadro que se indica a continuación, resume las diferentes propuestas presentadas para la utilización de colores en el Mapa Metalogé-


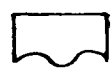


Sustancias o minerales	Símbolo	Observaciones	Sustancias o minerales	Símbolo	Observaciones
Fluorina	F	—	Topacio	tp	—
Barita	Ba	—	Caolín	Ka	Ciertos yacimientos
Witherita	ba	—	Alunita	al	—
Celestina	Sr	—	Turmalina	tm	—
Estroncianita	sr	—	Cuarzo	q	Ciertos yacimientos
Calcita	ca	Ciertos yacimientos	Amianto (Asbesto)	ab	Ciertos yacimientos
Dolomia	dl	Ciertos yacimientos	Talco	tc	—
Diálogita	mn	—	Apatito	ap	—
(Rhodocrosita)			Fosfatos de Ca	P	—
Siderita	sd	—	Fosfatos de Al	P'	—
Magnesita	mg	—	Boratos		—
Magnetita	ma	—	Nitratos	N	—
Rutilo	ti	—	Salgema	Na	—
Pirita	py	—	Potasa	K	—
Pirotina	pr	—	Diamante	dm	—
Marcasita	mc	—			
Criolita	cy	—			






nico de Europa. Es prácticamente imposible fijar un color preciso para cada metal o sustancia, por lo cual el cuadro antes citado no expresa sino colores generales cuyos matices, que pueden considerarse prácticamente ilimitados, quedan a la elección de cada país.

CONCLUSIÓN

En la misma reunión de diciembre de 1962, se acordó que, en principio, en el Mapa Metalogénico deberán indicarse:

1.º Forma del criadero traducida en símbolos, de los cuales se indican a continuación algunos ejemplos:

	Criadero estratiforme.
	Depósitos lateríticos, eluviales.
	Depósitos de impregnación.
	Depósitos aluviales, fluviales y marinos.

	Filones y stockwerks (el rectángulo pequeño alargado, indica la dirección dominante).
	Masas.
	Pegmatitas.
	Complejos anulares.
	Yacimientos de forma indeterminada.

2.º Importancia del yacimiento, traducida por las dimensiones de los símbolos. En nuestro mapa hemos adoptado el criterio seguido en el francés a escala 1:320.000, en el que se indican las cuatro categorías siguientes que tienen en cuenta el valor global V del mineral extraído y de las reservas explotables.

Color general	Matices	Metales, metaloides y sustancias
Rosa	Distintos matices.	Li, Be, Nb, Ta, Th, TR (Tierras raras).
Rojo	Distintos matices.	Sn, W, Mo.
Anaranjado	Distintos matices.	U, V.
Amarillo	Distintos matices (más oscuro para el oro).	Au, As, S, pirita (py).
Verde	Distintos matices (más claro para Ni y Co).	Cr, Ti, Zr, Pt, Ni, Co, dm (diamante).
Azul	Matices claros. Matices oscuros. Matiz verde.	Ba, F, Sr. Pb, Zn. Cu.
Violado	Matices azules. Matices rojos.	Sb, Hg. Ag, Bi.
Marrón	Distintos matices (oscuro para el Mn y claro para el Al).	Fe, Al, Mn.
Gris	Matices verdes. Matices azules. Matices amarillos o marrones.	Amianto (ab), talco (tc), magnesita (mg). Fosfatos (P, P'), apatito (ap). Salgema (Na), potasa (K), boratos (B), nitratos (N).
Negro		Calcita, dolomia, cuarzo.

1.^a *Categoría*.—Grandes yacimientos. V superior a 1.200.000.000 de pesetas.

2.^a *Categoría*.—Yacimientos de tipo medio. V comprendido entre 12.000.000 y 1.200.000.000 de pesetas.

3.^a *Categoría*.—Explotaciones pequeñas y trabajos de investigación, relativamente importantes. V comprendido entre 1.200.000 y 12.000.000 de pesetas.

4.^a *Categoría*.—Índices mineralógicos que puedan presentar un interés metalogénico o índices mal conocidos. V inferior a 1.200.000 pesetas.

3.º Naturaleza química y mineralógica, traducida en forma de color.

4.º Fondo geológico representado por colores poco intensos. Lo reducido de la escala ha obligado, por razones de espacio, a efectuar agrupamientos y a sintetizar en beneficio de la claridad, razón por la cual algunas zonas conocidas con determinado nombre, han quedado englobadas dentro de otra denominación más general.

JUAN MANUEL LOPEZ DE AZCONA (*)

ANÁLISIS ESPECTROQUÍMICO DE CATIONES EN AGUAS

R É S U M É

La Technique exposée pour l'analyse directe des eaux, ou l'analyse avec une concentration préalable, par évaporation de quelque partie de la même avec un arc intermittent et des électrodes en graphite, on arrive à des sensibilités, pour la plus part des éléments, de 0,1 p. p. m. avec des dispersion pour les valorations quantitatives qui oscilent de 24 par 100 pour les concentrations de 1 p. p. m., au 5 par 100 pour ces de 0,1 %.

A B S T R A C T

The object of this investigation is the spectrochemical determination of cations contained in waters.

With the aim of reaching a very high sensitivity with minimum manipulation, the concentration of the sample was achieved by heating it with an infrared radiator. In order to avoid any precipitation of the cations contained in water, the volumen of the sample was reduced down to 10 % (in some cases 1 %) of the initial volume, but not beyond this limit.

Hollow electrodes were used, the lower one which supplied water, and the upper one which ensured the stability of the excitation and passage of gases.

The intermittent arc 3 Amp was used as an excitation source with 5 minutes exposure time.

The sensitivity limit for most of the elements investigated is 10^{-6} with respect to the sample used for excitation, i. e. 10^{-8} with respect to the initial, 100 times concentrated, sample.

The procedure described ensures a very high fidelity and considerably reduces manipulation with the sample.

I N T R O D U C C I Ó N

En múltiples casos es necesaria la determinación de los cationes en las aguas: tal ocurre con las de refrigeración, las mineromedicinales, las de abastecimiento de poblaciones, las utilizadas en algunos procesos industriales como

(*) Comunicación B-62 del XI Colloquium Spectroscopicum Internationale Beograd, presentada en la sesión del 30 de septiembre bajo la presidencia del Dr. M. A. S. Menzeis.

las fábricas de cerveza, etc. Por dicha causa intentamos adaptar al caso de las aguas la técnica que veníamos utilizando para otros líquidos.

Siempre fuimos partidarios del análisis espectroquímico directo; por ello, nuestro criterio es el de reducir al mínimo las manipulaciones de las muestras.

También somos partidarios de obtener en las técnicas la máxima sensibilidad, salvo en los casos en que no interese para el problema planteado. Con estas orientaciones, la técnica que presentamos consiste en concentrar el agua, reduciendo su volumen por medio de radiación infrarroja, sin llegar a producir precipitaciones, lo que puede ser al 10 por 100, y en el caso de las aguas oligometálicas al 1 por 100. Con este concentrado se alimenta un electrodo inferior de grafito, sometido a excitación con arco intermitente.

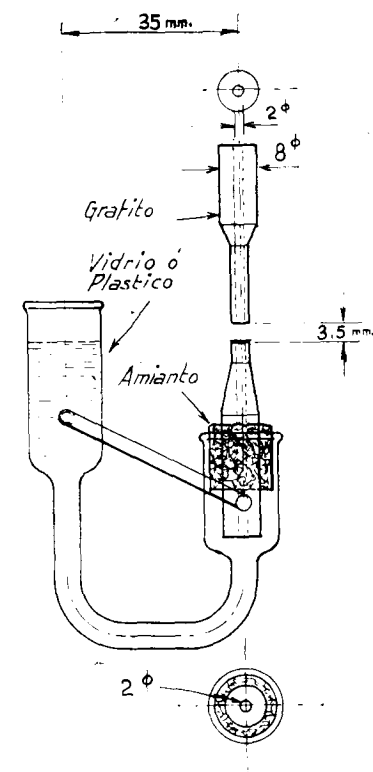
ARTIFICIO DE EXCITACIÓN

En trabajos anteriores, llegamos a la conclusión de ser necesaria la preparación de un alimentador adecuado para lograr nuestros fines, por no alcanzar tanta sensibilidad, ni ser en muchos casos aptos para excitación por arco los conocidos en las publicaciones y propaganda comercial. Iniciamos los ensayos con minerales y productos metalúrgicos, logrando un importante avance (1); con su perfeccionamiento hemos determinado rápidamente el plomo contenido en las gasolinas (Lieja, 1958) (2). Un problema fundamental de la industria es el estudio de los procesos de desgaste, fácilmente seguido por los cationes contenidos en los aceites de lubricación, valorables con un inyector adecuado (Lucerna, 1959) (3). A cuantos trabajan en geoquímica del petróleo, encuentran una ayuda eficaz para aclarar sus hipótesis con el conocimiento de los cationes contenidos en los crudos, dato también necesario desde los puntos de vista de tratamiento en las factorías, y de ataques de conducciones, depósitos, etc. Para ello elaboramos la técnica presentada en Maryland (1962) (4).

Estos antecedentes fácilmente nos indujeron a la preparación y utilización del alimentador que ahora se presenta, específico para las aguas. Fácilmente se puede ver su forma y dimensiones por el croquis adjunto. Para su utilización requiere 5,4 cm³ de líquido, y para el caso de disponer de menor cantidad, se utiliza otro de dimensiones menores, que requiere sólo 2 cm³. La fidelidad de los resultados con este modelo reducido es menor.

En el excitador de agua hay tres puntos esenciales: 1.º El electrodo superior es perforado; con él se logra mayor sensibilidad que con todas las demás condiciones inalterables, salvo que el electrodo sea macizo. 2.º La reducción de los diámetros exteriores de la parte donde se establece el arco es de 4 mm, para lograr una precisión más elevada que con diámetros mayores.

3.º Hay una comunicación entre el depósito superior del líquido que se analiza y la parte alta anular del electrodo inferior, para establecer una circulación refrigerante de la muestra.



CONDICIONES DE EXCITACIÓN

El espectrógrafo utilizado es un Q 24.

Circuito de excitación Dur de arco intermitente.

Diafragma previo: Rectangular 5 mm.

Separación electrodos: 3,5 mm.

Intensidad: Para lograr máxima sensibilidad, sin perder de vista la fidelidad de los valores logrados, se adoptó como óptima la de tres amperios.

Forma y dimensiones de electrodos: Las representadas en el croquis.

Preencendido: No es necesario tiempo alguno.

Preexposición: Es aconsejable un minuto.

Exposición: La óptima para grandes sensibilidades es seis minutos, pero se logran buenos resultados con tres minutos.

Placas fotográficas: Valca universal ortocromática.

PREPARACIÓN DE ESCALAS

Con la doble finalidad de investigar la sensibilidad y la fidelidad, se prepararon escalas cuantitativas, con sales de litio, potasio, rubidio, magnesio, calcio y estroncio, entre 0,1 por 100 y 0,01 p. p. m., con escalones de 0,1, 0,0316, 0,001... Como elemento de referencia se utilizó el molibdato amónico en la proporción de 0,05 por 100 de molibdeno.

Se logran densidades de ennegrecimiento bastantes buenas para concentraciones de 1 p. p. m. y posibilidad de identificación con 0,1 p. p. m. en el líquido de alimentación. En los casos del litio y del rubidio, que por tener la técnica adaptada al ultravioleta no nos permite utilizar las líneas 6.707 y 7.800 Å, las sensibilidades quedan reducidas a la décima parte.

FIDELIDAD

Con los elementos antes mencionados, se estableció la fidelidad en las fracciones decimales desde 10^{-3} a 10^{-6} . Para cada concentración se obtuvieron en la misma placa 10 espectrogramas, utilizados como punto de partida para la determinación de los errores, tanto para valoraciones absolutas (a) como relativas (r). Los valores deducidos figuran en el cuadro adjunto, los cuales varían con los elementos y con las concentraciones, correspondiendo el error menor a las concentraciones mayores. Por técnicas absolutas el error va de 52 por 100 para el potasio en la concentración de 10^{-6} , al 5 por 100 para el sodio, magnesio y estroncio en la concentración de 10^{-3} . Por técnicas relativas, el error máximo es el de 33 por 100 también para el potasio con la concentración de 10^{-6} ; al 4 por 100 para el sodio, magnesio, calcio y estroncio para la de 10^{-3} .

Al considerar los errores medios de los elementos estudiados, van de 33 por 100 para 10^{-6} a 7 por 100 para 10^{-3} por absolutas y por relativas de 24 por 100 a 5 por 100 con las mismas concentraciones.

Se prepararon escalas con otros cationes frecuentes en las aguas, pero con ellas no se efectuaron estudios de fidelidad.

No se aprecia emisión diferencial catiónica.

DISPERSIONES DE LAS CONCENTRACIONES EN %

elem. concent.	Li		Na		K		Rb		Mg		Ca		Sr		Media	
	a	r	a	r	a	r	a	r	a	r	a	r	a	r	a	r
10^{-6}	—	—	24	18	52	32	—	—	33	22	45	29	22	17	33	24
10^{-5}	28	18	19	15	28	18	30	21	22	16	24	46	14	10	24	16
10^{-4}	14	10	9	7	11	9	16	12	10	8	16	8	7	5	11	8
10^{-3}	8	6	5	4	7	5	9	6	5	4	6	4	5	4	7	5

CONCLUSIÓN

La técnica expuesta para el análisis directo de los cationes de las aguas o precedida de concentración por evaporación de parte de la misma, con arco intermitente y electrodos de grafito, alcanza sensibilidades para la mayor parte de los elementos de 0,1 p. p. m. Las dispersiones de las valoraciones cuantitativas varían por relativas de 24 por 100 del contenido en elemento para concentraciones de 10^{-6} a 5 por 100 para la de 0,1 por 100.

DISCUSIÓN

PROF. D. H. KAISER: Rueda se le aclare la obtención y significación del cuadro adjunto.

PROF. J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Los valores para obtener el cuadro se establecieron con términos preparados artificialmente con cantidades conocidas. Las dispersiones son las medias aritméticas de los errores de cada una de las determinaciones (fueron diez), considerando como valor de referencia el más probable. Las dispersiones están expresadas en tanto por ciento del elemento que se valora.

B B L I O G R A F Í A

- (1) LÓPEZ DE AZCONA (J. M.): *Nueva técnica de análisis espectral de soluciones y productos metalúrgicos*. NOT. Y COM. DEL INST. GEOL. Y MIN., núm. 52, págs. 107 a 116. (1958).
- (2) — — *Dosage du plomb dans les essences d'aviation* «Rev. Univ. des Mines», pág. 299, mayo 1958.
- (3) — — y SANZ DE LA ROSA (J.): *Evaluation des cation dans les huiles lubrifiantes*. VIII. «Collo. Spect. Inter.», págs. 129 y 130, Luzern (1959).
- (4) — — *Una técnica nueva de excitación de crudos petrolíferos*. NOT. Y COM. DEL INST. GEOL. Y MIN., núm. 68, págs. 197 a 206 (1962).

Noticias

COTIZACION Y COMERCIO

PRECIOS DE CARBONES

Por Orden del Ministerio de Industria, de 10 de agosto de 1963, se reajustan los precios de los carbones de antracita.

La producción de antracita, en todos sus clasificados, queda sometida al régimen de libertad comercial con precios registrados.

Los precios registrados se entenderán sobre vagón de servicio público más próximo a la mina, en los cuales están también incluidos todos los impuestos y tasas actualmente vigentes. La mina que se encuentre a más de treinta kilómetros de la estación de ferrocarril podrá cargar, como transportes por carretera, el exceso de distancia a transporte sobre los mencionados treinta kilómetros.

Los precios registrados que se establecen para las diferentes cuencas son los siguientes:

	Pesetas por tonelada
LEON	
De cribado a galletilla	975
Granza	750
Grancilla	725
Menudo	425
ASTURIAS-PALENCIA	
De cribado a galletilla	1.050
Granza	800
Grancilla	780
Menudo	475
PESARROYA	
De grueso a galletilla	1.150
Almendra	950
Granadillo	890
Menudo	425

Estos precios se refieren a carbones de antracita, con el consiguiente tipo de cenizas: granos, 12 por 100, y menudo, 15 por 100.

Para bonificaciones o penalidades se establece un coeficiente, para toda la producción de antracita, de 6,5 pesetas por cada unidad de ceniza que exceda o no alcance los tipos fijados en el párrafo anterior.

IMPORTACION DE PLOMO Y CINCO

La Comisión del Mercado Común ha aprobado el 5 de julio la concesión a la República Federal de los contingentes arancelarios siguientes, con derechos nulos para importaciones procedentes de terceros países: plomo, 27.000 Tm.; cinc, 25.000 Tm.

DERECHOS ARANCELARIOS DE CARBON

Por Decreto del Ministerio de Comercio, de 10 de agosto, se amplía la suspensión del 90 por 100 de los derechos arancelarios establecida en el Decreto de 15 de febrero de 1962 para las hullas coquizables destinadas a coquerías siderúrgicas, a las hullas tarifadas en la partida veintisiete punto cero uno punto A del Arancel de Aduanas, cualquiera que sea su destino.

La vigencia del Decreto de 15 de febrero, ahora modificado, se prorroga hasta el 20 de noviembre próximo.

CONTINGENTE ARANCELARIO DE CARBON

Por Decreto del Ministerio de Comercio, de 10 de agosto, se amplía a 500.000 Tm. el cupo de suspensión de derechos arancelarios establecidos a la importación de un contingente arancelario de granos de antracita destinada a calefacción y usos domésticos, que fue dispuesto por Decreto número 183 del año actual («B. O. del E.» núm. 198, de 19 de agosto de 1963).

PRODUCTOS SIDERURGICOS DE BRASIL

Se está estudiando un plan para importar productos siderúrgicos que cubran el déficit de la producción nacional. Las compras al extranjero no serán libres, sino mediante concursos públicos que se adjudicarán con preferencia a los países deudores de Brasil en su balanza de pagos.

