

D/163-2

AÑO 1964

II TRIMESTRE

NUM. 74

NOTAS Y COMUNICACIONES
DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



LABORATORIOS DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

En el reciente desarrollo industrial español, tanto al productor de primeras materias, como al transformador y al utilizador de las mismas, se le plantean continuamente problemas en relación con la elección y utilización de los minerales y productos mineralúrgicos y metalúrgicos más adecuados para los fines que desea.

Los laboratorios del Instituto, con más de cien años de experiencia, ayudan a resolver cuantos problemas de minerales, productos metalúrgicos, materiales de construcción, combustibles, etc., se le presenten.

Los laboratorios en funcionamiento del Instituto Geológico y Minero de España, son los siguientes:

AGUAS SUBTERRANEAS	ANALISIS QUIMICO
COMBUSTIBLES Y TIERRAS CO- LIDALES	DIFRACCION DE RAYOS X
ESPECTROQUIMICA	SEMICONDUCTORES
RADIOACTIVIDAD Y GEONU- CLEONICA	MACROPALEONTOLOGIA
METALOGENIA	MICROPALEONTOLOGIA
PETROLOGIA Y MICROSCOPIA	FOTOGEOLOGIA
PREPARACION MECANICA	MINERALOGIA
	FOTOGRAFIA TECNICA

Los asuntos relacionados con ellos, se pueden tratar directamente en la Sección de laboratorios del Instituto o por correspondencia.



Ríos Rosas, 23 MADRID - 3 Tel. 253 46 05

INSTITUTO

GEOLOGICO

y MINERO



Ríos Rosas, 23

Teléfono 253 46 05

MADRID - 3

G E O F A S A

ESTUDIOS GEOLOGICOS

Hidrología.- Estudios sobre aguas. Cuencas hidrográficas. Drenaje. Presas. Diques. Regadíos. Acarreos subterráneos. Estudios geofísicos. Sondeos.

Ingeniería Civil.- Terrenos en general. Estudios sobre la superficie y el subsuelo. Presas, túneles y puertos. Depositos subterráneos. Materiales de construcción. Accesos. Oleoductos.

Comunicaciones.- Caminos, Carreteras y Ferrocarriles. Aeropuertos. Canales.

Minería.- Criaderos minerales. Investigación y puesta en funcionamiento de los mismos. Organización y puesta a punto de diferentes tipos de Laboreo de Minas. Estudios de Geología de Petróleo. Gas natural. Productos químicos. Canteras. Materiales de construcción.

Geología en general.- Mapas geológicos. Tectónica. Estratigrafía.

ESTUDIOS FOTOGRAFICOS

Para sus actividades de ingeniería, geología, arqueología, hidrología, minería, agricultura, etc.:

- Trabajos fotográficos informativos.
- Vuelos fotogramétricos.
- Mosaicos y Fotoplanos.

ESTUDIOS FOTOGRAMETRICOS

Levantamiento de planos a diferentes escalas en planimetría y altimetría, por medio de fotografía aérea y terrestre.

Trabajos especiales para la redacción de proyectos con registro en cinta perforada.

NOTAS Y COMUNICACIONES

DEL

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

74

SEGUNDO TRIMESTRE

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

LA COLA DE CABALLO

Al ser desviado artificialmente el río Piedra, recorre las formaciones calcáreas del Cretáceo, en las que se encaja fuertemente sometiéndolas a activa disolución.

En el Monasterio de Piedra, modifica la fisiografía paisajística, erosionando mecánicamente los estratos cretácicos en numerosas cascadas como la Cola de Caballo, donde se aprecia el retroceso del salto, o bien dulcificando su perfil al precipitar carbonato cálcico en forma de travertinos salizos, al perder el anhídrido carbónico por agitación de las aguas.

Monasterio de Piedra (Zaragoza). Hoja 436.

(Foto F. Mingarro Martín)

Depósito Legal M. 1.882.-1958

JUAN VICENTE CASTELLS

CONTRIBUCION AL ESTUDIO DE LA FLORA FOSIL DEL TURO DE MONGAT

SUMARIO

En la presente nota se revisa la flora fósil del «Turó de Mongat», gracias a nuevos y numerosos materiales recogidos por el autor, que le han permitido no sólo ampliar notablemente la lista de especies de esta localidad, sino también confirmar, de una manera indiscutible, la supuesta edad miocénica de esta formación.

RÉSUMÉ

Dans cette note, on revise la flore fossile du «Turó de Mongat», près de Barcelone où dernièrement l'auteur a recueilli des nombreux exemplaires qu'il lui on permis d'enlargir notablement la liste des espèces connues ainsi que préciser sa position stratigraphique.

SUMMARY

In the present note the fossil plants from the «Turó de Mongat» near Barcelona have been revised taking profit by the numerous samples gathered by the author.

This study has permitted him to enlarge notoriously the number of the species of this locality and to precise the age of this formation.

ANTECEDENTES

En un trabajo titulado «Las relaciones geológicas del grupo de Mongat con el de Vallcarca», publicado por Almera en el año 1902, se describen los rasgos esenciales de la geología del Turó de Mongat, ya esbozados en las Hojas del Mapa Geológico 1:40.000 de las regiones primera y quinta, del mismo autor. Posteriormente, en el año 1928, los datos anteriormente reportados vienen resumidos en la Hoja 421 del Mapa Geológico de España del Instituto Geológico y Minero.

En 1934 el Dr. L. Solé Sabarís estudió detalladamente el Turó, dando una completa descripción de la geología del mismo, y G. Depape, de la Universidad

de Lille, la flora descubierta, que comprendía las especies *Sequoia langsdorfii* (Brgt.) Heer, *Cinnamomum polymorphum* Heer y *Fagus sylvatica* (véase la descripción de *Ulmus cochii*), ampliando de esta forma los escasos restos (*Salix angusta*) que Almera había encontrado con anterioridad.

Fue durante los años 1958, 1960 y 1961 que el autor del presente trabajo emprendió la excavación sistemática del nivel fosilífero hallado por los citados autores, así como de otro que proporcionó algunas formas no halladas en el primeramente conocido; de ambos se extrajeron una gran cantidad de fósiles que, desgraciadamente, junto con escasos restos de otras especies, repetían hasta el infinito las típicas recogidas y reconocidas inicialmente. No obstante, han sido suficientes para valorar de una manera más concreta la cronología de la formación, que hasta el presente se había mantenido de un modo impreciso.

GEOLOGÍA DEL TURÓ DE MONGAT

El cerro de Mongat está situado, siguiendo la vía férrea de Mataró, a 12 Km. de Barcelona y a la derecha de la población de Mongat. Es un promontorio alargado, normal a la costa, que termina bruscamente cortado por el mar. Geológicamente, está formado por una inflexión del zócalo granítico sobre el que se apoyan materiales del Secundario y Terciario, dando lugar a una serie de colinas que constituyen el primer escalón de la Cadena Litoral Catalana en esta región. Estructuralmente, el Paleozoico dibuja un sinclinal, una de cuyas ramas se prolonga hacia el SE. y la otra al NO., donde queda recubierta por el Triásico del Turó de la Bateria y d'En Sariol. La base sedimentaria de dicho sinclinal está formada por pizarras silúricas más o menos metamórficas que aparecen bajo el Triásico del Turó d'En Sariol y del Turó d'En Ribes, en las proximidades del cerro de Mongat. Una potente formación caliza de color gris y marrón oscuro con tallos de crinoideos es visible en el lado E. del Turó, se atribuye al Devónico y soporta liditas carboníferas, muy repégadas, que se encuentran únicamente en el fondo del sinclinal paleozoico, visibles en la cima del Turó de Mongat y en las proximidades del cementerio le dicho pueblo.

En contacto con la formación caliza se observan sobre la boca del túnel y en la parte que mira a Barcelona, a ambos lados de la carretera, los materiales del Triásico inferior formados por margas rojas y areniscas arcillosas sobre las que se apoyan las calizas del Triásico medio. Mientras que en el lado opuesto del túnel y descansando sobre las calizas anteriormente citadas, aparecen los conglomerados neogénicos con cemento arenoso arcilloso de tonalidad rojiza y formados por cantos rodados de materiales paleozoicos y rocas eruptivas procedentes de la degradación de la cordillera. Su composición es la siguiente:

50 % cuarzo, granitos y pórfidos.

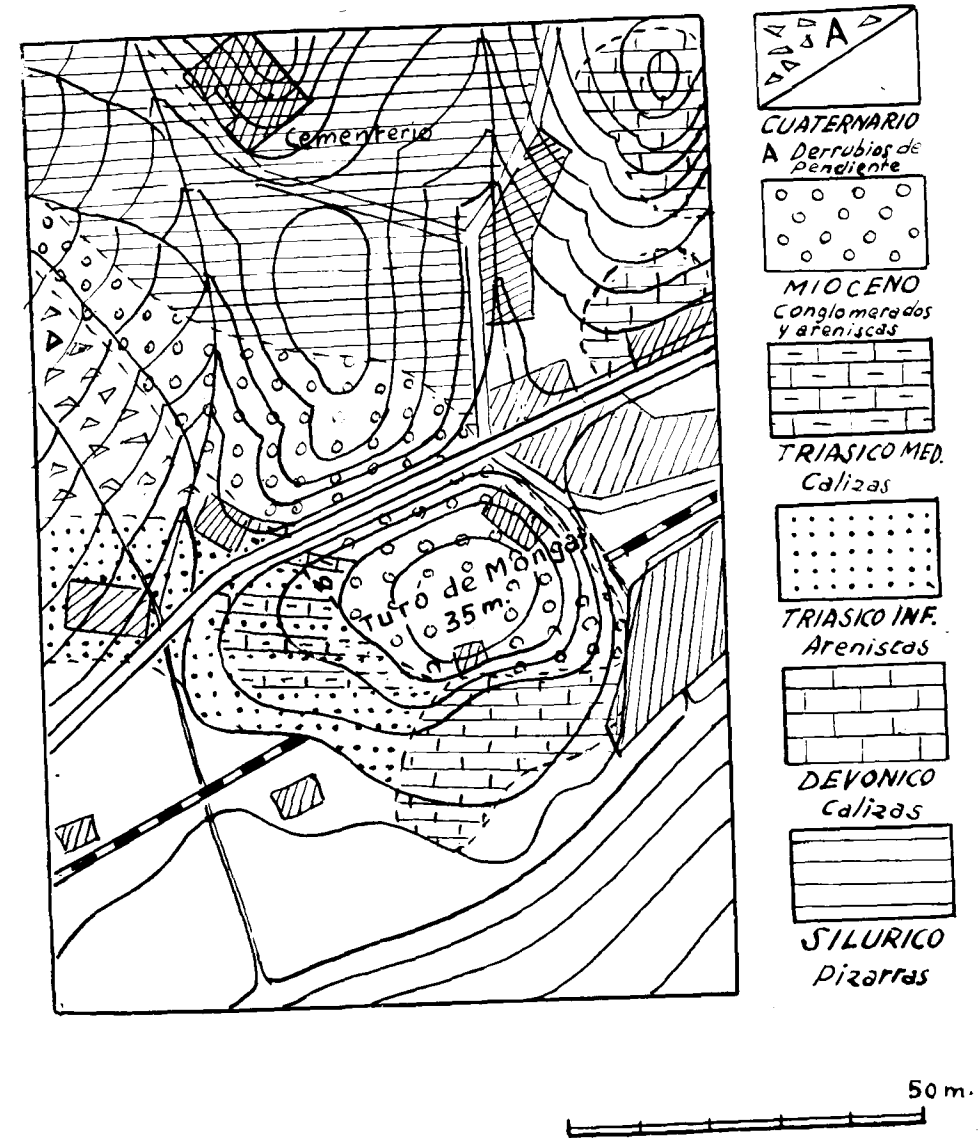


Fig. 1.—Bosquejo geológico del Turó de Mongat (Barcelona)

40 % pizarras metamórficas y liditas.

10 % calizas blanquecinas triásicas con cantos de hasta 40 y 50 cm. de diámetro, mostrando, algunos, secciones de braquiópodos.

Finalmente, la serie aparece cubierta por una formación detrítica formada por una alternancia de materiales gruesos (conglomerados) y finos (areniscas)

y margas) que buzan hacia el SO. de 45° a 50°, alterada ligeramente la sucesión de las capas por contactos mecánicos debidos a fallas de poco salto.

La formación neogénica constituye el relleno de un cauce torrencial fosilizado que discurría en dirección O.-E. Este Neógeno se prolonga hasta la cima del Turó de la Batería, estrechándose y disminuyendo su potencia.