LIBERALIZACION DE LA CHATARRA DE ACERO

La Alta autoridad de la C. E. C. A. ha indicado que la liberalización de las exportaciones de la chatarra de acero de la Comunidad será aplazada hasta finales de octubre.

LA SIDERURGIA EN LOS ESTADOS UNIDOS

La previsora acción para asegurar el abastecimiento de los consumidores de productos siderúrgicos frente a las consecuencias de huelgas en este ramo industrial, por una parte, y la favorable coyuntura estacional que se ha producido en el mismo, por otra, ha determinado que la primavera del presente año se caracterice por el marcado incremento de la industria siderúrgica en Estados Unidos. Se ha llegado a alcanzar una capacidad de aprovechamiento de las instalaciones productoras del 70,1 por 100.

MINERAL DE HIERRO DE AUSTRALIA

Los recientes hallazgos de grandes yacimientos de mineral han llevado al Gobierno australiano a preparar una campaña de exportación para que este producto salga a competir en el mercado internacional. Se han levantado las restricciones que existían antes sobre la exportación de este mineral.

MERCURIO

En los seis primeros meses del presente año, España ha sido el principal suministrador de este metal a los mercados consumidores, seguida de Italia. Desde el mes de diciembre de 1962 Rusia no suministra mercurio y la concurrencia de China es muy limitada.

POTASA

En la segunda quincena del pasado agosto se exportó a través del puerto de Pasajes la primera expedición de 1.100 toneladas de dióxido de potasa, originario de Navarra y con destino al mercado belga.

EXPORTACION DE PETROLEO SOVIETICO

Se calcula que las exportaciones soviéticas de petróleo a los países no comunistas llegará a ser de un millón de barriles diarios en 1966. Para lograr esta meta habrán de producirse durante los tres años próximos aumentos anuales en los contingentes de petróleo exportados del orden del 15 por 100. En un estudio sobre la ofensiva rusa del petróleo, el Consejo Nacional norteamericano del Petróleo («National Petroleum Council») ha recomendado que las alianzas occidentales extiendan su esfera de acción a la protección de la producción y venta de petróleo en el Mundo Libre, teniendo en cuenta que dicho combustible es un producto de vital importancia estratégica.

EXPORTACIONES SIDERURGICAS ITALIANAS

En Roma se van a celebrar conversaciones entre la Comisión Ejecutiva del Mercado Común y el Gobierno italiano. Se trata de las exportaciones de productos italianos fabricados con elementos suministrados por la industria siderúrgica de dicho país. El Gobierno italiano concede unas bonificaciones fiscales muy importantes que parecen no ajustarse a las estipulaciones del Tratado de Roma.

CECA SIDERURGIA

La Comunidad Europea del Carbón y del Acero ha mantenido contactos con delegados de las industrias siderúrgicas inglesas y japonesas para regularizar la competencia de las ventas de acero de dichos países dentro de la Comunidad. Se desea someter dichas importa-

ciones al régimen de precios mínimos. En cuanto a la competencia procedente de los países del Este, la limitación tomará la forma de cupos máximos. La medida presenta dificultades técnicas, porque algunos países de la Comunidad han liberalizado su comercio con los países del Este.

COTIZACIONES DE METALES

M A T E R I A S	30-12-59	4-1-62	3-1-63	3-11-63	31-10-63
CINC					
Nueva York (centavos por libra)...	12,50	12,50	11,50	12,50	12,50
Londres (£ por Tn.).....	95 1/4-95 1/2	71 3/8-71 1/2	67-67 1/8	77 3/8-77 5/8	83-83 11/16
ALUMINIO					
Nueva York (centavos por libra)...	28,10	26,—	22,50	23,00	23,00
Londres (£ por Tn.).....	187	186	180,—	184,—	184,—
MERCURIO					
Nueva York (\$ el frasco de 34,5 kilogramos).....	212-214	191-193	186-189	190-193	193-196
Londres (£ el frasco de 34,5 kg.)...	72	59	61 1/2	61	65,—
VOLFRAMIO					
Londres (£ por Tn.).....	147-152	104-107 1/2	63-69	67-72	75-80
PETROLEO					
Nueva York (£ por barril).					
East Texas, crudo, en pozo....	3,05-3,25	3,05-3,25	3,10	3,10	3,10
ESTAÑO					
Nueva York (centavos por libra)...	98,75	120,62	113,12	117,25	124,87
COBRE					
Nueva York (centavos por libra).					
Electrolítico.....	26	31	28,50	28,87	28,87
Londres (£ por Tn.).....	256 1/2-257 1/2	229 1/2-229 3/4	234-234 1/4	234-234 1/4	234-234 1/4
PLOMO					
Nueva York (centavos por libra)...	12	10,25	10,—	11,75	12,—
Londres (£ por Tn.).....	74 1/4-72 1/2	59 1/4-59 3/8	54-54 1/4	68 3/8-68 3/4	69 1/4-69 3/8

EXPANSION QUIMICA DE LOS ESTADOS UNIDOS

Los dirigentes de la industria química norteamericana han repetido en diferentes ocasiones que se encuentran dispuestos a lanzar una expansión de sus empresas en países extranjeros. La forma de realizar esta expansión será la creación de filiales en las zonas que han de ser el mercado de los productos. Los propósitos de la industria química dependen de la política de los Gobiernos de los países compradores y de las negociaciones que al efecto lleve con ellos el Gobierno norteamericano.

CRIADEROS

PETROLEO Y GAS SUBMARINOS

Será necesario perfeccionar vehículos capaces de sumergirse a gran profundidad para exploración del fondo del mar, si la industria petrolera ha de aprovechar los yacimientos de petróleo y gas submarinos. Sólo se ha explorado el 20 por 100 de la meseta litoral. La Westinghouse ha hecho un convenio técnico con el explorador francés capitán Jacques-Yves Cousteau con el objeto de desarrollar un submarino pequeño, capaz de sumergirse hasta a 300 metros, con dos hombres a bordo.

PROSPECCION EN EL MAR DEL NORTE

La compañía petrolera norteamericana «Phillips Petroleum», con sede en Bartlesville (Oklahoma), emprenderá una vasta campaña de prospección en el Mar del Norte para descubrir yacimientos de gas natural y petróleo en el subsuelo submarino. Los trabajos encaminados a este fin durarán dos años, y si se descubre gas o petróleo en cantidades suficientes se proyecta establecer una factoría petroquímica.

MINERAL DE HIERRO EN LIBERIA

Ha comenzado la extracción del mineral de hierro obtenido en los yacimientos de este país, que fueron descubiertos en 1955.

Las exportaciones regulares comenzarán en el próximo otoño y ya se han firmado contratos de suministro a largo plazo con empresas alemanas, francesas, italianas, belgas y norteamericanas. En la empresa liberiana hay una fuerte participación de capital sueco.

NUEVO CAMPO DE GAS EN HOLANDA

Como parte de los trabajos de investigación en la concesión Groningen de la N. A. M., junto con la Shell-Esso, han descubierto un depósito de gas natural cerca de Bierum (en la provincia de Groningen), en la misma formación de la de Slochteren. Se están completando las investigaciones para determinar la extensión de esta formación.

Se extiende debajo del área en que los holandeses y los alemanes han llegado a un especial acuerdo para coordinar la explotación de los recursos minerales.

NOVEDADES INDUSTRIALES Y CIENTIFICAS

INYECCION DE CARBON EN HORNOS ALTOS

La fábrica de «Stanton and Staveley, Ltd.», de Nottingham, es la primera, fuera de Estados Unidos, que ha adoptado el sistema de inyección de carbón en hornos altos, puesto a punto por la «Petrocarb, Inc.», de Nueva York. Este sistema reduce el consumo de coque en un 30 por 100. En las pruebas realizadas, la inyección de carbón pulverizado no pasó del 2 por 100 del combustible utilizado como alimentación del horno.

INVESTIGACION HIDROLOGICA

La Sección de Hidrología de la «American Geophysical Union» ha creado un Comité nacional de 35 miembros para estudiar la situación y necesidades de la investigación hidrológica. Se ha nombrado presidente a William C. Ackermann, que preside también la Sección de Hidrología de la «American Geophysical Union» y es jefe del Servicio Hidrológico del Estado de Illinois. Esta nueva Comisión contribuirá asimismo a las actividades llevadas a cabo por el «Comité sobre Programas Internacionales de Ciencias Atmosféricas e Hidrología».

PRODUCCION QUIMICA FRANCESA

En el año 1962 se registró un incremento aproximado del 9 por 100. En el sector de la química inorgánica se produjeron: 2.210.000 t. de ácido sulfúrico; 426.000 t. de carburo de calcio; 920.000 t. de carbonato sódico; 760.000 t. de nitrógeno para síntesis de abonos nitrogenados; 1.460.000 t. de superfosfatos; 4.470.000 t. de abonos mixtos; 1.350.000 t. de azufre, y 405.700 t. de cloro. En el sector de la química orgánica, la producción de metanol alcanzó la cifra de 97.130 t.; la de formol, 31.600 t.; la de acetona, 55.00 t., y la de fenol, 72.080 t. En la producción de colorantes hay que registrar una reducción en las cifras de 14.625 t., correspondientes al ejercicio 1961, se pasó, a las 12.960 t. en 1962.

PLANTA DE CENIZA DE SOSA PARA MEXICO

La Industria del Alkali, S. A., con sede en Monterrey, N. L., adquirirá en los Estados Unidos los equipos, materiales y asesoramiento para construir una planta productora de ceniza de sosa.

La nueva instalación estará ubicada en Monterrey, habiéndose proyectado para producción anual de 82.000 toneladas métricas de ceniza de sosa y 60.000 toneladas métricas de sal industrial. Esta producción contribuirá a satisfacer parte de la demanda de estos materiales en México. Los principales consumidores de ceniza de sosa son la industria del vidrio y los fabricantes de detergentes y compuestos de limpiar. La sal industrial halla su mercado entre productores de sosa cáustica y cloro.

La materia prima será extraída de las capas subterráneas de sal mediante el bombeo de

agua en el subsuelo para obtener una salmuera, que después se vuelve a bombear a la superficie para su elaboración.

Entre los diversos productos que serán adquiridos en los Estados Unidos merecen mención: las bombas y tuberías, hornos verticales, centrifugas, secadoras de tubos de vapor, tanques de almacenamiento, compresores, una caldera y equipo purificador del agua de alimentación, así como las máquinas-herramientas para los talleres de conservación.

El costo total se ha calculado en 14,5 millones de dólares, habiendo el Banco de Exportación e Importación en Washington concedido un préstamo por valor de cuatro millones bajo la Alianza para el Progreso.

AUMENTA LA CAPACIDAD PETROQUIMICA MUNDIAL

Según información del Oil & Gas Journal se hallan en construcción o en proyecto unas 250 nuevas instalaciones petroquímicas en todo el mundo, fuera del bloque oriental. Hay en montaje nuevas instalaciones en 39 diversos países, dos tercios de ellas en los Estados Unidos, Europa Occidental y Japón.

Los productos petroquímicos básicos tienen una creciente importancia en el mundo contemporáneo, ya que normalmente terminan por aparecer en los mercados como artículos para el hogar, materiales de construcción, o fertilizantes.

PERSONAL

DEMETRIO SANTANA PEREZ

El 27 de octubre falleció el Vocal de este Instituto Geológico y Minero, don Demetrio Santana Pérez, que prestaba sus servicios en la Biblioteca y en la Sección de Investigaciones Mineras.

REUNIONES CIENTIFICAS

XII CONFERENCIA SOBRE ARCILLAS

Durante los días 30 de septiembre a 2 de octubre de 1963, organizada por la Escuela de Ingenieros de Cerámica y el Instituto de Tecnología de Georgia, se celebrará la XII Conferencia Anual de Arcillas, en Atlanta (Georgia).

CONFERENCIA INTERNACIONAL SOBRE ARCILLAS

Bajo los auspicios del «Comité International pour l'Étude des Argiles (CIPEA)» y organizado por la «Swedish Society for Clay Research», se ha desarrollado en Estocolmo, del 12 al 16 de agosto, la «Conferencia Internacional sobre Arcillas». Aprovechando esta oportunidad se ha reunido también en estas fechas y en la misma ciudad, la «Comisión Internacional para el estudio de los aglomerantes arcillosos para fundición», cuyo Presidente es el Sr. Hofmann.

Las conferencias de esta reunión internacional han versado sobre los siguientes temas:

1.º Estructura y composiciones de los minerales arcillosos. 2.º Génesis de los minerales arcillosos. 3.º Complejos orgánico-arcillosos. 4.º Sistemas arcilla-electrolito-agua. 5.º Minerales arcillosos en aplicaciones industriales. 6.º Intercambio iónico en minerales arcillosos.

SEGUNDO COLOQUIO SOBRE GEOGRAFIA

En colaboración con el Seminario de Estudios Cartográficos, celebrará la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias el «Segundo Coloquio sobre Geografía», en Madrid, los días 28, 29 y 30 del próximo mes de noviembre

Los temas a tratar serán los siguientes: 1. Las regiones naturales y la actual división administrativa de España: a) Características geográficas; b) Características agrícolas y ganaderas; c) El problema de las Estructuras Agrarias en España; d) Características comerciales e industriales.

2. Geografía de la población: a) La distribución de la población en España; b) Crecimiento y estructura de las grandes ciudades; c) Cambios de la población española en los últimos años.

3. Mapas temáticos y Atlas nacionales: a) Atlas nacionales; b) Mapas temáticos en Geografía física; c) Mapas temáticos en Geografía humana.

4. La Asociación Nacional de Geógrafos.

XI: COLLOQUIUM SPECTROSCOPICUM INTERNATIONALE

Del 30 de septiembre al 4 de octubre se celebró en Beograd, el XI Coloquio Internacional de Espectroscopia, con la presentación de 185 trabajos, la participación de mil congresistas y 25 países. Se pronunciaron siete conferencias magistrales y las comunicaciones científicas se agruparon de la siguiente manera:

A. Análisis espectroquímico con 118, subdivididos en: 1. visión: a) visible; b) ultravioleta. 2. absorción: a) visible; b) ultravioleta. 3. infrarrojo: a) Raman.

C. Otros métodos con 61: 1. Resonancia paramagnética electrónica y resonancia magnética nuclear; 2. Fluorescencia, luminiscencia; 3. Espectroscopia de masa; 4. Espectroscopia gamma; 5. Varios.

Formó parte de la Comisión científica organizadora y ocupó una de las presidencias el Académico español López de Azcona, quien presentó una comunicación sobre análisis espectroquímico de las aguas.

I COLOQUIO INTERNACIONAL SOBRE LAS OBRAS PUBLICAS EN LOS TERRENOS YESIFEROS

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Primera. La acción perjudicial de los terrenos yesíferos en las obras obedece a dos causas: la agresividad química de las aguas sulfatadas sobre el cemento portland y aglomerantes análogos, y la facilidad con que estos terrenos son disueltos o arrastrados por el agua.

Segunda. Como resumen de los trabajos presentados en este Primer Coloquio, se proponen las siguientes

Recomendaciones

1.ª Conceder a los estudios geológicos previos la máxima importancia y extensión, dada la gran influencia que esta clase de terrenos tienen sobre las obras.

2.ª Estos estudios, en muchos casos, no deberán limitarse a la geología superficial, sino que, auxiliándose con sondeos mecánicos o exploraciones geofísicas, se extenderán en profundidad, ya que los terrenos yesíferos, aunque no aparezcan en superficie, pueden influir sobre las obras, directamente o por afectar a las formaciones más o menos próximas.

3.ª Aplicar los métodos geofísicos y geotécnicos al estudio específico de estos terrenos, incluso estudiando nuevos procedimientos que permitan un mayor alcance en el campo de su aplicación.

4.ª Extender estas investigaciones al estudio del ataque de las aguas que, por su contenido en sales, sean nocivas para los materiales que constituyen las obras.

5.ª Puesto que los yesos por sí mismos no son peligrosos para las obras, si no se encuentran afectados por el agua, muy especialmente cuando está en movimiento, hay que evitar, en lo posible, que se produzcan tales circunstancias. Para ello es de gran interés:

a) Estudiar la sustitución y variación de los niveles freáticos y corrientes subterráneas en función del tiempo, circunstancias y condiciones de la obra en sí y de las influencias que pueda recibir de otras obras.

b) Conocer la velocidad de circulación del agua infiltrada en el terreno con los dos factores que intervienen en ella: el gradiente hidráulico y la permeabilidad. Para disminuir primero es aconsejable internar la obra en la ladera, teniendo en cuenta, sin embargo, los trastornos debidos a la alteración que se produzca en el régimen freático existente.

c) Cuando sea ineludible disponer drenes, cuidar escrupulosamente que no se provoquen con ellos acciones contrarias a las que se quieren evitar, tales como corrientes de agua que podrían originar ataques a las fábricas y arrastres o disoluciones del terreno.

d) Adoptar soluciones que aseguren en las fábricas las máximas condiciones de impermeabilidad y estabilización (juntas, dosificaciones, enlucidos, inyecciones, dispositivos que permitan la localización y control de las filtraciones, etc.).

e) Aislar la obra del terreno peligroso que la rodee, mediante el empleo de materiales no atacables (arcillas, cerámicas, mampostería, telas especiales, etc.).

f) Recoger y evacuar lo antes posible las aguas exteriores, de forma que no puedan afectar, ni a la obra propiamente dicha, ni al terreno en el que ésta se desarrolla.