CARACTERÍSTICAS PALEONTOLÓGICAS DEL YACIMIENTO

La formación detrítica que acabamos de describir viene cortada por la trinchera de la carretera a Francia por Mataró en su Km. 12, y es visible a ambos lados de la carretera; su constitución estratigráfica no es exactamente concordante. El yacimiento del lado del mar, que fue el primeramente des-

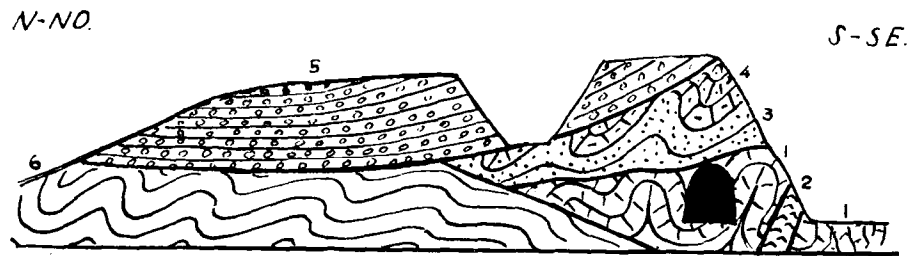


Fig. 2.

Corte geológico longitudinal del Turó de Mongat.—1. Calizas devónicas.—2. Dique de pórfido.—3. Arcillas rojas del Triásico inferior.—4. Calizas del Triásico medio.—5. Conglomerados del Neógeno.—6. Pizarras silíceas.

ubierto, y que nosotros denominaremos yacimiento «A», es el figurado por Solé Sabarís en su trabajo y, en el corte representado por este autor, está claramente indicado que en la capa 11 de esta formación está constituida por una renisca margosa amarillenta de un metro de espesor, con impresiones de roncós y raíces de vegetales, mientras que en la capa 12, formada por margas ris-vinosas de 3 m. de potencia, presenta abundantes impresiones de hojas, illos y troncos fosilizados.

En la cara opuesta de la trinchera se observan algunas diferencias de detalle, así, la capa 12, anteriormente citada, posee pocos restos vegetales. Sobre ella se observa un tramo más arenoso que pasa bruscamente a conglomerados, sobre los que descansa una nueva formación margo-arenosa con unas tercalaciones de margas endurecidas de color gris-verdoso o blanco-amarillento, en la que se encuentra un nuevo nivel fosilífero con hojas y troncos, le llamaremos yacimiento «B».

La proporción de los vegetales que poblaban las cercanías de la reducida zona depositada, hoy levantada en promontorio, después de examinada la totalidad de sus fósiles o residuos identificables, nos da las siguientes cantidades porcentajes.

<i>Pinus</i> sp. aff. <i>P. hepios</i> Unger	23 ejemplares	6 ⁰ / ₁₀
<i>Sequoia langsdorffii</i> (Brongt) Heer	8 frutos	30 ⁰ / ₁₀
<i>Typha latissima</i> Al. Br.	1 ejemplar	1 ⁰ / ₄
<i>Quercus elaeagn</i> Ung.	5 >	1 ¹ / ₂ ⁰ / ₁₀
<i>Salix angusta</i> Al. Br.	6 >	1 ¹ / ₂ ⁰ / ₁₀
<i>Salix tenera</i> Al. Br.	30 >	7 ⁰ / ₁₀
<i>Ulmus cochii</i> Gaud. aff. <i>U. americana</i> L.	140 >	40 ⁰ / ₁₀
<i>Zelkova ungeri</i> Kovats <i>Z. aff. acuminata</i> Planchet	6 >	1 ¹ / ₂ ⁰ / ₁₀
<i>Cinnamomum polymorphum</i> (Al. Br.) Heer	41 >	12 ⁰ / ₁₀
<i>Diospyros</i> sp. aff. <i>D. brachysepala</i> Al. Br.	1 >	1 ⁰ / ₄

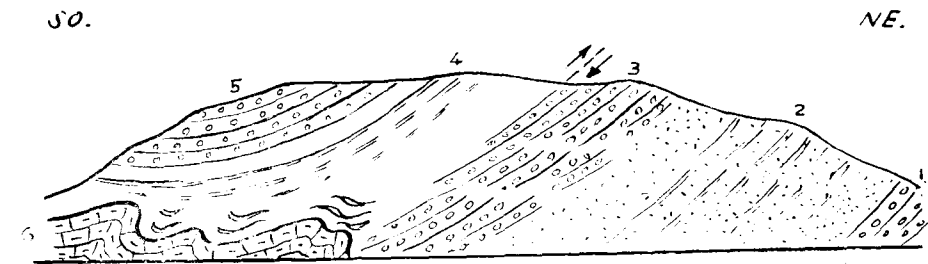


Fig. 3.

Corte geológico transversal del Turó de Mongat (lado occidental de la carretera).—1, 2 y 3. Conglomerados.—2 y 4. Margas arenosas con capas más endurecidas con plantas fósiles.—5. Calizas del Triásico medio.

Entre los yacimientos de Levante y de Poniente (A y B) existen notables diferencias florísticas que determinan posibles influencias geográficas o climáticas que operaron sobre las mismas.

Yacimiento «A».

Sequoia, *Quercus*, *Salix angusta*, *S. tenera*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Cinnamomum* y *Diospyros*.

Yacimiento «B».

Ceratophyllum, *Pinus*, *Typha*, *Salix angusta*, *S. tenera* y *Ulmus*.

Observaremos que las especies comunes en ambos yacimientos únicamente son:

Salix angusta, *S. tenera* y *Ulmus*.

Siendo las especies predominantes en «A»: *Ulmus*, *Sequoia* y *Cinnamomum* y las predominantes en «B», *Ceratophyllum*, *Salix tenera* y *Pinus*.

FLORA

CERATOPHILÁCEAS.

Ceratophyllum sp. (?).

Ejemplares: 2 placas, núms. 7819 y 7820.

En el yacimiento del margen derecho de la carretera, o sea, el que denominamos yacimiento «B» y en unas capas de margas duras, fácilmente exfoliables, de unos 2 m. de potencia, se observan una infinidad de impresiones de tallos caóticamente dispuestos. Esta especial disposición, así como los leves vestigios que quedan de su estructura, nos hacen pensar en la posibilidad de que correspondan a una forma próxima a *Ceratophyllum demersum* L., muy abundante en las charcas que se forman en los areneros de San Adrián y que al secarse toman un aspecto análogo. Intrigados sobre el particular buscamos bibliografía y hallamos que ya han sido citadas plantas acuáticas de este género por Saporta (1891, pág. 19, lám. 2, figs. 8-10) del Estampienso de Manosca, y por Chaney y Hu (pág. 42, lám. 19, figs. 4-6) en la flora del Mioceno de Shangtung (China). Grangeon (1951, pág. 79, lám. text. 1, fig. 10) cita una impronta de *Ceratophyllum demersum* en el yacimiento del villafranquiense de Ceysac-Crozac, cerca de Le Puy (Haute Loire).

Si esta determinación se confirma, se añade a la flora terciaria ibérica, el presente género.

PINÁCEAS.

Pinus sp. aff. *P. hepios* Unger.

Lám. III, fig. 1.

Ejemplares descritos: 1 laja, núm. 7821.

Una laja recogida en el yacimiento «B» nos ha proporcionado las improntas de varias hojas de pino. Se trata de una especie cuyas hojas se agrupan por pares; la longitud de éstas varía entre los 5 y 10 centímetros. Son largas y delgadas, sin que pueda precisarse otro detalle, dada la defectuosa conservación de las mismas. Esta forma de pino fósil podría relacionarse con las hojas procedentes del Mioceno de Gabbro, descritas por Berger (págs. 14-15, lám. I, figs. 35-37) y Martinoli (pág. 238, lám. XI (2), fig. 4), los cuales las atribuyen a *Pinus hepios* Unger. Esta especie tiene una amplia distribución estratigráfica que abarca la casi totalidad del Terciario.

La especie fósil es comparable por la forma de sus hojas, con las especies actuales *Pinus halepensis* Mill., de la zona mediterránea y *Pinus nigra* Arn., difundido por el centro y sur de Europa.

TAXODIÁCEAS.

Sequoia langsdorfii (Brongniart) Heer.

Lám. I, fig. 1 y lám. III, figs. 2, 4, 5, 6, 7.

Ejemplares descritos: 3 ramitas y tres frutos, núms. 7822, 7823, 7824, 7825, 7826 y 7827.

Esta especie, ya citada por Solé Sabris y figurada por Depape (1934, páginas 145-146, fig. 1) procedente del yacimiento de Mongat, en donde es abundante, pues hemos recogido, en total, más de un centenar de ramitas. Las hojas, decurrentes sobre el tallo, tienen de 10 a 15 mm. de largo por 2 a 3 mm. de ancho, son de forma lineal oblonga, con nervio central bien marcado y están desprovistas de peciolo.

Sequoia langsdorfii se aproxima tanto a la especie actual americana de alta California, *Sequoia sempervirens* Endl., que muchos autores consideran como su antecesor directo y aun otros ven en la especie viviente la misma que la fósil (Seward, pág. 352, lám. IV).

Las fructificaciones de nuestra *Sequoia* son de forma globular alargada, cuyo tamaño, variable, llega hasta 22 mm. en sentido longitudinal y 12 en el transversal.

Esta especie está representada en todos los niveles del Terciario, existiendo en numerosos yacimientos dentro del círculo ártico. Aparece en el Eoceno (Inglaterra), se encuentra en el Oligoceno de España (Ribesalbes y Mallorca), en el Mioceno del centro y sur de Europa (Italia, Suiza y Francia) y en el Plioceno del valle del Ródano.

Fuera del yacimiento de Mongat, la *Sequoia* no está citada en ninguna otra localidad de Cataluña.

TIFÁCEAS.

Typha latissima Al. Br.

Lám. III, fig. 3.

Ejemplares: 1, núm. 7828.

Un fragmento de hoja de 14 mm. de anchura puede fácilmente identificarse con *Typha latissima* Al. Br. Los bordes foliares son rectos y la nerviación, claramente perceptible, es paralela, recorriendo toda la longitud de la hoja, observándose también en nuestro ejemplar, muy finos, los nervios intersticiales.

Esta forma fósil es muy común en el Oligoceno superior, Mioceno y Plioceno, aproximándose a la especie actual *Typha latifolia* L.

En Cataluña se ha encontrado en los yacimientos de Campins, Montjuich, Vallés, Cerdaña, Tortosa, Papiol, Castellbisbal y Barcelona (Horta).

CUPULÍFERAS

Quercus claena Unger

Lám. I, figs. 2, 3, 4 y lám. IV, fig. 2.

Ejemplares descritos: 4, núms. 7829, 7830, 7831 y 7832.

Algunas hojas incompletas de 15 a 18 mm. de anchura y una longitud aproximada de unos 60 mm., que atribuimos al género *Quercus*, por sus analogías morfológicas parecen poderse referir a *Q. claena* Ung. Comparadas nuestras hojas con las de esta especie de la flora Estampiense de Limage, citadas por Grangeon (págs. 57-58, lám. text. I, figs. 7-8 y lám. IV, fig. 2), se observa que nuestros ejemplares son más del doble más anchos que aquéllos, cuya anchura es de 6-7 mm.; también es mayor su longitud si los comparamos con el citado por Menéndez Amor de la cuenca ceretana, cuya hoja fósil mide 53 mm. incluido el peciolo (págs. 79-80, lám. XXVIII, fig. 2). Parece poderse deducir que en esta especie las hojas aumentan de tamaño al modernizarse.

Quercus claena se caracteriza, pues, por tener hojas estrechas, alargado-lanceoladas, de contorno entero, base redondeada, atenuadas hacia el ápice. En ellas la nerviación media es fuerte, mientras que los nervios secundarios son más delgados, paralelos, alternos (de unos 14 pares en nuestro ejemplar mejor conservado), y forman un ángulo muy abierto incurvándose hacia el extremo de la hoja, en donde se unen a las precedentes. Según Marty (pág. 21) y Laurent y Marty (pág. 10, lám. I, figs. 17, 18, 19), la especie fósil *Q. claena* es próxima a la especie actual *Q. phellos* L., que crece en el sur y sudeste de Estados Unidos. Por otra parte, Heer (t. II, pág. 47; t. III, pág. 178) la paraleliza con otras especies vivientes americanas: tales como *Q. mexicana* Humb. Bonpl., *Q. coccinea* Ait. y *Q. cinerea* Michx.

Aparte del ejemplar de la Cerdeña anteriormente citado, *Q. claena* Ung. ha sido recogido en los alrededores de Barcelona (Almera 1894, pág. 327, lám. XX, fig. 9). Depape señala unas hojas procedentes del Oligoceno de Cervera que recuerdan a *Q. claena* (1950, págs. 19-20, lám. I, fig. 2; lám. III, fig. 5 y fig. 5 del texto).