6.ª En cada caso se deberá utilizar el tipo de cemento más apropiado a las circunstancias concurrentes en la obra, teniendo en cuenta:

a) Que en los medios líquidos que contienen ion SO_4^{2-} no debe construirse la obra sin adoptar, como mínimo, la precaución de conocer la concentración en iones sulfato, sulfito, sulfuro y cloruro, así como de los iones sodio, potasio, calcio, magnesio, hierro y amonio.

b) Siendo el principal responsable del ataque a los cementos portland el aluminato tricálcico (C_3A), a expensas del cual se forma el sulfoaluminato cálcico expansivo, se aconseja el empleo de aglomerantes que estén exentos de aluminato tricálcico o muy pobres en él y cuyo contenido de cal libre sea mínimo.

7.ª Es indispensable un correcto y esmerado sistema de ejecución de las fábricas en esta clase de terrenos, cumpliéndose exactamente todas las condiciones requeridas de dosificación, elaboración, puesta en obra, acabado y curado del hormigón.

El empleo de cualquier cemento especial no exime del cumplimiento de las anteriores prescripciones.

8.^a Se extremará el cuidado en el tratamiento de estos terrenos, lo mismo *in situ* que en terraplenes, aplicando las técnicas de la mecánica del suelo, y de modo especial en aquellos terrenos en los que el yeso se presenta en forma difusa.

9.^a Estas obras requieren una asidua y minuciosa labor de vigilancia y conservación, que atienda a remediar cualquier avería, por pequeña que aparezca, inmediatamente que se conozca, ya que sus efectos progresan y se agravan con extrema rapidez.

10. Es de gran interés promover y activar las investigaciones científicas y técnicas que conduzcan a un más completo conocimiento y a soluciones verdaderamente prácticas de los problemas que plantean los terrenos salíferos.

Tercera. En general, los trabajos presentados en este Primer Coloquio se han referido a regiones de clima de precipitaciones moderadas.

Para próximas reuniones, interesa extender estos estudios a otras regiones de diferente régimen climático.

Cuarta. Se acuerdo la creación de unos Grupos Nacionales Permanentes de Trabajo que continúen la labor iniciada en este Primer Coloquio, dados la importancia y el interés que tienen los problemas que presentan los terrenos yesíferos en las obras.

Los diversos Grupos Nacionales que se creen, quedarán relacionados entre sí a través de un Centro Internacional Coordinador con sede en Madrid y radicado en el Servicio Geológico de Obras Públicas.

Quinta. El programa de estos Grupos Nacionales de Trabajo debe extenderse al estudio del conjunto de terrenos salíferos, abarcando desde su génesis (sedimentación o neoformación) hasta los problemas técnicos y económicos que llevan consigo, incluidos los derivados de su hidrogeología, mecánica del suelo y climatología.

Sexta. Se propone la celebración del II Coloquio Internacional sobre las Obras Públicas en terrenos salíferos en el año 1964.

Su organización correrá a cargo del Grupo Nacional Permanente de Trabajo que se designe de común acuerdo, teniendo en cuenta la situación, importancia e interés de las cuestiones que se presenten.

RESERVAS MINERAS

RESERVA DE CARBÓN EN LAS PROVINCIAS DE TOLEDO Y CIUDAD REAL.

Por Orden del Ministerio de Industria de 4 de septiembre de 1963, se acuerda levantar la reserva provisional de carbón establecida a favor del Estado por Orden ministerial de 15 de noviembre de 1962 en los terrenos que afectan al interior del polígono determinado por los centros de las puertas de las Casas Consistoriales de Ciudad Real, Fernán Caballero, Torralba de Calatrava, Almagro y Ciudad Real. Ampliar la citada reserva provisional al interior del polígono determinado por los centros de las puertas de las Casas Consistoriales de Almagro, La Solana, Tomelloso, Alhambra, San Carlos del Valle y Almagro. Como consecuencia de los anteriores apartados, quedará la reserva provisional establecida por Orden ministerial de 15 de noviembre de 1962, limitada a la zona que comprende el interior del polígono determinado por los centros de las puertas de las Casas Consistoriales de Almagro, Torralba de Calatrava, Fernán Caballero, Malagón, Villarrubia de los Ojos, Puerto Lápice, Madridejos, Villacañas, Puebla de Almoradiel, Pedro Muñoz, Tomelloso, Alhambra, San Carlos del Valle y Almagro. Quedan subsistentes, en cuanto a vigencia, limitaciones establecidas en los artículos 48 y siguientes de la Ley de Minas y ejecución de labores de investigación, las condiciones establecidas en la primitiva Orden ministerial de 15 de noviembre de 1962, con excepción de la zona en que se levanta la reserva.

Notas bibliográficas



AGUAS SUBTERRANEAS

G. GUÉRIN-VILLEAUBREIL: *Hydrogeologie en Cote d'Ivoire*. «Mémoires du B. R. G. M.», número 20, 1962.

El balance de cuatro años de estudios de las arenas, se resume en algunas cifras (que no tienen en cuenta más que los trabajos más importantes y no la creación de puntos de agua rurales). Una longitud de 2.120 m. de sondeos, para seis estudios urbanos, no ha permitido poner en explotación más que 149 m³/h; 1.824 m. han sido implantados como consecuencia de observaciones geológicas, y han permitido explotar 112 m³/h; 296 m. fueron realizados con los datos de un estudio geofísico que ha seguido a los trabajos geológicos clásicos.

En resumen, el m³/h pedido de 16,3 m. de sondeo si no le han procedido los sondeos geofísicos. En el caso contrario, se citan 8 m. de sondeos, aumentados de dos días y medio de trabajos geofísicos para obtener 1 m³/h. Consta en el precio de coste de 3,3 m. de perforación y de una jornada empleada de una misión geofísica, comparación ligeramente favor de la continuación de los estudios electrosísmicos.

Es preciso destacar el valor relativo de esas cifras; la experiencia obtenida, el rendimiento de equipos geofísicos, debe netamente aumentar y eliminar ciertos errores.

No han encontrado los métodos de descubrimiento de niveles permeables y se deben contentar en circunscribir el problema a gastos menores.

Por consiguiente, la intensificación de estudios generales es necesaria, si se quieren establecer las leyes que sigan el comportamiento de las capas acuíferas en función de las condiciones geológicas, climáticas y topográficas.

R. DÉGALLIER: *Hydrogeologie du Ferlo Septentrional (Sénégal)*. «Mémoires du B. R. G. M.», número 19, 1962.

En el estudio que realiza el autor, indica que deben darse cinco puntos fundamentales en las conclusiones: La profundidad de la capa; su espesor; su caudal posible; la naturaleza de las rocas que lo almacena y la salinidad de la capa.

La profundidad se da por comparación entre la altitud del lugar y el mapa de las curvas isopiezométricas. Para las capas de la región de Linguère, ascendentes una parte del año, el mapa da un nivel próximo del nivel estático máximo. La capa permeable acuífera se encuentra a unos 20 m. más abajo.

El espesor de la capa medida entre los niveles estáticos y el muro de la capa permeable, puede dar una buena idea del caudal máximo posible sobre las capas no artesianas. En las calizas o dolomitas grandemente permeables, el caudal función de la dimensión de las fisuras encontradas y del caudal de alimentación, depende de las condiciones geológicas de yacimientos; dimensiones de afloramiento en caso de alimentación directa; superficie de la zona de contacto con una capa acuífera en caso de alimentación indirecta.

Es, sobre todo, para la capa de Ferlo, en el terminal Continental, donde el espesor de

la capa es un dato importante a conocer, por si las obras de gran caudal deben ser intentadas, para reemplazar eventualmente por pozos las perforaciones profundas previstas. Este espesor depende aquí de la profundidad del sinclinal en el punto considerado y del nivel de la capa.

En uno de los mapas que adjunta, da la naturaleza en la capa, que muestra al mismo tiempo la cota del nivel estático y la salinidad. Las calizas eocenas contienen la capa freática en la mayor parte de la región. Los caudales son muy irregulares, y un pozo abundante puede muy bien existir al lado de un pozo de caudal muy débil. La capa no se encuentra habitualmente antes de los 60 a 80 m. de profundidad. El valle de Bas Ferlo es privilegiado desde este punto de vista por su altitud entre 0 y 10, por la proximidad de la zona de alimentación al lago de Guiers, y por una eventual sobrealimentación por las aguas que circulan por el Ferlo.

La capa del terminal Continental permite hacer pronósticos mucho más seguros una vez conocida la existencia del emplazamiento elegido. Los caudales susceptibles de ser logrados, en esta arenisca arcillosa no son conocidos. Ningún ensayo de profundización ha sido intentado con medios exhaustivos modernos.

Una simple vista al mapa de salinidades, indica las zonas en que el agua salina puede ser encontrada. En la región sur de Dana, la necesidad de la población es tal, que las aguas de más de 8 gramos por litro, de residuo seco, son utilizadas para la bebida, mezcladas en un poco de leche. Cuando no existe ningún agua más dulce en la proximidad de estas aguas, reputadas como impotables según las normas habituales, tienen que ser utilizadas. En el Bas Ferlo, al contrario, la abundancia de puntos de agua permite evitar que algunos pozos estén muy recargados.

Después de una toma de muestras, como las que ha indicado el autor, es posible desde el punto de vista de los nuevos análisis de aguas de pozos, deducir en una cierta medida el origen y la naturaleza geológica del yacimiento de la capa y establecer el tipo de captado a realizar, por ejemplo, profundización con explosivos (calizas) o desarrollos de un macizo de graveras (arenas y arenas arcillosas).

MICHEL DÉFOSSEZ: *Contribución a l'étude géologique et hydrogéologique de la boucle du Niger*, «B. R. G. M.», núm. 74 págs. y un mapa, 1962.

Este trabajo geológico trata de las formaciones del bucle del Níger, la Gourma, de sus acantilados, y de la planicie de Gondo. Esta región es muy vasta y los documentos cartográficos de base son insuficientes para que el trabajo sea profundo. Debe considerarse como una base útil para cuestiones eventuales. El empleo de la fotogeología ha permitido que se pueda generalizar.

Las formaciones de Gourma, con la excepción de la serie de Hombori-Douentza, están consideradas como anteriores a las manifestaciones graníticas birrimienenses. La cuarcita de Ansongo parece discordante sobre el granito de Bourré, considerado como Dahomeyano. La serie de Hombori-Douentza corresponde a un sistema intermedio, el Falémen, postbirrimienense y antepaleozoico (M. Roques, 1943). Sobre el Gondo, las opiniones divergen: S. Serpokrýlow (1943) estima que existe, bajo una formación superficial arcillo-arenosa, un substrato principalmente dolomítico, mientras que J. Archambault (1951) reconsidera la hipótesis de H. Hubert (1926) y considera el Gondo como una gravera probablemente terciaria.

De 1952 a 1958, la hipótesis presentada por el autor es establecida por etapas sucesivas.

En 1954, diversos observadores, la concordancia de las series de Hombori Douentza

y de Ydouban, el carácter intrusivo del granito de Bourré y las series de Ansongo (P. Masclains), permite considerar las formaciones de Gourma como un geosinclinal postbirrimienense, llamado Nigeriano; en la época del Nigeriano es identificado con el Primario.

En el Gondo, las observaciones del terreno, la interpretación de los sondeos eléctricos y sísmicos, y de la gravimetría, permiten considerar el substrato de esta región como el flanco sur del geosinclinal de Gourma. Es distinguida una arenisca de orladura correspondiente a la sedimentación detrítica del borde sobre el macizo birrimienense y una formación dolomítica potente pasando lateralmente al flysch de Gourma.

El estudio petrográfico y químico de las formaciones dolomíticas pone en evidencia una dolomitización tardía pre o post-orogénica, y localmente, una silicificación penecontemporánea a la sedimentación.

Por otra parte, la arenisca del borde se subdivide en tres niveles:

La arenisca de Dioroum a la base, gruesa y conglomerática. La arenisca de Koutaka, glauconiana, pasándose en la cima a la serie dolomítica. La arenisca de Guiri, cuarcítica, equivalente en la parte superior a arenisca de Hombori-Douentza.

En 1958, el estudio fotogeológico demostró la discordancia del Nigeriano sobre la cortadura primaria. Un primer plegamiento se agrega en la carga de los sedimentos en el geosinclinal nigeriano y acompaña a la esquistosidad secundaria (serie de Ydouban y de Labbézenga) y al metamorfismo (series de Labbézenga y de Ansongo). Posteriormente un depósito de formaciones de la cortadura primaria, un segundo plegamiento, probablemente caledoniano, se sobrepone al precedente y hace actuar a los diferentes comportamientos del geosinclinal, en particular las formaciones de Hombori-Douentza.

Las descripciones de las facies de la cortadura primaria dadas por S. Serpokrýlow son completadas e interpretadas; ha sido definido un Cámbrico marino esquistodolomítico y un Ordoviciense epicontinental azoico y areniscoso.

El estudio sistemático de los pozos de Gondo ha permitido definir un terminal Continental siderolítico (oolitos ferruginosos, formaciones arcillo-arenosas esencialmente caoliniticas). Esta formación se deposita al fin del Terciario, a continuación de ligeros movimientos epirogénicos (dejanas manifestaciones del plegamiento alpino), que relevan ligeramente el macizo birrimítico y la meseta primaria, dejando en depresión el plano de Gondo.

En el Cuaternario, a la luz de los trabajos recientes, se ha comprobado una inversión de los periodos climáticos europeos.

Las interglaciaciones corresponden a los periodos pluviales, aparición de un clima tropical húmedo por intensificación del monzón, mientras que en las glaciaciones, el Sahara emigra hacia el Sur y la progresión de la aridez se traduce por el desarrollo de areniscas y de los fenómenos de costración.

En la época reciente o actual, las aguas naturales excepcionalmente ricas en sílice como consecuencia de condiciones climáticas, silifican las rocas de superficie, arenisca o calizas. Estas aguas alimentan la capa freática de Gondo, en el seno de la cual aparece un fenómeno de silicificación. Esta silicificación es limitada por el techo de la capa y afecta indiferentemente a todas las formaciones, por un mecanismo epigénico.

Esta capa, donde el nivel estático alcanza los 90 metros de profundidad, forma una cuenca alargada, orientada en el sentido Gondo, SW-NE., con poca mineralización.

En definitiva, se razona la existencia de un Nigeriano postbirrimienense discordante sobre las cortaduras primarias; no obstante, si este Nigeriano es considerado como equivalente al Infracámbrico del Sahara, del Buem y del Atacoriense en Gold Coast, la

edad de estas formaciones no se puede precisar más. Es preciso hacer intervenir mediciones de edad absoluta, que puedan definir de una manera cierta la edad de estas formaciones sedimentarias, que se encuentran en el límite del Precambriano y del Cambriano.

CRIADEROS

GALOPIM DE CARVALHO, A. M. y MAGALHAES RAMALHO, M. DE: *Nota sobre as arcias magnetíticas da ilha de Atauro (Timor português)*. «Bol. Soc. Geol. Portuguesa», vol. XV, fasc. I, págs. 47 a 62, 1963.

En este trabajo se hace el estudio mineralógico, granulométrico y morfoscópico de arenas de playa de la isla de Atauro (Timor portugués).

Los autores presentan también una lista de foraminíferos encontrados.

Las arenas estudiadas (en particular las de Beloi) son ricas en magnetita. Los otros compuestos son: piroxenos, feldspatos, vidrio volcánico y una pequeña cantidad de cuarzo y olivino.

El desgaste de las arenas mencionadas es muy pequeño, lo que puede sugerir un transporte fluvial y marítimo muy reducido, seguido de una corta permanencia en las playas citadas.

MORAIS CERVEIRA, ALBERTO DE: *Reconhecimento dos jazigos de manganés da região de Anadia*. «Est. Not. e Trabalho do S. F. M.», V. XVI, fasc. 12, págs. 13 a 71, 1963.

Desde hace mucho tiempo se conocen las formaciones de minerales de manganeso en la región de Anadia, bajo la forma de capas o lechos, interestratificadas en las areniscas rojas retienses. Estos terrenos sólo están representados más que por el conjunto de asientos inferiores (formados por los conglomerados de elementos mal rodados y por las areniscas de gruesos granos de estratificación entrecruzada o sin estratificación) y por el conjunto medio (formado por capas de areniscas de grano medio o fino, en las capas de areniscas finas de estratificación neta).

Las capas manganíferas están intercaladas en las capas que tienen el grano más fino de estratificación neta, pertenecient al conjunto medio del terreno de la base (arenisca roja) del Retiense. Estas capas están formadas por lechos finos de areniscas manganíferas, pirolusitas, psilomelano y wad, dispuestos en complejos de potencias diferentes.

El conjunto medio de «arenisca roja» de esta región está constituido por una banda de varios kilómetros de extensión y el espesor medio es de 900 metros y formada por capas inclinadas de 8° a 4° grados hacia el occidente.

Para el primer reconocimiento de este yacimiento, según un esquema geométrico de a localización, se han efectuado en este terreno 22 sondeos según 19 perfiles transversales, alejados 600 metros entre ellos, y se han realizado alternativamente, en cada perfil, uno o dos sondeos (separados 500 metros en cada perfil).

El conocimiento geológico de la superficie, y los resultados de estas formaciones, han permitido verificar la existencia de 4 cuencas langulares cronológicamente designadas: cuenca langular de Covelos y Lomba da Presa (la más antigua y la más pequeña); cuenca del valle de Fraguas hacia el río de la Sierra de Cabria (la más grande y puede ser la

más importante); cuenca de Vila Nova de Monsarros (formada sobre todo de capas ferríferas) y cuenca de Fonte da Pipa (la más reciente).

Las capas manganíferas que constituyen este yacimiento y se refieren a los aflujos de soluciones acuosas bicarbonatadas (procedentes de un macizo continental) hacia las cuencas langulares alargadas y poco profundas, lateralmente, son verificadas las condiciones que han conducido a la precipitación del manganeso y del hierro disuelto en las aguas.

A. ARRIBAS: *Mineralogía y metalogénia de los yacimientos españoles de uranio: Fuenteovejuna (Córdoba)*. «Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.», Sección Geológicas, tomo LXI, págs. 63-65, 1963.

Los indicios radiactivos se encuentran en una roca de aspecto filoniano situada en el Cortijo de la Serrezuela y junto al kilómetro 4,5 de la carretera de Fuenteovejuna a Argallón.

La región en que se encuentran estos indicios está formada principalmente por rocas de tipo migmatítico que forman un contacto difuso entre las formaciones metamórficas —gneis y micacitas— situadas hacia el Norte, y las rocas ígneas —granitos, sienitas, dioritas, etc.— hacia el Sur.

Los minerales radiactivos, circón y allanita, forman parte de una roca compacta, con estructura fanerítica y grano fino; la textura holocrystalina, hipidiomorfa y algo cataclástica, presenta indicios de haber sufrido una fuerte tectonización.

La roca se clasifica como una alaskita de tipo aplítico.

Se estudian con detenimiento los minerales que constituyen la roca: cuarzo, ortosa, plagioclasas, circón y allanita.

Aunque la roca tiene estructura aplítica, los minerales radiactivos son de origen pegmatítico y se encuentran en uno de los numerosos diques de tipo aplítico-pegmatítico que tanto abundan en la región.—F. M. M.

A. ARRIBAS: *Mineralogía y metalogénia de los yacimientos españoles de uranio: Paracuellos del Jarama (Madrid)*. «Bol. de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat.», Sección Geológicas, tomo LXI, págs. 83-88, 1963.

Se han encontrado indicios radiactivos en algunos lentejones arcillosos dentro de las areniscas del Viennense, en la margen izquierda del Jarama a la altura de Paracuellos.

Macroscópicamente, los ejemplares mineralizados corresponden a rocas grises, esencialmente arcillosas, con una fuerte proporción de materias carbonosas y huesos poco fosilizados. Ambos tipos de roca están atravesados por pequeños filoncillos de tyuyamunita o salpicados por cristales de este mineral, aunque, generalmente, las soluciones uraníferas impregnan los materiales arcillosos y dan lugar a la aparición de nódulos pulverulentos de vanadatos de uranio que forman parte de la misma roca.

Se describe la tyuyamunita encontrada con todo detalle.

Parece ser que el origen de la mineralización se debe a una fijación sinéctica de los elementos radiactivos en un medio reductor y a una concentración posterior de estos elementos, según ciertas estructuras favorables. El uranio provendría de la destrucción y lixiviación de los materiales graníticos de la Sierra de Guadarrama, lo que permitió la migración del uranio que ellos poseían.—F. M. M.

A. ARRIBAS: *Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Porriño (Pontevredra)*. «Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.», Sección Geológicas, tomo LXI, págs. 51-57. 1963.

Los minerales radioactivos aparecen en un gneis al S. del kilómetro 7 de la carretera de Vincios a Porriño.

Las rocas que constituyen el «complejo alcalino» son: gneis biotíticos, gneis biotítico-antibióticos y gneis de riebeckita. Las rocas más interesantes por su contenido en minerales radioactivos son los gneis biotíticos, pero ellos y los gneis de anfíbol y biotita se encuentran rodeados por el gneis alcalino.

El gneis biotítico es muy compacto y de grano fino, la orientación de sus minerales está poco marcada: probablemente esto se debe a la relativa escasez de las micas.

La roca tiene colores oscuros cuando está fresca, pero en las zonas de alteración tiene colores blancos o blanco-amarillentos, teñidos ligeramente por óxidos de hierro. Al microscopio presenta estructura granolepidoblástica.

Se estudian las características de los minerales esenciales que los componen: cuarzo, plagioclasas, microclina y biotita; y los minerales accesorios: allanita, circón, xenotina, fluorita, apatito y magnetita-ilmenita.

Se para el autor a considerar ciertas deformaciones tectónicas que afectaron al cuarzo y feldespato del gneis biotítico: la biotita se transformó a su vez en un agregado de productos clorítico-serpentinicos.

Se puede considerar a esta roca como un ejemplo de yacimiento singenético de minerales radioactivos, pero por el momento carece de interés como productora de uranio.—F. M. M.

CRISTALOGRAFIA

J. L. AMORÓS y M. T. PASCUAL: *Superficies de cristales. IV. Distribución, generación y movimiento de dislocaciones en pirita*. «Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.», Sección Geológicas, tomo LXI, págs. 39-49. 1963.

Se estudia en este trabajo la distribución, creación y desplazamiento de dislocaciones de cristales de pirita.

En la superficie a estudiar, se seguía un tratamiento de la superficie previamente libre de grasa por lavado con alcohol etílico, con NO_3 al 25 por 100, durante un tiempo variable, entre los veinte a veinticinco minutos; esto producía pocillos referibles a emergencias de dislocaciones. Una vez lavada y seca la superficie, se observaba con un microscopio de reflexión Wild la iluminación episcópica: se hicieron fotos que se ampliaron a 4,5 veces el original.

Con el fin de estudiar la aparición de nuevas dislocaciones, se sometió el cristal a una presión moderada con un tornillo de mecánico: el cristal se mantuvo entre sendas capas de caucho para evitar la ruptura del mismo; de esta forma sólo se ejercía sobre el cristal una presión moderada, que obligaba a movimientos limitados a un corto número de dislocaciones. Después de este tratamiento, y una vez el cristal a temperatura de equilibrio del laboratorio, se trató su superficie por la técnica de corrosión que acabamos de indicar. La comparación de las fotos obtenidas antes y después de cada tratamiento informa sobre los fenómenos ocurridos.

En un cristal bueno, la concentración de dislocaciones es del orden de 2.000 por cm^2 . Se

estudia con detalle todo lo referente a simetría, zonas prominentes de crecimiento, alineaciones..., etc., de los pocillos. La presencia de pares de pozos sugiere la presencia de dislocaciones en bucles (loops).

La técnica de corrosión ha servido para poner de manifiesto las dislocaciones en los cristales de pirita, así como su generación y movimiento. La nucleación de bucles y de microfracturas queda explicada por el movimiento de dislocaciones en el interior del cristal.—F. M. M.

GEOFISICA

EVARD, P. y JONES, L.: *Etude gravimétrique du graben de l'Afrique centrale. La région des volcans Nyragongo et Nyamuragira*. «Extrait des Mémoires de l'A. R. S. O. M.», t. XV, fasc. 5. Bruxelles. 1963.

En el curso de su expedición a Nyragongo (Kivu) en 1959, el Centro Nacional de Vulcanología (Bélgica), ha procedido al levantamiento gravimétrico conjunto de los volcanes Nyragongo y Nyamuragira.

En 476 estaciones, la gravedad se determinó con la ayuda de gravímetros (Noth-American ou Worden según los casos), mientras que las coordenadas X, Y, Z sean fijadas por un levantamiento topográfico clásico.

A partir de los valores observados de la gravedad, los autores han determinado dos valores plausibles para la densidad de las rocas *in situ*. Las anomalías de Bouguer, corregidas de relieve topográfico han sido calculadas con estas dos densidades.

El estudio interpretativo de las anomalías ha conducido a calcular un modelo dando el esquema estructural plausible al fondo del graben: por otra parte, los autores hacen aparecer las correlaciones entre la morfología de la región estudiada y las anomalías de la gravedad, donde la insuficiencia de levantamiento no permite una interpretación basada sobre el cálculo.—L. F.

MARINELLI, GIORGIO: *L'energie geothermique en Toscane*. «Annales de la Société Géologique de Belgique», t. 85, Bol. núm. 10, pp. 4417-438. 1963.

Después de una breve descripción de los primeros ensayos de explotación industrial del vapor en Toscana, menciona el autor el desarrollo de la industria química del ácido bórico y de la utilización, al principio de este siglo, de los «soffioni» para la producción de energía eléctrica. El interés para este tipo de energía enteramente especial ha subido mucho en los últimos años, sea por causa de la penuria creciente de energía en Italia y en otros países, o sea por causa del precio baratísimo del Kw/h. de origen geotérmico. Describe la evolución geológica de la Toscana occidental y en particular el magmatismo terciario, el cual, según la opinión del autor, está en relación con numerosas mineralizaciones hidrotermales y las regiones vaporíferas.

Discute la edad del magmatismo, que se ha manifestado hasta el Cuaternario inferior y supone con el apoyo de numerosos datos geológicos, geoquímicos y geofísicos, que existen cúpulas intrusivas que no afloran y que todavía se enfrían debajo de los campos geotérmicos de la Toscana. En cuanto al origen del vapor, el autor favorece la hipótesis según la cual se trata de aguas de superficie recalentadas en profundidad y que llegan cerca de la superficie debido a un mecanismo de convección. No se puede negar una aportación eventual de agua magmática, pero en todo caso esta aportación debería ser des-

preciable. Después de una breve descripción de las características del vapor de los «sofionis» de Larderello, induce la necesidad de que hagan estudios más adelantados en este campo tan poco conocido, por la importancia creciente que tomarán la investigación y explotación de los campos geotérmicos entre las nuevas fuentes de energía.—L. DE A.

GEOLOGIA

Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. «Comp. Rend. du Cong. des Soc. Sa de Paris et des Dep. Montpellier», 1961. Section des Sciences. Sous-Section de Géologie, «B. R. G. M.», núm. 15, 1963.

Esta obra es una presentación de las comunicaciones expuestas en el Coloquio dedicado al Trias. La mayor parte de las notas son una síntesis, las cuales han sido agrupadas según los cuatro temas correspondientes al orden del día, y son: 1.º Estratigrafía y Paleogeografía, 2.º Flora y Fauna, 3.º Sedimentología, y 4.º Geología Económica.

Para el conocimiento de nuestros lectores, damos la relación de los artículos publicados en la misma.

PRIMERA PARTE. I.—Cuenca de París, Alsacia, Jura, Bresse y Bordes del Mordán. «Trias de faciès germanique en Lorraine», A. Laugier.—«Trias des abords sud du massif vosgien, du Jura, de la Bresse et de la périphérie du massif Central», N. Theobald et R. Laugier.—«Trias du bassin de Paris», G. Waterlot.—«Stratigraphie du Trias inférieur de l'Est de la France», J. Perriaux.—«Trias des sondages du bassin de Paris de la Négie autonome des pétroles», J. Villamin.—«Essai de caractérisation des sédiments permien et triasique dans le bassin de Paris» L. Yapaudjian.—«Quelques points généraux sur la géologie du Trias dans le bassin de Paris», P. Maubeuge.—«Étude séquentielle du Muschelkalk supérieur lorrain», B. Haguénauer.

II.—Rodaños, Provence-Alpes Maritimos.—«Trias du couloir rhodanien», J. Avias.—«Trias de Provence occidentale», Cl. Gouvernet.—«Trias de Provence orientale», G. Corroy.

III.—Alpes (salvo los marítimos).—«Trias des zones externes des Alpes françaises», J. Sarrot Raynaud.—«Trias à faciès briançonnais de la Venoise et des Alpes occidentales», P. Ellenberger.—«État actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le briançonnais (sensu stricto)», J. Delbelmas.—«Quelques réflexions sur le Trias de zones externes des Alpes françaises», R. Barbier.—«Trias du massif des Sep-Laux (partie méridionale de massif de Belledonne)», D. Dondey.—«Trias du dôme de la Mure et des régions annexes», J. Sarrot-Raynaud.—«Trias du synclinal de Vaujany (près de Bourg-d'Oisans, Isère)», M. Bornaut.—«Trias des bordures du synclinal de Bourg-d'Oisans (Isère)», J. Rebould.—«Trias de la couverture nordouest du massif du Pelvoux», I. M. Buffière et J. L. Tane.—«Trias du dôme de Remollon (Hautes-Alpes)», O. Gariel.

IV.—Languedo y Roselló. «Observations sur le Trias de la bordure méridionale du Massif Central», E. Servat.—«Série Stratigraphique du Trias de Lodève (Hérault)», S. Speher.—«Trias du fossé de Bedarieux», E. Servat.

V.—Aquitania.—«Présentation de quelques documents d'interprétation du Trias d'Aquitaine», P. Burollet.—«Sur l'âge et les conditions de sédimentation des formations détritiques des bases de la série secondaire entre la Lot et l'Aveyron», M. Carrère.—«Contribution à l'étude des formations détritiques de base de la série secondaire du sud de l'Avey-

ron». J. M. Ferrand.—«Notes sur le Trias nord-aquitain», F. Dalbied.—«Trias des sondages d'Aquitaine orientale (permis R. A. P. et S. P. G.)», A. Artières, P. Durit et G. Tehimichian.—«Connaissance sur le Trias dans le Sud-Ouest de l'Aquitaine», Société Nationale des Pétrocles d'Aquitaine.

VI.—Países extranjeros.—«Trias des pays étrangers», A. Lefavrais, J. Ricour et K. Tümpy.—«Travaux géologiques actuels dans le Buntsandstein d'Allemagne», G. Riechler-Bernburg.—«Dépôts de Buntsandstein dans les montagnes de Swiety-Krzyz (Pologne)», H. Sekowiczwa et A. Slaczka.—«Trias des Préalpes», H. Badoux.—«Contribution à l'étude de la stratigraphie et du faciès du Muschelkalk supérieur dans le Jura suisse», P. Merki.—«Trias des Alpes occidentales italiennes», M. B. Cita.—«Evolution structurale et sédimentaire du bassin triasique de la Lombardie», A. Pollini et G. Cassinis.—«Aperçu général sur le Trias du «domaie briançonnais», J. P. Bloch.—«Trias de Yougoslavie», M. Herak.—«Trias de Hongrie», K. Balogh, S. Végh et Mme Végh.—«Trias du Nord-Est de l'Espagne», C. Virgili.—«Trias de Tunisie et de Libye. Relations avec le Trias européen et saharien», P. Burollet.

SEGUNDA PARTE. I.—Macropaleontología.—«Réflexions sur la paléontologie du Trias français et sa signification», F. Laurentiaux-Vieira et D. Laurentiaux.—«Flaies triasiques de France», G. Depape et J. Doubinger.—«Révision des Conchostraces du Trias français à faciès germaniques», S. Defretin-Lefranc.—II.—Micropaleontología.—«Micro-organismes et micro-organites», J. Sigal.—«État actuel de nos connaissances sur la représentation, au Trias, de quelques groupes de microfossiles, Protistes, autres que Foraminifères», G. Deflandre.—«Foraminifères du Trias. Essais sur l'état actuel des connaissances», J. Sigal.—«Ostracodes du Trias», N. Grékoff.—«Conodontes du Trias», M. Haudre Rigaud.—«Aigues calcaires du Trias de France et des régions limitrophes», M. Lelys et A. Mauvier.—«État actuel de nos connaissances sur la représentation, au Trias, de Charophytes du Trias. État des connaissances acquies, intérêt phylogénétique et stratigraphique», L. Grambast.—«Note préliminaire à une étude sur la microflore du Trias français», J. Taugourdeaud.

TERCERA PARTE.—Sedimentología.—«Sédimentologie», J. Lucas.—«Enseignements tirés de l'étude sédimentologique des grès du Permo-Trias de l'Est de la France» (note préliminaire) J. Perriaux.—«Stratigraphie et paléogéographie des grès du Trias inférieur de la Sarre et des régions voisines» (enseignements fournis par les analyses sédimentologiques effectués par H. W. Henrich), N. Théobald.—«Causes et genèse des colorations rouges et vertes du Saxonien et du Trias de la région de Lons-le-Saunier (Jura)», G. Lienhardt.—«A propos des vases bariolées gypsifères actuelles de Nouvelle-Calédonie, et sur la genèse des marnes bariolées salifères du Trias», J. Avias.

CUARTA PARTE.—Geología Económica.—«Rapport général», G. Castany.—«Aperçu sur le Trias métallifère en France», A. Bernard, F. Foglierini.—«Sources minérales d'origine triasique des Pyrénées françaises. Leurs incidences économiques», J.-P. Destombes.—«Nomenclature des gisements de gypse du Trias français», C. Brieon et L. Damiani.—«Conditions d'exploitabilité des gypses de Keuper», A. Bonte.—«Sel gemme et potasse du Trias français», R. Crubilé.—«Composition chimique des dolomies du Trias de l'Est du bassin de Paris», N. Desprez.—«Matériaux de construction et matières premières industrielles triasiques de Nord-Est de la France», R. Crubilé et C. Duronsoy.—«Houilles triasiques», R. Crubilé.—«Exemple de gisement de galène du Trias des Alpes», P. Rogel.—«Note sur l'origine du

gite de fer, barytine, fluorine du Rossignol près Chaillac (Indre).» G. Aubert.—«Minéralisation du Trias des Pyrénées françaises.» J. Bertraneu et J.-P. Destombes.—«Etude préliminaire du Trias minéralisé de Largentière (Ardèche).» F. Fogliérini et A. Bernard.

CONCLUSION.—«Esquisse paléogéographique de la France aux temps triasique.» J. Ricour.—«Débat final et voeu.» «Allocution de Clôture.» J. Avias.—L. DE A.

BERNARD BESSOLES: *Géologie de la Région de Bria et d'Ippy (République Centrafricaine). Contribution a l'étude de la migmatization.* «Mémoires du B. R. G. M.», núm. 18, 205 páginas, 1962.

Este estudio es de la región comprendida entre los 21° y 21° 30' de longitud Este y los 6° y 8° de latitud Norte.

Interesa la totalidad de la cubierta al oeste de Yalinga del mapa geológico de reconocimiento a 1/500.000, enteramente situado en la República Centroafricana. La superficie total es de 35.000 km²: los dos tercios están constituidos por formaciones cristalofilianas o cristianas, y el último tercio por un conjunto sedimentario, formado de areniscas discordantes sobre las formaciones precedentes.

Se atiende a atribuir a la serie de areniscas una edad kwango, es decir, cretácea, las formaciones subyacentes están referidas al Precambriano.

Lo fundamental del estudio ha tenido lugar sobre el Precambriano inferior.