SALICÁCEAS.

Salix angusta Al. Braun.

Lám. I, fig. 5; lám. III, fig. 8 y lám. IV, fig. 1.

Ejemplares descritos: 3, núms. 7833, 7834 y 7835.

La presencia de esta especie fue señalada por primera vez en el yacimiento de Mongat por el canónigo Almera, en las anotaciones al margen del mapa geológico (1891). Nosotros hemos hallado seis ejemplares más o menos fragmentados, en ambos yacimientos (A-B de Mongat). El ejemplar más completo

tiene aproximadamente 95 mm. de longitud y una anchura de 5 mm. Según Grangeon (pág. 65, lám. text. II, fig. 5; lám. II, fig. 1) *Salix angusta* se caracteriza por tener hojas estrechas de bordes enteros, base deprinida y ápice que se atenúa insensiblemente; el peciolo es robusto, corto y con el nervio medio fuerte y bien destacado; de éste parten nerviaciones secundarias que emergen formando ángulos que oscilan entre los 45° y 60°; «estas nerviaciones secundarias se incurvan cerca del borde antes de unirse a la nerviación precedente. Dos o tres nerviaciones más cortas se intercalan entre las otras, ramificándose entre las mismas así como entre las grandes nerviaciones secundarias. La reticulación terciaria está formada por espesas mallas pentagonales».

Por el contorno no dentado y la forma alargada y muy estrecha de esta forma fósil de sauce, se asemeja bastante a las hojas del actual *Salix viminialis* L., aunque no se observa en la especie viviente una análoga reticulación en la hoja.

En Cataluña, *Salix angusta* Al. Br. está citado en Campins (Almera 1907, pág. 7), Castellbisbal y Esplugas (Almera 1874, pág. 326).

Salix tenera Al. Br.

Lám. I, figs. 6 y 7 y lám. III, fig. 9.

Ejemplares descritos: 2 placas, núms. 7836, 7837 y 7857.

Una segunda especie de *Salix* de borde entero, que nosotros identificamos a *S. tenera* Al. Br., se encuentra en ambos yacimientos, si bien más frecuente en el «B», donde fueron recogidas varias placas con abundantes impresiones. Se distingue *Salix angusta* por su mayor anchura relativa (de cuatro a siete veces más larga que ancha), su forma lanceolada, fuertemente puntiaguda y estrechada en la base, por tener el peciolo largo y el nervio central bien marcado, mientras que las nerviaciones secundarias son más débiles que en *S. angusta*, éstas parten del nervio medio incurvándose fuertemente hacia el ápice en la zona marginal. Existen además otras nerviaciones secundarias, más cortas que las anteriores, que se intercalan sin orden entre las mismas.

Salix tenera Al. Br., ha sido ya citado en la cubeta ceretana como una especie rara por J. F. de Villalta (pág. 348, láms. III y VIII) y J. Menéndez Amor (pág. 96, lám. XXIX, fig. 1).

ULMÁCEAS.

Ulmus cochii Gaudin aff. *U. americana* Linné.

Lám. II, figs. 11, 2 y lám. IV, figs. 3, 4, 5.

Ejemplares descritos: 6, núms. 7838, 7839, 7840, 7841, 7842 y 7858.

Esta forma de olmo es la especie dominante en nuestro yacimiento. Si se atiende a la morfología de sus hojas, se identifica de una manera indudable con *Ulmus cochii* Gaud. aff. *U. americana* L. del yacimiento de Charay, descrito por Grangeon (1958, págs. 135-138, lám. text. XXII, figs. 8, 9, 11, 17 y lám. II, fig. 9). Las hojas de esta especie son generalmente de gran tamaño, nuestros ejemplares alcanzan las dimensiones de 7 a 8 cm. de largo por 3 a 5 de ancho. Su base es muy inequilateral y asimétrica, el ápice aguzado; el borde es denticulado, siendo los dientes agudos y ligeramente incurvados hacia la punta de la hoja, raramente dobles. Las nerviaciones secundarias en número de 15 a 16 pares, emergen con un ángulo muy variable y desigual respecto al nervio medio, siendo excepcional el que se bifurquen.

Existe un cierto parecido entre las hojas atribuidas a *U. cochii* del yacimiento de La Mougudo (Cantal) con algunas de las especies actuales, tales como *U. americana* L. y *U. efussa* Willd., lo que motivó que Saporta (1873, págs. 219, 221, 223) las considerara una especie intermedia, criterio que rectificó posteriormente, dado que los dientes marginales de la hoja del *U. efussa* son más agudos e incurvados que los de su congénere fósil. Sin embargo, existe, como hace observar Grangeon (1958, Coiron, págs. 135-138, texto y fig. citados), una indudable relación entre *Ulmus cochii* y *Ulmus americana* de Estados Unidos, de la cual se separa por tener la especie viviente el limbo más estrecho y el ápice más agudo.

El *Ulmus cochii* Gaud. no citado hasta la fecha en la región catalana, se diferencia de la forma próxima *U. braunii* Heer del Plioceno del valle del Llobregat (Almera 1894, pág. 330) y del subsuelo urbano de Barcelona (Vicente 1961, pág. 262, lám. II, fig. 6), por su gran tamaño, asimetría y denticulación que es sencilla y más ganchuda. *Ulmus braunii* representa el antecesor fósil de *U. campestris* L. que posee un mayor número de nerviaciones secundarias bifurcadas y una doble denticulación en los bordes.

Algunos ejemplares del yacimiento de Mongat tienen un limbo marcadamente redondeado, anomalía que se encuentra también entre las hojas actuales de *Ulmus campestris*, pero con la diferencia de que mientras que en nuestro olmo fósil la denticulación es menos aguda cuanto más ancha y redondeada es la hoja, en la actual se observan más puntiagudos sus dientes y tres o cuatro veces dentada.

Es importante hacer notar la posibilidad de un error del Dr. Depape al caminar los parques materiales que le fueron enviados para su estudio. La hoja del supuesto *Fagus sylvatica* descrita en su trabajo, consiste en un fragmento central y un sector pequeñísimo de borde, que al estar alterada o borrada, la denticulación propia de las hojas del olmo (tan abundante en el yacimiento), debió aparecer como festoneado, prestándose a la confusión.