Los granitos son poco representados. Las formaciones de cobertura no fueron objeto de trabajos detallados por razones diversas. La serie de la Banga, supuesta edad Precambriana superior, no se estudia nada más que en algunos kilómetros al SE. de la cobertura geológica. Las areniscas de Mouka ofrecen una gran superficie, pero su estudio es muy pesado de hacer por su monotonía. La ausencia de niveles y de fósiles no facilita las investigaciones. Se puede, por analogía con otras formaciones del mismo tipo, atribuirles a la edad kwangos, es decir, cretácea.

El Precambriano inferior está constituido por dos grupos concordantes, el uno superior cuarcítico, llamado del Madonguéré, y el otro cuarfeldespato o grupo inferior, muy corrientemente migmatizado.

El grupo cuarcítico no contiene niveles esquistosos y sus cuarcitas son poco micáceas. Estas rocas hacen presa a la migmatización y su papel es indiscutible. Detrás y a favor de éstas, el metasomatismo parece ser activado.

Las migmatitas resultantes de esta acción son de anatexitas, de anfibolita y biotita, sólo de biotita y corrientemente incluso de pegmatitas. Estas últimas tienen a veces composición química que puede hacerla considerar en ciertos casos como refugios de iones que emigran de las rocas en curso de metasomatismo.

Estas migmatitas se pueden calificar de «metasomáticas o fundamentales», existiendo rocas muy migmatizadas, designadas con el nombre de «gneises migmatíticos». La migmatización es a veces visible en los afloramientos, y siempre se aprecia al microscopio. Las alteraciones son fácilmente observables y tienen más raramente formación de microlino y de myrmekita; se observa siempre el cuarzo de neoformación y una alteración sensible pagic-clasa. Estas transformaciones parecen resultar de una movilización sobre el lugar de los elementos químicos constituyentes de los minerales.

El frente de migmatitas parece dividirse en dos. Uno definido como límite superior, y de los gneises migmatíticos, un «frente de movilización» que los separa del gneis no migmatizado. A la base de los gneises migmatíticos y de cuarcitas, se coloca el frente de metasomatismo, que separa estas rocas de migmatitas metasomáticas.

Avanza el autor que los procesos observados en el caso de la formación o gneis migmatíticos es una forma de metamorfismo intensificada. Pero se puede pensar que este estado es la imagen del principio de transformaciones metasomáticas que tiene lugar por la amplificación a fenómenos a las migmatitas fundamentales (anatexitas y pigmatitas).

El Precambriano inferior de Bria y de Ippy es, pues, muy comparable a los conjuntos homólogos de otras regiones de Africa. Tres caracteres principales le dan un aspecto particular, que son: 1) La intensidad de la migmatización; 2) La presencia de una formación de cuarcitas que forman una pantalla a favor de la cual se intensifica la intensidad de la migmatización; 3) La existencia de un vértice de migmatitas fundamentales y un conjunto débilmente migmatítico de gneises modificados por una simple movilización sobre el lugar de los elementos.

La transformación intensa de las rocas no facilita el conocimiento de la historia geológica y hace todavía más difícil un ensayo de reconstrucción de la paleogeografía.

Esta parte del Africa parece figurar en un régimen continental después del Precambriano inferior. Los conjuntos detriticos de Mandonguéré y de la Banga son, sin duda, muy comparables antes de la intervención de un metamorfismo en las areniscas de Mouka.

Los enclaves de migmatita atestiguan la variedad de formaciones que fueron depositadas en esta zona: anfibolitas, gneises con anfíboles, rocas con piroxenos, gneises, micacitas y leptinitas dan un carácter muy variado a la sedimentación.

La edad de la migmatización también es un problema difícil de resolver. Hay tendencia desde hace algunos años a dar una edad muy antigua de estos fenómenos. Los estudios recientes conducen sobre terrenos cuidadosamente datados, del Macizo Central francés, por ejemplo, conducen a pensar que la edad de las migmatitas puede no ser muy antiguo y datar a veces del Paleozoico.

El autor da una réplica: ¿Centroáfrica, cómo es? Las series de la Banga no están migmatizadas. Puede ser atribuida, pero con alguna incertidumbre, al Precambriano superior. Si hemos de tener en cuenta esta serie, tenemos una indicación más segura con las areniscas de Mouka, que son de edad cretácea. Evidentemente la migmatización es más antigua. Se puede haber tenido medidas de geocronología por el método del Pb/²⁰⁶Pb/zircón, que dieron una edad de alrededor de 600 millones de años al granito de Ouanda Djábe, que recorta los gneises y las cuarcitas del Precambriano inferior. La migmatización parece, pues, ser anterior a la formación de este granito. Señalamos que por el mismo método una migmatización con anfibola ha dado una edad de 700-800 millones de años. Puede pues admitirse que la edad de la migmatización está comprendida entre estos dos períodos. Añade el autor que otras medidas son necesarias para que los datos puedan ser aceptados sin reservas.

Destaca la imprecisión de los datos aportados a las diferentes cuestiones: modo de formación de migmatitas, edad de la migmatización. El trabajo posee ciertamente problemas que no se han resuelto, y abre un campo para nuevas investigaciones.

A. V. SIDORENKO: *Russian geologists make important ore discoveries, but job is not easy.* «World Mining», págs. 32 a 39, 1963.

Informó el presidente de la Comisión Nacional de Geología de la U. R. S. S. del descubrimiento de grandes depósitos de alta ley de níquel-cobre, en Talnak, territorio de Noril'sk; además informó que la parte europea de Rusia no fue completamente explorada, y que ella será llevada a cabo como una exploración geológica detallada, de aquellas formaciones, la que sea aconsejable para su explotación. También anunció los muchos problemas y deficiencias de los criaderos, tales como: minerales lejos de los centros de consumo, leyes

bajas, afloramientos no descubiertos que son difíciles de encontrar, etc. La investigación geológica debe ser concentrada sobre los posibles criaderos de mayores reservas y más interesantes.

H. B. mine is the safest in Canada: how de your safety practices compare? «World Mining», págs. 46 a 47. 1963.

La Consolidated Mining and Smelting Company of Canada Limited, explotó la mina H. B.: la menos peligrosa del Canadá y quizá del mundo. Esta mina subterránea produce 1.200 toneladas de mineral por día y tiene una planta de flotación diferencial, empleando una dotación de casi 125 hombres. Durante los años 1958-59-61 y 1962 ha tenido un promedio de frecuencia de accidentes igual a «0». Ningún accidente llevó una pérdida de tiempo mayor que seis días. En comparación, 57 minas de Ontario tienen un promedio de frecuencia de accidentes de 24,55. Una dotación de 25 hombres trabajaron casi tres mil días (más de siete años) sin accidentes que motivaran incapacitaciones a ninguno.

Conveyor start at Anaconda's new 12.000 tons per day copper mill. «World Mining», páginas 48 y 49. 1963.

Uno de los más largos y principales sistemas de cintas transportadoras del mundo, está actualmente transportando 1.300 toneladas por hora desde la profundidad de la mina a los lanchones de carga sobre el río Monogahela. Todo el sistema lo controla un solo hombre con ayuda de cámaras de televisión. Este método se aplica en la mina Gateway, de Gateway Coal Company, cerca de Millsboro, Pennsylvania. Se usan en el sistema 13 tramos de cinta de casi 107 centímetros de ancho. Las cintas están todas suspendidas desde el techo con cadenas colgantes que soportan los cables de alambres que llevan las cintas. Las sujeciones de transmisión están espaciadas cada metro y medio. Cada faja tiene un elevador hidráulico. Existe un sistema de control que, cuando se corta la energía, evita que por un desigual tiempo de deslizamiento de tramos diferentes de cintas, se provoque un derramamiento o amontonamiento del mineral.

LUIS SOLÉ SABARÍS: *Ensayo de interpretación del Cuaternario barcelonés.* «Miscellanea Barcinonensia», año II, núm. III, 54 págs. Abril 1963.

Establece el autor después de unos interesantes trabajos, una correlación entre las terrazas del Llobregat y Besós con los depósitos de piedemonte barcelonés y las estrilaciones del nivel de mar, haciendo sobre el conjunto la siguiente consideración final:

Quien esté acostumbrado a trabajar en los problemas estratigráficos del Cuaternario, no se sorprenderá mucho de que figuren algunos interrogantes en el cuadro, ni que se considere totalmente provisional. No tiene ello nada de particular, pues el Cuaternario se ve obligado a trabajar con un número muy limitado de afloramientos dispersos y de edad desconocida, cuyas relaciones mutuas, para poderlos ordenar cronológicamente, son casi siempre difíciles de precisar. Por consiguiente, las rectificaciones son continuas y cada paso adelante supone a veces otro atrás.

Son numerosas las lagunas del conocimiento sobre el Cuaternario barcelonés. Así, por ejemplo, de esta era, cuya duración se calcula en un millón de años, desconocemos casi todo

lo referente a la primera mitad, el Villafranquiense, de cuyo período no disponemos más que de la fauna encontrada por Almera (1903) en una cueva de Gracia y cuya revisión, hecha recientemente por Villalta (1962), demuestra que es referible a esa época.

Faltan datos detallados, en profundidad, de los sedimentos de los deltas del Besós y Llobregat, cuyas observaciones de sondeos casi siempre se pierden por incuria de los encargados de los mismos. Con su estudio sedimentológico, apoyado en las dataciones del Carbono 14, se tendrían datos de valor inestimable para la interpretación de la paleogeografía y evolución del llano de Barcelona durante el Cuaternario.

Quedan por investigar sedimentológicamente muchos depósitos de las terrazas del Llobregat y del Besós, en curso de ejecución. Nada se ha emprendido, en cambio, con los depósitos similares de la depresión del Vallés.

Un programa inmenso de trabajo quedó por realizar, y eventualmente puede enriquecerse con las perforaciones accidentales que se hagan en la zona urbana.

De aquí, la afirmación del autor, de que el cuadro expuesto sólo pueda considerarse como provisional, aun cuando sin duda constituye un avance de positivo valor en el conocimiento de los difíciles problemas del Cuaternario.—L. DE A.

HERNÁNDEZ-PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I.: *Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica.* Véase tramo comprendido entre el valle del río Porcia y la ría del Eo. «Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.», Sección Geológicas, tomo LXI, págs. 89-120. 1963.

Se estudia el carácter de determinados depósitos detríticos que descansan sobre la rasa litoral cantábrica en su tramo comprendido entre el valle del río Porcia, situado al E. de Tapia de Sasariego, en las Asturias occidentales, y el litoral oriental de la ría del Eo, ya en los límites con Galicia.

La rasa, en general, está inclinada o basculada suavemente de E. hacia W., de tal modo que alcanzando los 100 metros a la altura del Cabo de Peñas, en el borde los acantilados, éstos sólo alcanzan 18-20 metros al desaparecer ya la rasa en la provincia de Lugo. Todo el frente de la rasa está en la actualidad sometido a un intenso proceso erosivo que lo hace retroceder acusadamente, existiendo al pie del frente del acantilado amplia rasa mareal, que gana en anchura de E. a W., siendo ya francamente amplia y muy regular al alcanzarse la zona prañítica de Burela, rasa mareal que se enlaza en realidad y hacia estos parajes con la plataforma continental, que ya en el litoral septentrional de Galicia alcanza notable desarrollo.

Por los estudios realizados se llega a la conclusión de que el mar ha intervenido trabajando los elementos de los canturales de la rasa, y que si en un principio fue transportado y depositado este material sobre la rasa por agentes típicamente continentales, que impusieron sus peculiares características, posteriormente la acción marina modificó éstas, con un proceso de desgaste muy acusado, pero sin llegar a una completa evolución como para considerar eliminada la influencia primitiva.

La falta de restos de organismos marinos puede ser debida a la fuerte acidez de esta zona, capaz de destruir los residuos orgánicos por acidificación, lo que posiblemente impidió que llegaran a producirse fenómenos de fosilización. F. M. M.

JOSÉ ENRIQUE AZCÁRATE: «Boudins» epirogénicos en el Mesozoico asturiano. «Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.», Sección Geológicas, tomo LXI, págs. 67-69, 1963.

Se han encontrado en la mitad norte de Asturias «Boudins» asociados con ligazón regional a horizontes de calizas liásicas, hecho que no figuraba hasta ahora en la literatura geológica.

Se define en el trabajo el término «Boudin» y «Boudinage» y se considera mecánicamente el fenómeno del «Boudinage».

El estudio de muestras y la medida de capas de tres estaciones, permite al autor llegar a las conclusiones siguientes:

- 1.º El fenómeno del «Boudinage» en calizas tableadas liásicas tiene alcance regional.
- 2.º La principal causa deformadora, se debe a esfuerzos verticales, que han resultado probablemente de la combinación de acciones gravitatorias del material suprayacente y empujes regresivos epirogénicos, lo cual coincide con la tónica peninsular de reducción en la cuenca sedimentaria del Jurásico superior respecto a la del Lías.
- 3.º La citada deformación estructural es casi contemporánea con la diagénesis de las calizas. Las etapas de su nacimiento han sido: a) Deposición discontinua de calizas y margas. b) «Boudinage» epirogénico, de los niveles calizos semiconsolidados.—F. M. M.

GEONUCLEÓNICA

LLAD PHILLIPS, RAUMOND C. GATTL, REINHARD BRANDT y STANLEY G. THOMPSON: *Spontaneous fission half lives of Cf²⁵⁴, Fm²⁵⁵ y Cf²⁵⁰*. University of California, Lawrence Radiation Laboratory, UCRL-10464, septiembre 1962.

Una nueva determinación del periodo de semidesintegración por escisión espontánea del Cf²⁵⁴ es 60.5 ± 0.2 días. El periodo de semidesintegración por escisión espontánea del Fm²⁵⁵ está determinado en $\frac{(1.0 + 0.6)}{0.3} 10^4$ años. La nueva determinación de la relación de escisión alfa en la desintegración del Cf²⁵⁰, es (1330 ± 45) . La reciente determinación de captura electrónica β^- de la desintegración del E^{254m} es $(0.078 \pm 0.006) \%$.—L. DE A.

REINHARD BRANDT: *Spontaneous fission of some heavy isotopes*. University of California, Lawrence Radiation Laboratory, UCRL-10481, Septiembre 1962.

Se han hecho una nueva serie de medidas de energía de la distribución de masas de los fragmentos en la escisión espontánea del Fm²⁵⁴, E²⁵³, Cf²⁵⁴ y Cm²⁴⁸. Los resultados son comparados con las propiedades de la escisión espontánea del Cf²⁵², que es el usado como patrón.

Todas las distribuciones (incluidas las de isótopos E²⁵³) son tratadas similarmente, no idénticamente con el patrón. La total energía cinética con los fragmentos incrementan con Z. La simetría de la distribución de masas muestra solamente una pequeña diferencia entre los isótopos. Las variaciones de todas las distribuciones aumentan con Z, y parecen aumentar con A.

Ha observado el nuevo isótopo del fermio con un periodo de semidesintegración de escisión espontánea de $\frac{(11 + 10)}{6}$ días. La masa es más ligera, 258 y 257. La espontánea escisión de $\frac{(1.0 + 0.6)}{0.3} 10^4$ años también ha sido observada para el Fm²⁵⁵. Al Cf²⁵⁴ se le ha determinado un semiperiodo de escisión espontánea de 60.5 ± 0.2 días. Y la relación de la escisión alfa en la desintegración del Cf²⁵⁰ ha sido redeterminada y es (1330 ± 45) . La determinación de desintegración alfa del Fm²⁵⁵ es $(19.9 \pm 0.3) \%$.—L. DE A.

P. E. WICKMAN, N. G. BLOMQUIST, P. GEIJER, A. PARWAL, H. V. UBIECH y E. WELIN: *Isotopic constitution of ore lead in sweden*. «Arkiv för Mineralogi Och Geologi», tomo 3, número 11, págs. 193 a 257, 1963.

La constitución isotópica de 99 minerales de plomo fue determinada por los autores mediante el tetrametilo de plomo. Representan todas las provincias metalogénicas distinguidas debidamente o grupos geológicos y en muchas ocasiones varios ejemplares de las mismas provincias fueron estudiados. Se han utilizado ejemplares de galena y otros de minerales de plomo. Cada provincia metalogénica tiene una zona característica de constitución isotópica. Con dos excepciones, todas las provincias forman grupos homogéneos. Las excepciones son el distrito de Skellefte, donde dos muestras tienen un gran exceso isotópico radiogénico, y la provincia Caledoniana, en que una pequeña subprovincia con relaciones isotópicas características difiere del resto de la provincia. Idénticas proporciones se encuentran para los distritos Skellefte y Utevis, el Svecofeniense de Suecia Central y la supuesta provincia de Gothian y las tres diferentes épocas de la mineralización del plomo distinguidas en el Suedense de Suecia Central. Cada una de las restantes provincias difieren de las otras. Considerando la proporción de isótopos radiogénicos es muy señalada la diferencia entre los depósitos Fanerozoicos y los del Precambriano. Todas las formas de depósito con la sola excepción de la antes mencionada subprovincia Caledoniana, muestran un gran exceso de isótopos radiogénicos. En el distrito de Siljån este exceso adquiere figuras excepcionales. Son muy raras las aportaciones precambrianas de cadenas de isótopos radiogénicos.

Modelos de edades de minerales de plomo han sido calculadas de acuerdo con los tres métodos usados frecuentemente, que dan considerable firmeza a las edades deducidas. La ocurrencia de arrastre y de evidentes excesos de plomo radiogénico, dan edades negativas. El orden relativo de edades no es concordante totalmente con una corriente interpretación de las edades basadas en los trabajos geológicos de campo. Los absolutos valores de modelo de edad son comparables en magnitud con la absoluta determinación de edad, hechas en la roca de Suecia y minerales por otros métodos.

GEOQUÍMICA

POUGET, R.: *Dosage du lithium, du rubidium et du cesium dans les roches par spectrophotométrie de flamme*. «Rapport CEA», núm. 2285, 1963.

La valoración del litio, rubidio y cesio en las rocas, la realizan después de un ataque sulfurohídrico de las rocas. Valoran el sodio y el potasio y llevan la solución a un 10 por 100 de Na₂O y K₂O, a fin de preparar en las mismas condiciones que los patrones. Los iones interferentes son precipitados con ayuda de carbonato cálcico. La espectrofotometría es

ejecutada con una llama de hidrógeno-oxígeno. Los límites de sensibilidad son: $2.10^{-6}g$ para el Li, $2.10^{-6}g$ para el Rb y $6.10^{-6}g$ para el Cs.—L. DE A.

K. M. HEIER: *Uranium, thorium and potassium in eclogitic rocks*. Geoch et Cosmoch. Acta XXVII, núm. 849 a 60, agosto 1963.

Da las determinaciones de torio, uranio y potasio, correspondientes a seis eclogitas rodeadas de rocas metamórficas y 13 de rocas volcánicas. Las valoraciones del potasio por técnicas radiométricas y de fotometría de llama son concordantes. Las conclusiones más importantes del estudio son: a) La relación U/Th de las rocas eclogíticas es comparable a la de los más altos toeliticos de tipo orogénico; b) Las eclogitas son derivadas de la parte superior del manto; c) Los datos indican una historia de formaciones más completa para las eclogitas estudiadas de medio metamórfico, con relación a las de medio volcánico.—L. F.

METALOGENIA

GEORGES MACHAIRAS: *Metallogenie de l'or en Guayane Française (Avec comparaison des districts aurifères d'El Callao, Venezuela, de Porcupine, Canada et de Ity, Côte d'Ivoire)*. «Mémoire du B. R. G. M.», núm. 22, 1963.

En este estudio de la Guayana Francesa, se llega a las siguientes conclusiones:

a) Oro filoniano.—La mineralización en el oro filoniano procede de diversas venidas graníticas y se localiza en posición peribatolítica alrededor de los grandes macizos graníticos del centro del país. Hay tres fases metalogénicas: Primera fase: se caracteriza por la abundancia de turmalina, mientras que los sulfuros (pirrotina, calcopirita, cubanita, pirita, tetradimita, molibdenita) y la scheelita están en débil cantidad. La misma fase se presenta en la región Tomi de El Callao, en Venezuela, así como en la región Timmins, en Canadá. Esta fase es esporádicamente explotada. Segunda fase: se caracteriza por los sulfuros, tales como pirita, calcopirita, tetaedrita, pirrotina, tetradimita, arseniopirita, blenda, galena, altaíta, hesita, petrita. La misma fase existe en la región del Timmins, en Canadá, mientras que en Venezuela, en la región del Viejo Callao, se presenta con una gran abundancia de pirita y muy poca calcopirita. Esta fase es la más importante desde el punto de vista minero. Tercera fase: se caracteriza por un cuarzo geódico. La pirita y la calcopirita están en pequeña cantidad. En Guayana, a causa del débil tonelaje de cuarzo en los filones, esta fase carece de interés minero.

b) Los aluviones y la recristalización.—Las pepitas de oro, pepitas de recristalizado en las rocas lateríticas en tres generaciones sucesivas. Cada una de estas tres generaciones se caracteriza por una estructura y una composición química diferente. Primera generación: Los cristales son microcristalinos y tienen una estructura «geódica» o de mosaico. Segunda generación: Los cristales son bastante gruesos, en forma de agregados a las maclas de crecimiento. Tercera generación: Los cristales son pequeños y forman aureolas donde se utilizan los intersticios de los cristales de la segunda fase.

MINERALOGIA

DIRIAN, J.: *Etude bibliographique sur les tectites*. «C. E. A.», núm. 37 (Bibliographies), 1963.

Esta recopilación se refiere a las publicaciones aparecidas sobre la materia desde 1955 hasta 1963.

Después de una introducción, considera la distribución geográfica, formaciones geológicas asociadas y morfología, composición química, datación, hipótesis concernientes al origen de las tectitas. Es una obra de 32 páginas con abundante y moderna información, actual sobre el particular.—L. F.

MINERIA

BURRIEL MARTÍ, F. y SORIANO AROCA, S.: *Criterios de selección para las muscovitas españolas de posible empleo en la industria de tubos electrónicos*. «Ciencia Aplicada», XVII, núm. 5, págs. 385 a 394, sept.-oct. 1963.

Los autores, con el fin de escoger, entre varias muestras de micas españolas, aquellas que pertenezcan a la variedad denominada muscovita, para investigar posteriormente su posible aplicación a la industria de tubos electrónicos, han utilizado la técnica de análisis por diagramas de Debye Scherrer y las curvas de análisis térmico diferencial. Ambos procedimientos, ya usados por diversos autores en el estudio de algunos tipos de micas, se han encontrado adecuados para el objeto perseguido. Todas las muestras recogidas han respondido—dentro de diversas calidades, en lo que a su pureza se refiere— a la variedad llamada muscovita.

ROUBAULT, M. y colaboradores: *Détermination des minéraux au microscope polarisant*. «Éditions Lamarre-Poinet», 366 págs., 210 figs., 4 tablas generales, Paris 1963.

La favorable acogida que, durante varios años, tuvo la obra titulada *L'emploi du microscope polarisant* entre los estudiantes, de procedencia distinta, relacionados con las ciencias del conocimiento de la tierra y especialmente de sus minerales y rocas, estamos seguros que la seguirá teniendo la publicación recientemente aparecida *Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant*, presentada por la misma editorial—Lamarre-Poinet— que constituye la continuación notable vitalizada del primer libro. Preparada y dirigida por uno de los autores de *L'emploi du microscope polarisant*, M. Roubault, que posee una clara y larga experiencia en la enseñanza e investigación de esta materia, secundado por unos eficientes colaboradores—Fabrics Touret, Weisbrod— de la escuela petrológica de Nancy, constituye un notable aporte, dentro de los textos de esta orientación, para todos los que han de hacer del conocimiento de las rocas y sus minerales una labor cotidiana o casi cotidiana.

La obra se encuentra dividida en tres partes fundamentales. En la primera, que tiene carácter de introducción general a la base científica de los caracteres distintos a utilizar en el reconocimiento de los minerales de las rocas, se estudian primeramente las nociones generales sobre los sistemas cristalinos y elementos de óptica mineral. De una forma, por resumida, concisa pero clara y didáctica se recuerdan las distintas cuestiones de estos pro-

blemas. Con esta base se pasa a estudiar, los pormenores de la técnica general del empleo del microscopio polarizante.

La segunda parte, contiene una pequeña introducción sobre la estructura de los silicatos y después, sucesivamente, la descripción de las características ópticas de los distintos minerales esenciales, accesorios y accidentales. Para cada mineral se destacan los comportamientos con luz polarizada paralela, convergente y luz natural. Una serie de figuras y gráficos seleccionados, junto con la original colección de reproducciones de microfotografías de los distintos minerales, redondean los capítulos.

La tercera parte constituye un complemento adecuado en el que se hace referencia a los métodos especiales utilizados en el reconocimiento de los minerales petrográficos. A la platina universal de cuatro ejes se dedica un extenso capítulo en el que se destacan los distintos problemas de su manejo.

Referencia particular se hace al empleo del compensador de Berek. Destaca, por último, el capítulo dedicado a la técnica de análisis modal (contador de puntos), resaltando los pormenores de las posibilidades de este interesante procedimiento de cálculo cuantitativo del porcentaje de los minerales de una roca.

Un conjunto de tres cuadros sinópticos: 1.º Minerales isotropos clasificados por orden de referencia creciente; 2.º Principales propiedades ópticas con luz natural de los minerales birrefringentes; 3.º Principales propiedades ópticas con luz polarizada de los minerales birrefringentes, constituyen el apéndice de la obra.

Varias figuras y gráficos junto con referencias bibliográficas completan esta tercera parte. Fuera de texto se ofrece una reproducción de la falsilla de Wulff y varios estereogramas de las plagioclasas.

La obra notablemente cuidada en el aspecto tipográfico y bien presentada constituye, no cabe dudarlo, una interesante aportación a este género de textos. Estamos seguros que tendrá aceptación entre los profesionales geólogos de nuestro país e incluso —aún cuando sus características sobrepasan tal nivel— entre los estudiantes. No estaría demás que alguna editorial juzgase la posibilidad de su traducción al español, con lo que se beneficiaría, evidentemente, la bibliografía de esta expresión con una obra completa, concreta y didáctica.—J. A. M. A.

HUMBERTO BASTIEN: *How unique miner's cooperative mines silver in Guanajuato, México*. «World Mining», págs. 35 a 38, XVII, núm. 12, 1963.

La cooperativa Santa Fe, ubicada a 270 kilómetros al noroeste de la ciudad de Méjico, estará dentro de poco tiempo trabajando las antiquísimas (más de 400 años) minas Valenciana, Cata y Rayas. Cerca del 65 por 100 de la producción provendrá de los viejos rellenos que contienen leyes elevadas en plata. En el artículo se describen además las minas (que incluyen los más grandes pozos del hemisferio occidental), sus técnicas mineras y las de recuperación.—L. DE A.

ALMEIDA ROLFF: *Placer mining in Brazil centres on gold; diamonds are sought*. «World Mining», págs. 42 y 43, XVI, núm. 12, 1963.

Actualmente existe en Brasil un interés cada vez mayor por la explotación minera de los placeres auríferos. Dos dragas para la extracción de oro han trabajado con gran éxito. Está en ejecución un proyecto de dos años de duración para desarrollar un programa de muestreo y prospección, con la esperanza de encontrar una propiedad que pu-

diera ser explotada con una draga. A fin de llevar a cabo este proyecto se han unido los siguientes grupos: Una compañía malaya de dragado de estaño, dos grupos estadounidenses y un grupo brasileño. Una draga californiana será llevada al Brasil con este fin. La Unión Carbide Ore Company de los Estados Unidos ha prospectado muy activamente y enviado muestras a los Estados Unidos. Esta compañía está interesada, en principio, en tantalita y niobita.—L. DE A.

JOHN R. BOGERT: *Minas de San Luis's Silver-Gold Cyanide Mill*. «World Mining», vol. 16, número 8, págs. 24 a 27, julio 1963.

Según el autor, es el primer artículo técnico que se publica sobre una de las más importantes y ricas explotaciones de plata y oro. La historia de la propiedad, su geología, métodos mineros usados, su extracción y los detalles de la planta de cianuración contracorriente son expuestos en el mismo, como los muchos y no comunes problemas causados por la remota aislación de esta mina ubicada, en la Sierra Maestra, de México.

ANÓNIMO: *Plan de expansión de la minería asturiana de la hulla*. Oviedo, julio 1963, 66 páginas.

Después de razonar por que se efectúa este estudio, se consideran el Plan de Expansión Nacional, los problemas que tienen planteados actualmente las minas asturianas, tanto de tipo técnico como social, comercial, económico y político, y establecen unas conclusiones finales.

En éstas destacan la importancia del carbón, la expansión prevista de la minería de Asturias y las soluciones a los problemas que tienen planteadas las empresas. En cada una de estas conclusiones consideran los respectivos tipos técnico-social, comercial, económico y político, de acuerdo con la división que han hecho en el cuerpo general del estudio.

ROBERT C. LACY y W. H. SWAYNE: *How to Organize and Carry Out Major Mineral Exploration Programs*. «World Mining», XVI, núm. 10, págs. 40 a 43, septiembre 1963.

Los programas de conjunto de investigaciones mineras, comprenden primeramente el establecimiento sobre una gran escala, de la cartografía por fotografía aérea, que puede ser completada con provecho para la aplicación de diversos métodos geofísicos aéreos, a fin de reunir los datos fundamentales concernientes a la estructura regional y las principales formaciones litológicas. La puesta a disposición del público de estas informaciones regionales, son una base para estimular las investigaciones por parte de numerosas compañías mineras, que pueden perseguir fines diferentes. Se dan ejemplos en el Canadá, así como otros que han permitido el descubrimiento en Chile, y la explotación de un yacimiento de mineral de cobre denominado el Salvador.—L. F.

JOHN R. BOGERT: *«How Cia Fresnillo pumps? Tons of water to mine one ton of ore»*. «World Mining», t. XIV, núm. 9, págs. 26 a 30, 1963.

La mina de Naico, en el Estado de Chihuahua, produce cerca de 1.500 toneladas de mineral por día, a través de un pozo. Se deben bombear cerca de 32.000 litros por minuto de

agua caliente y corrosiva. Un complejo sistema de bombeo y estancos impermeables, protegen a la mina de una posible inundación. Recientemente la compañía ha reducido a la mitad los costos de extracción y carga, usando un «Stanford Day Transloader». En la planta de flotación diferencial se producen concentrados de cinc de 54 por 100 y de plomo de 65 por 100.—L. F.

ANÓNIMO: *White Pine raises ore grade and cuts cost with new equipment*. «World Mining», t. XIV, 9, págs. 32 ar 35, 1963.

La mena en White Pine es chalcocita localizada en dos estratos de esquistos: el «Parting» de 2,50 metros de espesor, y otro más delgado o superior. Los estratos son generalmente de bajo buzamiento, pero la falla provocó la moderada inclinación de algunos bloques. Los progresos mayores han sido hechos con preferencia en los métodos mineros con el fin de conseguir elevar no solamente la ley del mineral, sino también el tonelaje arrancado. El método de explotación es por cámaras y pilares, usando perforadoras montadas sobre orugas. El principal transporte del mineral es por medio de cintas transportadoras. El nuevo programa minero es un éxito por las siguientes razones:

1.º Se sigue un rígido programa de mantenimiento preventivo. 2.º La preparación de la mina es cuidadosamente programada. 3.º Nuevos equipos se han construido y se están usando, y 4.º Una minería selectiva asegura un estricto control de la ley que llega a las trituradoras.—L. F.

JOHN R. BOBERT: *From pyrrhotite tailing to pig iron at Cominco's Kimberley mill*. «World Mining», t. XIV, núm. 9, págs. 36 a 39, 1963.

La Compañía Consolidated Mining & Smelting, Ltd., de Canadá, produce 100 toneladas diarias de hierro en lingotes en Kimberley, y que provienen de las colas enriquecidas de hierro después que el plomo, cinc, plata y estaño han sido extraídos del mineral procedente de la cercana mina Sullivan. En el concentrador, las colas son enriquecidas por flotación al 5 por 100 de hierro. La espuma es enviada a la planta tostadora para quemar el azufre, y luego a una máquina Lurgi para su preparación final. Después es triturado, tamizado y enviado finalmente a un horno de reducción eléctrico.—L. F.

PALEONTOLOGÍA

CHARLTON DE RIVERO, F. y BERMÚDEZ, P. J.: *Micropalaeontología general*. Publicaciones de la Universidad Central de Venezuela. Edic. GEA, Barcelona, 1963. 1 vol. de 308 páginas y figs en el texto.

Desde hace tiempo sabíamos que ambos autores estaban preparando este texto: finalmente, el pasado mayo, hemos tenido la satisfacción de hojearlo recién salido de las prensas barcelonesas.

Se trata de un grueso volumen con 147 figuras compuestas, finas y pulcras, sobre excelente papel. El libro consta de veinticuatro capítulos, un apéndice, índice de figuras y tablas, índice alfabético y de autores.

Los primeros capítulos se dedican a los métodos de recolección y estudio de los microfósiles en general, ecología, nociones de taxonomía y una amplia descripción sistemática de las principales subdivisiones zoológicas (caps. V y VI). Las páginas que siguen contienen la descripción de las bacterias, flagelados fósiles, microfósiles de afinidades inciertas como los Discoastéridos, Histricosféricos, Quitinozoarios, Nannocorus, etcétera. Después vienen los grupos de las Diatomeas, Tecamebinos, Foraminíferos, Radiolarios y Tintinidos.

Como hallamos en otros tratados de esta índole, pero en lenguas extranjeras, en la *Micropalaeontología general* los autores modernos incluyen también las porciones duras, esqueléticas, de diferentes grupos de invertebrados, como espículas de esponjas, de alcionarios, fragmentos de astéridos, de equinodermos, conodontes, etc. Los Pterópodos y los Ostrácodos están estudiados con bastante detalle, sobre todo, estos últimos. Al final de sus páginas se describen las algas calizas y se dan unas nociones generales sobre Palinología (esporas y polen).

Sus autores han enriquecido la bibliografía con un excelente libro, cuya necesidad se dejaba sentir lo mismo en nuestra Patria como en todos los países hispanoamericanos. Con ello han librado a los jóvenes estudiantes de estas materias, desde sus primeros pasos, del yugo forzoso de las lenguas extranjeras. Recomendamos esta obra a todo aquel que se interese por la Micropaleontología, seguros de que en sus páginas encontrarán siempre los elementos necesarios para decidir una especialidad, o una buena orientación para la continuidad de sus estudios, y felicitamos también a sus autores por haber podido llevar a cabo la publicación de esta valiosa obra.—G. C.

BERMÚDEZ, P. J. y CHARLTON DE RIVERO, F.: *Estudio sistemático de los Foraminíferos quitinosos, microgranulares y arenáceos*. Publicaciones de la Universidad Central de Venezuela. Edic. de la Biblioteca, Caracas, 1963. 1 vol., de 397 págs., 35 figs. compuestas en el texto.

Unos meses después de aparecida su *Micropalaeontología general*, vuelven ambos autores a ofrecernos este volumen, digno compañero del anterior.

Al leer en el primero las páginas dedicadas a los Foraminíferos, nos sorprendió la parquedad de las descripciones y figuras dedicadas a este grupo. Tan sólo, más tarde supimos que ello respondía a un motivo deliberado: la publicación escalonada y en una serie de volúmenes, de un *Genera* de todos los foraminíferos conocidos hasta el presente.