El número, pues, de ejemplares, enteros o fragmentados, pero claramente reconocibles por alguno de sus caracteres, es de 140, si bien la cantidad podría

aumentarse considerablemente de haberse efectuado un minucioso recuento entre el material fragmentado durante la extracción. Como ya se sabe, los caracteres que distinguen al género *Ulmus* son: hojas asimétricas, denticulación sencilla o doble, ángulos distintos de los nervios secundarios (respecto al nervio central) en ambos lados de la hoja, debido a su asimetría; bifurcación de algunos nervios y anchura desigual del intervalo entre ellos en los dos lados del limbo.

Zelkova ungeri Kovats aff. *Z. acuminata* Planchet.

Lám. II, figs. 3, 4, 5 y lám. IV, fig. 6.

Ejemplares estudiados: 4, núms. 7843, 7844, 7845 y 7846.

Supuestas fructificaciones: 4, núms. 7847, 7848, 7849 y 7850.

Además de la especie anterior, existe en nuestro yacimiento otra ulmácea, si bien escasamente representada; tanto por los caracteres de las nerviaciones como por la forma de sus hojas, es extraordinariamente próxima a los ejemplares de *Zelkova ungeri* procedentes de Rochessaue y Charay, descritos y figurados por Grangeon (1958, pág. 131-134, lám. text. XXI, figs. 1, 2, 3, 4, 5, 7, 10, 15, 18 y lám. I, fig. 22). Estas hojas presentan el limbo de forma prolongada, largamente acuminado con la base redondeada y la denticulación del borde de la hoja es más fuerte que en el género *Ulmus*, y sus dientes son bastante puntiagudos e incurvados hacia el ápice. La nerviación secundaria consta de 10 a 13 pares de nervios que terminan en el extremo de cada diente.

La forma fósil de *Zelkova ungeri* es muy parecida a las especies actuales *Z. crenata* Spach. de la región del Cáucaso, con la variedad *Z. cretica* Spach. de la isla de Creta y *Z. acuminata* Planch. (*Z. keaki* Miq.), *Z. serrata* Mak. del extremo Oriente, que bien puede considerarse como la forma ancestral de ambas especies actuales, hoy divergentemente separadas. Estas dos principales formas vivientes típicas de *Zelkova*, una de contorno oval, base redondeada y ápice no acuminado (*Z. crenata*) y otra de limbo alargado, muy semejante a la forma inicialmente descrita (*Z. acuminata*), tienen también representada la especie actual *Zelkova ungeri* Ett. La Dra. Josefa Menéndez Amor realizó, en esta última especie, un análisis de los tipos de hojas de un árbol del Jardín Botánico de Madrid, del que separó varias formas foliares distintas de limbos alargados, anchos, estrechos, acorazonados y asimétricos. El polimorfismo existente en este género y muy común en diversos vegetales, es indudablemente causa del confusionismo existente en la clasificación paleontológica.

M. Rérolle recogió en la Cerdaña unas improntas de hoja que denominó *Zelkova subkeaki* y que Saporta considera muy próximas a *Z. protokeaki* Sap., especie intermedia de *Z. keaki* y *Z. stipulacea* Franch., y que ha dado a la diversidad de formas atribuidas por varios autores a *Z. ungeri* de la cuenca

ceretana (Menéndez Amor, págs. 97-102, lám. XXX, figs. 1-3), es presumible que pertenezcan a esta última especie las citadas hojas de Rérolle.

Entre la flora del Oligoceno de Campins se cita también *Zelkova (Planera) protokeaki* Sap. (Almera, 1907, pág. 8).

En cuanto a nuestro yacimiento de Mongat, la presencia de ciertas esferitas de 5 a 6 mm. de diámetro, algo alargadas y aplanadas, nos hace suponer que se trate de frutos de *Zelkova*, aunque no nos sea posible afirmarlo definitivamente.

LAURÁCEAS.

Cinnamomum polymorphum (A. Braun) Heer.

Lám. II, figs. 7, 8, 9, 10 y lám. IV, figs. 7, 8.

Ejemplares estudiados: 6, núms. 7851, 7852, 7853, 7854, 7855 y 7856.

Esta especie, muy común en los yacimientos del Neógeno, fue citada por primera vez en Mongat por Solé Sabarís, si bien en estado fragmentario y escasos ejemplares. Nosotros, con material más completo, hemos podido estudiar hasta 40 improntas, entre las que se hallan varias hojas completas, respondiendo a las características dadas para esta especie: «hojas muy polimorfas, ovales, elípticas o lanceoladas; brevemente puntiagudas en el ápice y acuminadas en la base, con tres nervios principales; nervios secundarios escasos y arqueados; nervios terciarios transversos» (Menéndez Amor, págs. 114-115, lám. XXXV, fig. 2). Nuestros ejemplares miden de 8 a 50 mm. de ancho, existiendo un ejemplar redondeado de 45 mm. (lám. II, fig. 10). La forma de nuestras hojas es extremadamente variada, desde estrecha y lanceolada a la ampliamente ovalada, muestran, sin embargo, de una manera constante los caracteres de *Cinnamomum polymorphum*.

El mismo polimorfismo de las hojas del *Cinnamomum* hace difícil establecer sus límites específicos. Heer distingue en el *C. buchii* Heer (1854-59, II, pág. 90) «muy vecino al *Cinnamomum polymorphum*, sus hojas llegan siempre a su mayor anchura por encima de la mitad, estrechándose más rápidamente en su ápice de manera más brusca y es más largo que en el *C. polymorphum*, las nerviaciones laterales se extienden también más hacia el ápice». Distingue el mismo autor las hojas del *C. polymorphum* a las del *C. scheuzeri* Heer (1854, II, pág. 88) «por el peciolo alguna vez más largo; por sus nerviaciones laterales más separadas hacia el interior del limbo y no paralelas hacia los bordes; por la punta del ápice más estrechada y atenuada».

Grangeon (págs. 149-156 lám. text. XXV, fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6; lám. I, fig. 18 y lám. II, fig. 11) cree más lógico suprimir las formas foliares descritas, como también el *Cinnamomum lanceolatum* (Ung.) Heer para pasar a la especie tipo *C. polymorphum* Heer, cuyas supuestas especies no representan más que variaciones en la forma y nerviaciones, que no sobrepasan los límites

foliares como en las especies actuales más próximas. *C. pedunculatum* Nees y *C. camphora* Nees del Extremo Oriente.