En efecto, uno de estos autores (P. J. Bermúdez) había ya trabajado sobre este tema, publicando en 1952 su conocido y útil trabajo «Estudio sistemático los Foraminíferos rotaliformes». Ahora emprenden ambos autores la publicación de un gran tratado sobre los Foraminíferos en el estilo general del de Cushman, actualmente agotado.

Con el presente volumen, el primero de la serie, se describen los géneros de concha quitinosa y arenáceos en general, comprendiendo a las siguientes familias: Lagynidae, Astrorbizidae, Endothyridae, Lituolidea, Textularidae, Orbitolinidae, etc., hasta las familias Neusiniidae y Rzelakiniidae.

Su utilidad será grande, pues quienes no hubiesen llevado un fichero de los géneros nuevos que se han ido describiendo durante estos últimos años, es decir, desde la última edición del *Manual* de Cushman (1948), estaban desorbitados por completo dentro de la imponente bibliografía aparecida desde entonces y no siempre fácil de reunir.

Celebramos la aparición de este libro como el heraldo de la colección completa que se nos anuncia, con el deseo también de verla hecha pronto una realidad. Con él ambos autores ponen en manos de los geólogos y micropaleontólogos de lengua española una obra inmejorable que les ayudará eficazmente al conocimiento de los Foraminíferos, y que podrá competir con otro cualquier *Manual* de esta índole.—G. C.

WAGNER, R. H.: *Stephanian Floras in NW. Spain, with special reference to the Westphalian D. Stephanian A boundary*. V Congreso sobre Geología del Carbonífero. París, 1963.

Las floras fósiles de edad estefaniense en el NO. de España son referidas a las sucesiones post-Leonense y post-Astúrica del Westfaliense D-Estefaniense A y Estefaniense B-C, respectivamente. Una sucesión continua de estratos del Westfaliense D superior y Estefaniense A inferior en el NE. de León y el NO. de Palencia, muestran la presencia de una flora transicional con numerosos elementos westfalienses, con unas pocas especies estefanienses. Esta flora de transición parece ausente en el área típica del Westfaliense D, en Sarre-Lorena y es referida al Estefaniense A inferior *sensu* Wagner, esperándose la decisión oportuna del Congreso acerca una propuesta correspondiente. El Estefaniense A más alto (¿medio a superior?) se encuentra representado sobre todo en el N. de Palencia.

Es probable que el Estefaniense A más superior esté ausente, debido a los movimientos de la fase Astúrica de plegamiento. La flora Estefaniense B, es extensamente representada en el área cántabro-astúrica del NO. de España. Se ha intentado subdividirla en la inferior medio y superior. En la cuenca carbonífera de Villablino (León), el Estefaniense B tiene gradual transición con el Estefaniense C. En las tablas adjuntas al trabajo, el autor da una relación de la flora estefaniense en diferentes partes del área cántabro-astúrica. Las distribuciones estratigráficas de las especies más importantes están indicadas por otra de las tablas. Acompañan al trabajo un bosquejo geológico de la zona considerada y tres láminas de fósiles vegetales, incluyéndose las diagnósis de varias especies nuevas.

WAGNER, R. H. y WAGNER-GENTIS, C. H. T.: *Summary of the Stratigraphy of Upper Paleozoic rocks in NE Palencia, Spain*. «Proceeding Kon. Ned. Akad. Wetenschappen», serie B, vol. LXVI, núm. 3, 1963.

Una secuencia extremadamente fragmentada de rocas devonianas y carboníferas en la parte SE. de la Cordillera Cantábrica del NO. de España, se ha considerado para la reconstrucción de la columna estratigráfica. Muestra la presencia de varias discontinuidades en el Devoniano superior (Famenniense) y en los estratos del Carbonífero inferior, Namuriense y bajo Westfaliense. Además existen discordancias fuertemente angulares, indicativas de movimientos fuertes de compresión, en tres diferentes lugares en la columna: hacia el Westfaliense medio, el Estefaniense inferior a medio por debajo del Permotriás. Movimientos algo menos fuertes tuvieron lugar en el Westfaliense D alto y en el Estefaniense A bajo. Tanto la violenta tectónica causada por estos repetidos movimientos como las discontinuidades estratigráficas mismas, han fragmentado la sucesión estratigráfica considerablemente. Las secuencias post-orogénicas comienzan con gruesos depósitos conglomerados fluviales y muestran todas una progresión de facies marina a una facies

más continental, lo cual resulta particularmente bien expresada en los estratos de la sucesión del Estefaniense A.

Indican los autores que un relato más completo se prepara para su publicación en España bajo el título «Precisiones sobre la geología de Barruelo (Palencia)».

I. PARGA-PONDAL y J. GÓMEZ DE LLARENA: *Yacimientos fosilíferos en las pizarras metamórficas de Guntín (Lugo, Galicia)*. «Bol. de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat.», Sección Geológicas, tomo LXI, págs. 83-88, 1963.

Describen los autores el hallazgo de unos yacimientos fosilíferos encontrados en el kilómetro 534 de la carretera que va de Lugo a Santiago, cerca de la escombrera de la mina de hierro de Guntín, en unas pizarras lisas, arcilloso-ferruginosas, bastante consistentes, de color gris y raya rojiza.

Destacan entre los restos encontrados, por su abundancia y variedad, los crinoides, formando secciones transversales o artejos aislados; menos seguros son los restos de braquiópodos inarticulados, moluscos bivalvos y tentaculites, que aunque no tan abundantes, acompañan a los crinoides.

En Marzán, un kilómetro al SW del yacimiento de los crinoides, se han recogido abundantes monograptus, pudiendo precisar las especies *Monograptus scanius* y *Monograptus chimaera*.

Son de gran interés estos yacimientos, porque hasta ahora se venían considerando como azoicas muchas de las formaciones sedimentarias de la zona central de la región galaica, lo que las hacía suponer de edades antecámbricas, y con estos nuevos hallazgos se puede decir que las pizarras con graptolites son de edad gotlándica superior y que posiblemente el nivel de los crinoides es todavía más alto.—F. M. M.

JOSEFA MENÉNDEZ AMOR y F. FLORSCHÜTZ: *Sur les éléments steppiques dans la végétation quaternaire de l'Espagne*. «Bol. de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat.», Sección Geológicas», tomo LXI, págs. 121-133, 1963.

Debido a los datos obtenidos con los análisis palinológicos, se puede constatar la presencia de elementos esteparios en España durante el Villafranchense, el Mindel-Riss, el Würm, el Atlántico y el Subboreal.

Por lo que a la flora más reciente se refiere, la presencia de estepas en España ha sido objeto de muchas controversias desde que Willkomm fundó para España la teoría esteparia. Mantuvieron el mismo criterio los profesores Odón de Buen y Reyes Prósper, siendo Huguet del Villar quien rechaza más tarde la existencia de verdaderas estepas en España. Se considera que estas «estepas» no son estepas climáticas, sino de origen antropógeno, y en este mismo sentido se expresa, en 1954, Font Quer, quien distingue entre las pretendidas estepas dos grupos: una halófila y otra subserial, es decir, antropógena.—F. M. M.

PETROGRAFIA

RICARDO QUADRADO y C. A. DE MATOS ALVES: *Acercas de uma rocha quartzo-andaluzítica com corindo e diásporo*. «Bol. Soc. Geol. Portugal», vol. XV, fasc. I, págs. 99 a 103, 1963.

Los autores presentan la descripción petrográfica de una roca filoniana, de los alrededores de Santo Aginha (Caminha), procedentes de una serie metamórfica ante-ordevicense. Por medio de los rayos X han estudiado los principales minerales, corindón, diáspora y mica, esta última del tipo $2M_1$.

L. AIRES-BARROS: *Sobre a petrologia do complexo eruptivo de Sines*. «Bol. Soc. Geol. Portugal», pág. 1 a 46, vol. XV, fasc. I, 1963.

Estudia el autor, desde el punto de vista petrográfico y petrológico, el macizo eruptivo de Sines, situado sobre la costa occidental portuguesa, entre los macizos eruptivos de Sintra y Monchique.

Describe sienitas monzoníticas predominando al oeste y norte del macizo, y las dioritas y los gabros que son abundantes en las zonas orientales y Sur. Los filones sean ácidos (granitos monzoníticos filobrechoides, microplauenitas y albititas), sean básicos (lamprófidos y doleritas), son abundantes.

Se trata de un macizo eruptivo circunscrito, donde el quimismo es atlántico y parecido al de Sintra. El diagrama QLM traduce su carácter natural y sobresaturado (53 por 100 de rocas analizadas con $x > 1$).

Establece el paralelismo petroquímico con los macizos eruptivos de Sintra y de Monchique. Presenta un diagrama general QLM de estos tres macizos eruptivos de quimismo atlántico y de edad mesocenoica.

E. DEN TEX y D. E. VOGEL: *A «granulitgebirge» at cabo Ortegal (NW, Spain)*. «Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau», tomo 52, págs. 95 a 112, 1962.

En Galicia se encuentra un complejo de rocas que son muy parecidas al conjunto de la cadena granulítica del Saxe. Las rocas en las que se plantea esta cuestión están sobremonadas estratigráficamente de migmatitas y metamorfitas supracorticales y, en fin, de capas eopaleozoicas que afloran en el O. de Asturias y el N. de Portugal. Tectónicamente se trata de un bombeamiento en forma de seta, levantado a través de una fina envolvente de esquistos a lo largo de zonas de escamas blastomiloníticas. El complejo está constituido de rocas bastante gruesamente cinteadas, en masas lenticulares, que pertenece en gran parte a las sub-facies granulítica con hornblenda y cinosoigita de facies granulítica de Eskola, y que son estrechamente asociadas a las eclogitas, las serpentinas, la anfíbolitas y los gneíses. No existe más que localmente indicios de metamorfismo progresivo y de una migmatización (principalmente de naturaleza pegmatoides); al contrario, los efectos de una o de varias retromorfosis son ampliamente extendidos, particularmente en los horizontes blastomiloníticos. La química de la granulita, de la eclogita y de sus minerales característicos, como su posición en la metamorfosis desde el punto de vista de facies, son mencionados brevemente.

Discuten los autores la petrogenesis y la tectónica de las cavernas granulíticas.—L. DE A.

JUNG, JEAN: *Précis de Petrographie*. «Masson et Cie. Editeurs», 120 Br. Saint Germain, 1963, 319 págs., 245 x 18 cm.

La segunda edición de los Principios de Petrografía, del Prof. Jean Jung, de la Facultad de Ciencias de Paris, es de gran interés para iniciarse en las técnicas petrográficas, ya que posee una exposición clara y didáctica, así como muchas y muy buenas figuras aclaratorias.

La obra está dividida en cuatro partes:

En la primera trata de los componentes de las rocas y describe los silicatos de tetraedros aislados, de tetraedros en cadena, en planos y asociados en tres dimensiones. Después se ocupa de la familia de los carbonatos, las sales, los óxidos y los hidratos. Para terminar la primera parte tiene una tabla con los caracteres ópticos de los minerales fundamentales.

La segunda parte está dedicada a las rocas sedimentarias y residuales. En ella estudia el fenómeno sedimentario y su arquitectura. Clasificándolas en un cuadro y separando las de origen detritico de las de origen químico y orgánico.

La tercera parte dedicada a las rocas mecánicamente deformadas y a las rocas metamórficas, consta de introducciones teóricas y estudio detallado de cada una.

Finalmente, en la cuarta parte, se ocupa de las rocas eruptivas con un principio teórico sobre la cristalización de los magmas fundidos, los constituyentes volátiles, diferenciación y asimilación. Continúa con el estudio de las texturas y estructuras y acaba con la clasificación y descripción de cada una de las familias.—P. G. S.

PREPARACION DE MINERALES

W. K. FIX: *Iron ore beneficiation plant built in Goa*. «World Mining», vol. 16, número 8, págs. 28 a 71, julio, 1963.

En Goa existen muchos tipos de menas de hierro: costroso, masivo (principalmente hematítico), hematita masiva de grano fino, menas friables estratificadas, «Blue dust» blandos, y menas duras en bloques. Durante muchos años la clasificación de las menas se hizo a mano, pero actualmente la Fried Krupp construyó una de las plantas más modernas de construcción de mineral de hierro. Incluye un equipo totalmente mecanizado de mucho volumen, lo cual también obvia el problema de la disminución de las faenas de los trabajadores. Esta planta fue construida en la mina Bicholin de V. S. Dempo & Co. Tritura la mena, la lava, tamiza, y almacena en silos con operaciones totalmente mecanizadas. Desde los depósitos se cargan en barcazas que a través del río lo transportan y embarcan en los buques anclados en el puerto de Mormungo.

G. C. AMSTUTZ: *You can use microscopy to increase recovery in your mill circuit*. «World Mining», págs. 35 a 38, XVI, núm. 12, 1963.

La ciencia y el arte de tratamiento de minerales requiere un constante perfeccionamiento. Las investigaciones al microscopio de los minerales y sus concentrados representa uno de los medios más necesarios para este tratamiento, así como para verificación de los procesos.

de concentración. El autor describe las enseñanzas que se pueden deducir con el microscopio. Muestra además una serie de microfotografías con un especial aumento y un detallado análisis de minerales presentes en cada uno y de su matriz.—L. DE A.

RADIOACTIVIDAD

J. PRADEL, F. BILLARD, J. MIRIBEL, A. GANGLOFF, Y. PUYBARAUD y G. TAYEB: *La prospección de l'uranium par le radon*. «Raport C. E. A.», núm. 2.330, 1963.

El radón que se difunde en el suelo y emigra a la atmósfera, constituye un indicador radiactivo natural. El estudio de su desprendimiento puede aportar preciosas referencias sobre la ley en uranio y la estructura de las rocas donde se encuentra. Numerosos autores han propuesto la prospección del yacimiento de uranio por radón. Tres métodos de análisis fueron sucesivamente utilizados en la C. E. A.: el método de acumulación en el agujero, el método de extracción instantánea en el suelo, y el método de extracción por barrido. Sólo el último es interesante y es objeto de estudios sistemáticos. Consiste en barrer el recipiente de medidas por el aire aspirado en el agujero de la sonda y medir las variaciones de la actividad en función del tiempo y del volumen aspirado con un aparato portátil utilizando un destellómetro de una redoma sulfurada.

Una primera serie de medidas han permitido poner a punto el aparato (caudal, profundidad del agujero, sonda destelladora) y separar la actividad del torón de la del radón, haciendo dos medidas a cincuenta y cuatro segundos de intervalo. Una campaña sistemática de prelevantamiento que ha sido efectuada, mostró la buena fidelidad de los resultados obtenidos, y la buena concordancia con los métodos tradicionales. Esta técnica es la mejor para los terrenos con fuertes recubrimientos.

En un anexo se describen brevemente el detector y su modo operatorio, y dan los primeros resultados de un ensayo de prospección emanométrica sobre la división minera de Vendée.—L. DE A.

SALUBRIDAD

RICARDO JORGE MACEDO: *A prevenção técnica da silicose e o «controle» dos empacamentos*. «Est. Not. e Trab. do S. F. M.», vol. XVI, fasc. 1-2, págs. 13 a 115, 1963.

La silicosis es la principal de las enfermedades profesionales. Los mineros, ceramistas, metalurgistas, vidrieros, esmaltadores, perforadores de túneles, agricultores y otros, pueden ser víctimas de ella.

Los medios técnicos que se emplean para luchar contra los polvos en las minas y en las perforaciones de túneles, son la ventilación (por aspiración con inyección auxiliar o con aspiración en el frente mismo, lo que ha dado resultados importantes, sobre todo en Francia y también en Suiza y en Italia), y, en general, el uso de agua, que precipita los polvos mayores de una micra reduciendo importantemente la concentración en polvo y el uso constante de mascarillas, agregados por organismos de competencia reconocida en los puntos en que se prevé un peligro elevado de silicosis.

El control del polvo del ambiente debe efectuarse con aparatos de toma precisos, con precipitador térmico, que permitan determinar las concentraciones de los polvos y su granulometría.

Es preciso standardizar la numeración de las partículas en el microscopio para que los resultados obtenidos puedan ser comparados verdaderamente dentro de grandes límites de examen.

La valoración de la sílice libre en los polvos inhalados puede hacerse por métodos químicos, físicos (más rápidos y prácticos) y mineralogógicos.

La tabla de concentración de polvos y el porcentaje de la sílice libre permitirá establecer la nocividad de un medio pulverulento y determinar la frecuencia de exámenes médicos, según el valor del índice coniótico adoptado por la legislación francesa, sobre la prevención médica en las minas y canteras.

Los trabajos subterráneos del Servicio de Fomento Minero han puesto a punto medios de prevención intensificados (ventilación por aspiración en el frente mismo, martillos provistos de inyección de agua, riesgo del frente y de los escombros, uso de máscaras anti-polvo en la zona muerta de las galerías pendientes de perforación y la carga de los escombros), siempre controlados por precipitador térmico, que permitirá valorar la sílice libre de los polvos.

Las últimas radiografías no revelan casos nuevos de silicóticos, no obstante las medidas de prevención (técnicas y médicas) son muy recientes para deducir su eficacia.

SISMOLOGIA

ANGEL GARCÍA YAGÜE: *Grandes obras públicas en zonas sísmicas*. Servicio Geológico de O. P. Boletín número 17, mayo 1963.

La obra está dividida en ocho capítulos. El primero se refiere a los movimientos sísmicos, y considera los tipos de onda característica de los movimientos y escalas. El segundo, estudia los efectos en las grandes obras públicas, divide el estudio en efecto indirecto, producido por desplazamiento permanente de un terreno, previsión de los efectos indirectos, previsión de las deformaciones permanentes. El tercero considera los efectos producidos por las propias sacudidas, dividido en influencia del terreno, resonancia y procedimientos de cálculo. El cuarto, efectos de los sismos en las presas, estudia la presión dinámica del agua, inercia de las presas, fenómenos de resonancia y experiencia mundial. En el quinto, de las recomendaciones generales para los diferentes tipos de presas, está dividido en presas de gravedad, presas de bóvedas, presas de contrafuertes, presas de tierra, presas de escollera, y lo completa con un resumen y efectos en las instalaciones de las presas. El sexto se refiere a otras obras hidráulicas: consta de canales y tuberías de conducción, túneles. El séptimo, se ocupa de los puentes y puertos. El octavo capítulo, trata de la postura del ingeniero y proyectista. Considera que evaluado el posible daño, y conociendo la probabilidad de los sismos con su intensidad, el técnico que debe resolver desde el punto de vista técnico-económico los esfuerzos sísmicos a considerar y el tipo de obra más adecuado. Completa el trabajo una bibliografía con 28 fichas.—L. DE A.