Según Saporta (1888, pág. 228) un ramo entero de la forma fósil de *C. scheuzeri* fue encontrado en el Aquitaniense de Manosque (B. Alpes) el cual permitió observar la estrecha afinidad de la forma fósil con *C. pedunculatum* del Japón.

Cinnamomum polymorphum Heer ha sido hallado en el Oligoceno de Son Fe, Alcudia, Mallorca (Bauzá, pág. 167, figs. 24, 25, 26, 27, 28); en el Mioceno de la Cerdaña (Rérolle, 1884-85, pág. 228, lám. X, figs. 5-6; Villalta, pág. 345, lám. III; Menéndez Amor, págs. 114-115, lám. XXXV, figura 2); de Sta. Coloma de Gramanet (Vicente, pág. 56) y en el de Moncada y Ripollet (Mem. Inst. Geol., 1928, pág. 46, y Almera, 1900). La forma próxima al citado, *C. lanceolatum* (Ung.) Heer fue recogida también en las formaciones oligocénicas de Cervera por L. Mariano Vidal (Fliche, pág. 127, figura; Depape, 1950, págs. 31, 32, 33) y Tárrega (Depape y Bataller, páginas 197-208, lám. XI, fig. 7); también en Campins (Almera, 1907, pág. 8) junto con *C. buchii* Heer? En el Plioceno del valle del Llobregat se cita, finalmente, la presencia de *C. scheuzeri* Heer (Almera, 1894, pág. 334).

EBENÁCEAS.

Diospyros sp. aff. *D. brachysepala* Al. Br.

Lám. II, fig. 6.

Ejemplares: 1, núm. 7.859.

Un fragmento de hoja que comprende la mitad superior del limbo lanceolado y elíptico, puede atribuirse con alguna reserva al género *Diospyros*.

Solamente pueden distinguirse claramente en nuestro ejemplar el nervio central y dos secundarios cerca del ápice, que se incurvan ligeramente hacia el mismo junto al borde de la hoja. Los caracteres de esta forma nos recuerdan a *Diospyros brachysepala* Al. Br., bastante frecuente entre la flora miocénica del Sudoeste de Europa. En Mallorca fue hallada en el Burdigaliense de Cullet (Arenes-Depape). En Cataluña está citada en el Astiense de Papiol y Esplugas (Almera, 1894, pág. 335, lám. XXI, fig. 6), Tortoniense de Montjuich (Faura i Sans, pág. 32) y en el Pontiense de la Cerdaña (Menéndez Amor, pág. 167-168, lám. XXXVII, fig. 1). La profesora señorita Josefa Menéndez nos da la siguiente descripción de esta especie: «Hojas enteras, pecioladas, atenuadas en sus dos extremos, nervios secundarios alternos, bastante separados, saliendo del principal bajo un ángulo más o menos agudo, curvos en su marcha ascendente y ramosos en su extremidad.»

El notable parecido de la forma fósil *Diospyros brachysepala* con las formas actuales *D. lotus* L. de Europa y el *D. virginiana* L. de Estados Unidos, hace que sea considerado como antecesor común de ambas especies vivientes.

CONSIDERACIONES FINALES

La constitución geológica del Turó de Mongat ha sido fechada cronológicamente de una forma imprecisa y aun errónea, dado los escasos y mal conservados fósiles recogidos. No obstante, Solé Sabarís dedujo ya acertadamente su situación, pese a la tectónica dislocada y a las confusas relaciones estratigráficas con las formaciones del Mioceno litoral marino y los

Gráfico comparativo de la flora de Mongat con las floras terciarias catalanas y algunas europeas.

ESPECIES MIOCENAS DEL YACIMIENTO DEL TURO DE MONGAT	OLIGOCENO		MIOCENO							PLIOCENO								
	Estam- piense	Aguita- niense	Inf.	Medio	Superior			Pisenciense				Villafra- guense						
	Limagne	Uelve-Jon Fe	Campins	Cullet	Montjuich	Valles	Cerdaña	Sta. Coloma	Charay	Rochesouve	Gabro	Castellbisbal	Barcelona	Tortosa	Espulgas	Papiol	Meximieux	Ceyssac
<i>Ceratophyllum sp.</i>																		X
<i>Pinus aff. P. hepios</i>										X								
<i>Sequoia langsdorfii</i>		X																
<i>Typha latissima</i>		X	X		X	X	X				X	X	X					
<i>Quercus elaena</i>	X	X			X	X								X				
<i>Salix angusta</i>	X		X	X							X			X				
<i>Salix tenera</i>						X												
<i>Ulmus cochii</i>								X										
<i>Zelkova ungeri</i>							X	X	X									
<i>Cinnamomum polymorphum</i>		X				X	X	X					X					
<i>Diospyros sp.</i>				X	X	X								X	X	X		

depósitos detríticos rojizos continentales, que se extienden desde Badalona hasta Sta. Coloma de Gramanet. La atribución al Mioceno de este yacimiento viene corroborada por el hallazgo, en la base de la formación roja de Sta. Coloma, de una serie de niveles formados por conglomerados y margas arenosas de color verdoso que contienen restos de vegetales mal conservados, entre los cuales cabe citar el *Cinnamomum polymorphum*, que constituye la especie dominante. Esta formación se apoya directamente sobre un mioceno marino de facies litoral que contiene las especies siguientes: *Balanus tintinabulum* Lamk., *B. concavus* Bron., *Ostrea gingensis* Schlot. y *Pecten* sp.

La flora fósil del cerro de Mongat posee varias especies arcaizantes que perduran en el tiempo, algunas desde el Oligoceno hasta el Plioceno (*Sequoia*, *Salix*, *Cinnamomum*), las cuales resultan atípicas por este motivo. No

obstante, el conjunto de las especies halladas en nuestro yacimiento nos colocan concretamente su nivel estratigráfico en el Pontense, con una extraordinaria comunidad a la flora del macizo francés del Coirón (Ardèche). También existe una indudable relación florística con los yacimientos pontenses de la cubeta ceretana.

Las plantas fósiles descritas y enumeradas en esta comunicación, de los yacimientos del Turó de Mongat, quedan a disposición de las colecciones del Laboratorio de Geología de la Universidad de Barcelona, y el resto del material en la del autor (Colección Castells); asimismo una selección de improntas de estos vegetales se guardarán en la colección paleontológica del Centro Excursionista Puig Castellar.