VULCANOLOGIA

IGGA: *Volcanological Society of Japan. International Association of Volcanology*. «Bulletin of Volcanic Eruptions», núm. 2, December 1962.

Este segundo Boletín, editado por la Asociación Internacional de Vulcanología, de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional, se refiere a los siguientes volcanes:

Japón.—Sakura-zima, Kyusyu, Aso, Kyusyu, Yake-dake, Honsy, Niigata-Yake-yama, Honsyu, Miyake-zima, Izu Islands, O-sima, Izu Islands, Tokati, Hokkaido.

América Central.—Cerro Negro, Nicaragua, Concepción, Nicaragua, Poás, Costa Rica, Irazú, Costa Rica.

Nuevas Hébridas.—Ambrym, Ambrym (Islandia).—L. F.

J. KLERKX: *Le volcanisme ancien de l'Etna*. «Ann. de la Géol. de Belgique», t. 85, Bol. núm. 5, págs. 175-180, 1961-1962.

Los primeros resultados de un estudio sobre la evolución de la actividad volcánica del Etna, han mostrado que existen efectos situados mucho más al E. que el centro activo actual. Los centros de actividad son desplazados según una línea recta que va de Este a Oeste.—L. DE A.

PIERRE M. VINCENT: *Les volcans Tertiaires et Quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad)*. «B. R. G. M.», núm. 23, 308 págs. 1963.

En el Tibesti occidental y central, las formaciones volcánicas cubren una superficie tres veces la del macizo francés central. El Tibesti aparece como una provincia vulcanológica compleja, puede ser comparada con una provincia tipo hebrídano, pero donde la riolitas juegan un gran papel y una asociación híbrida de tipo Mont-Dore viene a cerrar el ciclo.

El conocimiento vulcanológico de África es todavía bien precario, pero en grandes líneas, algunos hechos mayores pueden ser considerados, los cuales han permitido dar un carácter general al estudio del Tibesti.

La primera asociación negra, con su pequeño acompañamiento alcalino, se encuentra en todo el Sahara, donde predomina ampliamente (Ahaggar, Sudán y sobre todo Libia). Un origen fisural es lo más probable.

La segunda asociación negra —con sus lavas basalto-andesíticas calco-alcalinas propias de los grandes volcanes hawaianos— es, por el contrario, excepcional en el resto del Sahara (Amador en Ahaggar?): por el contrario, se encuentra a lo largo de la famosa «línea del Camerún», donde se han descrito los grandes volcanes hawaianos de caldera, donde las lavas son igualmente calco-alcalinas (la serie negra superior del Monte Camerún no forma parte): pero es en una vasta región, que se extiende de Abisinia al Yemen por la Somalia («Abessomalia»), donde esta asociación está mejor representada, y parece suceder también a una asociación alcalina más antigua: las lavas de ésta —como las del Tibesti— han podido jugar un papel fundamental en el volcanismo básico calco-alcalino, si se admite que su hogar está situado a menor profundidad.

La asociación esencialmente riolítica tiene la misma localización que la precedente; Amador (anillos complejos), Camerún (raras traquitas cuarcitas o riolitas alcalinas de las calderas, e ignimbritas señaladas recientemente), y, sobre todo, Abesomalia (riolitas «stratoides» o «tabulares»), que después de descripciones de los autores y las muestras parecen como ignimbritas.

Sean directamente los aparatos básicos centrales (interior de calderas, anillos complejos por parte) o sean independientes, el volcanismo ácido siempre es precedido de un importante volcanismo básico, y es un argumento serio para pensar que ha jugado un papel esencial —en las regiones orogénicas, al menos— en las formaciones de magmas ácidos.

La asociación negra reciente, alcalina, parece se encuentra un poco por toda el África, pero esto no implica que ella tenga, por todo, la misma significación: los datos son insufi-

cientes para saber si el carácter ligeramente potásico reconocido al Tibesti es propio de esta región o no.

La asociación híbrida terminal del tipo Mont-Dore, no es conocida actualmente más que, en el Tibesti, pero el autor ha visto que los grandes volcanes de África Oriental pertenecen a una asociación que puede ser considerada como híbrida: la diferencia esencial es que todos los términos de la serie petrográfica están subsaturados de sílice («Serie kénytica»), mientras que en el Tibesti son sobresaturados.

Las lavas recientes del Monte Camerún, netamente subsaturadas, se caracterizan por su riqueza en potasa, que se traduce por la aparición de leucito en ciertos casos (Monte Etinde); no pueden ser comparadas con las lavas de las series finales del Tibesti, pero es interesante ver que estos dos volcanismos, enlazados genéticamente a los hundimientos (de una caldera en un caso, de una cap en otra), presentan ambos un carácter potásico —«mediterráneo»—, pero sin que se pueda por tanto explicar este hecho de manera satisfactoria.

El volcanismo riolítico —y más particularmente ignimbítico— se considera generalmente como siendo característico de las regiones orogénicas. Su gran desarrollo en el corazón del bucle africano se va a encontrar de esta manera, pero se puede también preguntar si no es por la reputación de la estabilidad de éste que se ha producido: posteriormente el depósito de arenisca de Nubie, el ascenso relativo del macizo tiberiano a pasado 2.500 m.; después de que varios autores han señalado el papel de los movimientos verticales de la orogénesis, es permitido creer que el corte entre regiones orogénicas y kratogénicas pueda a veces no ser tan riguroso como lo parece previamente.

P. BORDET, G. MARINELLI, M. MITTEMERGER ET H. TAZIEFF: *Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la Vallée des Dix Mille Fumées*. «Mémoires de la Soc. belge de Géol.», núm. 7, 70 págs. y XXII láminas. 1963.

En el estudio que realizan los autores, el cual está ilustrado con muy buenas fotografías y microfotografías, llegan a las siguientes conclusiones: Los depósitos que han rellenado los valles de Dix Mille Fumées son de ignimbritas, en el sentido en que este término fue definido por el Symposium de Catania en septiembre de 1961.

Estas ignimbritas fueron emitidas por desbordamiento fuera de las fisuras (y no por explosión), bajo la forma de un aerosol de fragmentos de bolas, y de fenocristales en un flujo gaseoso de temperatura elevada.

La colada de este aerosol en el Valle ha sido laminar, como atestiguan los planos de estratificación regulares visibles en los cortes naturales inferiores: las capas no se individualizan más que a una distancia bastante grande de las fisuras de emisión, como lo prueba la carencia de planos de estratificación en la parte superior.

La erupción fue alimentada gracias a una serie de fisuras por dos depósitos magmáticos distintos: uno bandáitico y superficial, el otro ridacítico, más voluminoso y más profundo. Esta actualidad de origen es la que ha permitido la génesis de las rocas.

La violenta erupción de 1912 y la actividad observada en 1962 nos conducen a pensar que la región de Katmai está caracterizada por la existencia de conexiones entre varios sistemas volcánicos. Estas conexiones parecen resultar de la presencia de fallas tectónicas regionales. Esto merece un estudio volcánico-tectónico y sísmológico profundo. Se puede, en efecto, preguntarse si la génesis de las ignimbritas no está relacionada con el caso presente, a estas circunstancias excepcionales.—L. DE A.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

En este Instituto, fundado en el año 1849, existen laboratorios donde se estudian, analizan y ensayan, rocas, menas, minerales, aguas, combustibles, tierras coloidales y productos metalúrgicos e industriales. También se efectúan determinaciones espectroquímicas, químicas y de constantes físicas, estructuras cristalinas y mediciones de radiactividad, así como separación y concentración de menas por sus diversas técnicas, y ensayos industriales de las mismas.

Tanto para investigación como para fines docentes, se preparan colecciones de ejemplares y también se realizan clasificaciones de rocas, minerales y fósiles.

Los estudios y prospecciones geofísicas se efectúan por métodos eléctricos, sísmicos, magnéticos, gravimétricos y radiactivos.

Se ejecutan estudios e informes geológicos, así como investigaciones de criaderos y asesoramientos para la explotación de los mismos.

Se redactan proyectos de alumbramientos de aguas subterráneas y se proporcionan toda clase de asesoramientos para la ejecución de los mismos.

Con destino a Entidades y particulares se ejecutan toda clase de trabajos relacionados con las especialidades del Instituto.

LISTA DE PRECIOS DE LAS PUBLICACIONES DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA PARA PENINSULA IBERICA, HISPANO-AMERICA, BRASIL Y FILIPINAS

Ptas.

	Ptas.
BOLETINES	
Boletines, cada tomo	200
NOTAS Y COMUNICACIONES	
Notas y Comunicaciones, cada ejemplar hasta el núm. 60	50
Desde el núm. 61	75
MEMORIAS	
GEOFÍSICA	
La Interpretación Geológica de las Mediciones Geofísicas. Tomos 1.º, 2.º, 3.º y 4.º, cada uno	250
Idem, id. Tomo 5.º	150
CRIADEROS DE HIERRO	
Hierros de Murcia	50
Idem de Asturias	50
Idem de Galicia, cada tomo	50
Idem de Sevilla, Jaén y Córdoba	100
Idem de Almería y Granada	100
Idem de Guadalajara y Teruel	100
VARIOS	
Estudio petrográfico de la Serranía de Ronda	50
Monografía de las melanopsis	50
Conchas bivalvas de agua dulce	50
Memoria del Uranio (agotada)	100
El petróleo	50
Cuenca del Alto Tajo. Alcalá de Henares	50
La cordillera del Rif (dos volúmenes de texto, uno de láminas)	150
Reservas mundiales de piritas, cada tomo	100
Reservas mundiales de fosfatos, cada tomo	100
Libro Jubilar (tomos I y II, cada uno)	100

Las nuevas ediciones del Mapa Geológico de la Península y escala 1:1.000.000 (1952) y (1955) publicadas por el Instituto Geológico y Minero de España	20
El Cretáceo en España	100
Resumen de la Historia geológica de la Tierra	200
Temas Geológicos de Mallorca	250
Introducción al estudio de Petrología Estructural	125
Memoria de Cantillana	80
Estudio Metalogénico de la Sierra de Cartagena	100
Memoria explicativa de Marruecos	100
C. R. XIV Congreso Geol., cada tomo	100
Cordillere Cantabrique	200
Mapa del Hierro, con explicación	30
Mapa del Carbón, con explicación	30
Memorias Generales Anuales	25
Catálogo general de publicaciones	25

GUÍAS GEOLÓGICAS

Estrecho de Gibraltar	50
Los platinos de la serranía de Ronda	50
Minas de plomo y cobre Linares-Huelva (francés o inglés)	50
Sierra Morena-Sierra Nevada	50
Terciario continental de Burgos	50
Minas de Almadén (francés)	50
Isla de Mallorca	50
Sierra de Guadarrama	50
Aranjuez	50
Asturias (sólo en francés)	50
Sierra Morena-Llanura Bética	50
Despeñaperros	50
Guía geológica del ferrocarril Madrid-Sevilla	50
Idem, id. Madrid-Irún	50

BOLETINES DE SONDEOS

Tomo 1.º (fasc. 1.º, 2.º y 3.º). Cada fascículo	50
Tomo 2.º (fasc. 1.º, 2.º y 3.º). Idem	50
Tomo 3.º (fasc. 1.º)	50

MAPA GEOLOGICO

CARTOGRAFÍA

Guía y Mapa Carbón 1:2.500.000	30
Idem id. Hierro 1:2.500.000	30
Mapa Geológico de España 1:2.500.000	80
Mapa Geológico de España, escala 1:1.500.000 (entelado)	100

	Ptas.
Idem id., a 1:1.000.000 (cuatro hojas) 1955	250
Mapa Minero de España (excluidos hierro y carbón) a escala 1:1.000.000	130
Idem id., hojas sueltas, cada hoja	100
Idem id., escala 1:1.400.000 (cada hoja)	20
Idem id., nueva edición (cada hoja)	40
Mapa provincial de Barcelona, Cádiz, Huesca y Lérida, escala 1:200.000, cada uno	100
Hojas del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000	30
Atlas estratigráfico de la cuenca hullera asturiana	100
Mapa de Guinea, escala 1:400.000	25
Mapa Manantiales Medicinales a 1:1.500.000	50
Mapa Vulcanológico 1:1.000.000	50
Mapa del Sahara 1:1.500.000	100
Mapa Sismotectónico de la Península Ibérica a 1:2.500.000	75
Mapa provincial de Cádiz a escala 1:1.000.000	200
Mapa Topográfico de Asturias de Schultz	100
Mapa de Marruecos a 1:400.000	100
Mapa Geológico 1:4.500.000	25
Hojas de Marruecos a escala 1:50.000 (cada hoja)	30

MEMORIAS

Explicación Mapa 1:1.000.000, tomos I y II (cada tomo)	100
Explicación del Mapa Geológico de España a escala 1:400.000, cada tomo	50
Memorias provinciales de Huesca y Lérida, cada una	100
Memorias del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000	50
Datos para el estudio de las Hojas del Mapa Geológico 1:50.000, Gijón-Oviedo	50
Memorias del Mapa Geológico de Marruecos a escala 1:50.000	50

Estas publicaciones se mandan a provincias contra reembolso de su importe.
Para las Librerías.—Los pedidos hechos por librerías tendrán un 25 por 100 de descuento.
Para los demás países.—Los precios son dobles de los marcados en esta lista.

Relación de depósitos de publicaciones de este Instituto

Barcelona.—Suministros Escolares: Plaza Universidad, 11.
Coruña.—Librería Zincke Hermanos: Cantón Grande, 21.
Madrid.—Librería Geográfica Sucar: Joaquín M.^a López, 68.
Oviedo.—Agencia Editorial Santa Clara: Paseo de Santa Clara, 2.
Palma de Mallorca.—Libros Mallorca: Cail, 1.
Santiago de Compostela.—Librería González: Rúa del Villar, 46 52.
Tuy (Pontevedra).—Bazar Alberto: Paseo Calvo Sotelo, 25.
Valencia.—Librería Maragat: Plaza del Caudillo, 22.
Zaragoza.—Librería General: Independencia, 8.

INDICE

	PÁGS.
Stephanian B flora from the Ciñera-Matallana coalfield (León) and neighbouring out- llers. I: Introduction, <i>Neuropteris</i> , por R. H. WAGNER	5
Sobre la existencia de la discordancia preceomanense en el Prepirineo de la provincia de Lérida, por JUAN ROSELL SANUY	71
Datos sobre micropaleontología de las Hojas de Lucena, Baena, Puente Genil y Mon- tilla, por JOSÉ LUIS SAAVEDRA	81
Estratigrafía del Devoniano en Asturias, por FRANZ RADIG	105
Aportaciones al estudio de la facies Flysch, por ADOLF SEILACHER	129
Nueva contribución al conocimiento de la fauna ictiológica fósil de España, por J. BAU- ZÁ, I. QUINTERO y J. DE LA REVILLA	179
Tectónica y metamorfismo de las Alpujarras occidentales (Sur de Andalucía, España), por JEAN BOULIN	187
Sobre la serie metamórfica de Vélez-Málaga (provincia de Málaga, España), por JEAN BOULIN	191
Nueva división el Silúrico en la región de Almadén, por ESTEBAN MÁRQUEZ TRIGUERO.	199
Estudio de concentración de los minerales de hierro titanífero del Sahara español, por JOSÉ M. ^a FERNÁNDEZ BECERRIL	219
Nuevos datos estratigráficos y tectónicos sobre el corrimiento de Boyar (provincia de Cádiz, España), por PIERRE CHAUVE y PETER HOPPE	227
Geología del basamento del N. O. de España en Noya (La Coruña), por JÜRGEN-FER- DINAND VON RAUMER	239
Investigación de la estratigrafía fina del Cenomanense inferior (capas de Ordunte, superiores) del valle de Mena (España septentrional), por FRANZ LOTZE	243
Acerca de unas glaciaciones pleistocenas en el grupo del Valnera (Cadenas Cantábricas orientales), por FRANZ LOTZE	257
Ordovicense-Silúrico y la cuestión de los plegamientos prevariscos en España sep- tentrional, por F. RADIG	263
Escala de los fenómenos geotectónicos, por S. WARREN CAREY	277
Lamprófidio Mangerítico en el río Espinaredo (Infiesto-Asturias), por JOAQUÍN MULAS SÁNCHEZ	289
Nuevos afloramientos del Cretáceo inferior en la Hoja de Porcuna (Jaén), por C. FEL- GUEROSO y C. COMA	299
Bosquejo metaigénico de España, excluidos carbón e hidrocarburos, por JOSÉ SUÁREZ FEITO	305
Análisis espectroquímico de cationes en aguas, por JUAN MANUEL LÓPEZ DE AZCONA.	313
Noticias	319
Cotización y comercio	321
Criaderos	325

	PÁGS.
Novedades industriales y científicas	326
Personal	327
Reuniones científicas	327
Reservas mineras	330
Notas bibliográficas	331
Aguas subterráneas	333
Criaderos	336
Cristalografía	338
Geofísica	339
Geología	340
Geonucleónica	346
Geoquímica	347
Metalogenia	348
Mineralogía	349
Minería	349
Paleontología	352
Petrografía	356
Preparación de minerales	357
Radiactividad	358
Salubridad	358
Sismología	359
Vulcanología	359
Instituto Geológico y Minero de España	363