Finalmente, al concluir este trabajo, debo expresar mi gratitud a los doctores D. Luis Solé Sabarís, D. José F. de Villalta y D. Juan Rosell, por su respectiva autorización, asistencia y colaboración recibida para poder llevar a buen término mi modesta labor.

Laboratorio de Geología de la Universidad de Barcelona

Recibido 15-IV-1963.

BIBLIOGRAFÍA

- ALMERA J.: *Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región primera o contorno de la capital*. Escala 1:40.000. Barcelona, 1861; 2.ª edición, 1900.
- — *Descripción de los terrenos pliocénicos de la cuenca del Bajo Llobregat y Llano de Barcelona*. Barcelona, 1894.
- — *Excursión geológica dirigida a estudiar las relaciones del grupo de Mongat con el de Vallcarca*. «Memoria de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona», 3.ª época, volumen IV, núm. 25, pág. 10. Barcelona, 1902.
- — *Estudio de un lago oligocénico en Campins*. «Real Acad. Cienc. y Art.», Barcelona 1907.
- ARENES, J. y DEPAPE, G.: *La flore burdigalienne des Iles Balcares (Majorque)*. «Revue Générale de Botanique», 1956.
- BATALLER, J. R. y LÓPEZ MANDULEY, M.: *Mem. explicativa de la Hoja núm. 522. Tortosa (Tarragona)*. Inst. Geol. y Min. de España. Mapa Geológico. Madrid, 1929.
- BAUZA RULLAN, J.: *Contribución al conocimiento de la flora fósil de Mallorca*. «Estudios Geológicos», vol. XVII. Inst. de Investigaciones Geológicas «Lucas Mallada», Madrid, 1961.
- BERGER W.: *Untersuchungen an der obermiozänen (Sarmatischen) flora von gabbro (Monti Livornesi) in der Toscana*. «Palaentographia italica», vol. LI (N. ser. XXI). Pisa, 1958.
- CHANEY, R. W. y HU, H. H.: *A Miocene Flora from Shantung Province, China* (Paleontologica Sinica, New Series, núm. 1. Whole series núm. 112). «Geol. Surv. of China», Pekin, 1940.
- DEPAPE, G. y BATALLER, J. R.: *Note sur quelques plantes fossiles de la Catalogne*. «But. Inst. Cat. d'Hist. Nat.», vol. XXXI. Barcelona, 1931.
- DEPAPE, G. y SOLÉ SABARÍS, L.: *Constitución geológica del Turó de Mongat*. «But. Inst. Cat. d'Hist. Nat.», vol. XXXIV. Barcelona, 1934.

- DEPAPE, G.: *Flore Oligocene de Cervera (Catalogne. Etude paléobotanique.* «Anales de la Esc. de Peritos Agrícolas», vol. IX, Barcelona, 1950.
- FAURA I SANS, M.: *Montjuich. Notas Geológicas.* «Bol. della Atrac. de Forast», año VII, número XXVIII. Barcelona, 1917.
- GUILLET, S. y VICENTE, J.: *Nuevo yacimiento pliocénico de facies salobres en el subsuelo de Barcelona, al Este del Tibidabo.* NOTAS Y COMUNICACIONES, núm. 63. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid, 1961.
- GRANGEON, P.: *Etude d'un nouveau gisement de Plantes fossiles tertiaires et de quelques nouvelles espèces découvertes à Ceyszac.* «B. S. G. F.» (6), t. I, págs. 75-87. Paris, 1951.
- — *Paléontologie végétale du Massif du Coiron (Ardèche).* «Memoires de la Societé d'Histoire Naturelle d'Auvergne», núm. 6. Clermont Ferrand, 1958.
- — *Contribution a l'étude de la flore Stampienne de Limagne.* «Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne», vol. XXIV, fasc. 1-2-3-4. Clermont Ferrand, 1958.
- HEER, O.: *Flora tertiaria Helvetia*, t. II y III. Winterthur, 1954-59.
- LAURENT y MARTY, P.: *Flora fossile du Puy de Mur, avec une introduction géologique par A. Rudel.* «An. Fac. des Sc. de Marseille», t. XII, fasc. 2, págs. 1-34. Marsella, 1939.
- MARTINOLI, G.: *Flora fossile del Gabbro (Monti Livornesi). 2. Gymnospermae del Gabbro.* «Palaentographia italica» (XXXVIII). Pisa, 1938.
- MARTY, P.: *Florule stampienne de Ravel-Lezoux (Puy-de-Dôme).* «B. S. G. F.», Paris, 1929.
- MENÉNDEZ AMOR, J.: *La depresión coretana española y sus vegetales fósiles.* «R. A. C.», Madrid, 1955.
- RÉROLLE, L.: *Etudes sur les végétaux fossiles de la Cerdagne.* «Rev. des Sc. Nat.», 3.^a serie, t. IV. Montpellier, 1884-1885.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., SIERRA, A., MARCET, J. y CERERO, R.: *Instituto Geológico y Minero de España con la colaboración de la Diputación Provincial de Barcelona. Hoja 421 «Memoria explicativa». Mapa escala 1:50.000.* Madrid, 1928.
- SAPORTA, G. de: *Sur les caractères propres à la végétation pliocène à propos des découvertes de J. Rames, dans le Cantal.* «B. S. G. F.» (3), t. I, págs. 212-232. Paris, 1873.
- — y MARION, A. F.: *Recherches sur les végétaux fossiles de Meximieux.* Introduc. Stratigraph., por A. Falsan. «Arch. Hist. Natur. de Lyon», págs. 131-335, láms. XXXII-XXXVIII. Lyon, 1876.
- — *Origine paléontologique des arbres cultivés ou utilisés par l'Homme.* Paris, 1888.
- — *Recherches sur la végétation du niveau aquitanien de Manosque.* «Mem. Soc. Géol. de France. Paléontologie», t. III, Mém. 9. Paris, 1891.
- SEWARD, A. C.: *Fossil plants. A text-book for students of Botany and Geology.* vol. IV, XVI. Cambridge, 1919.
- VICENTE CASTELLS, J.: *El Mioceno continental de Santa Coloma de Gramanet.* Cursos y Conferencias del Instituto «Lucas Mallada». C. S. I. C. Fascículo IV. Madrid, 1957.
- VILLAMTA, J. F. y CRUSAFONT, M.: *La flora miocénica de la depresión de Bellver.* «Ilerda», número 3, fasc. II. Lérida, 1945.

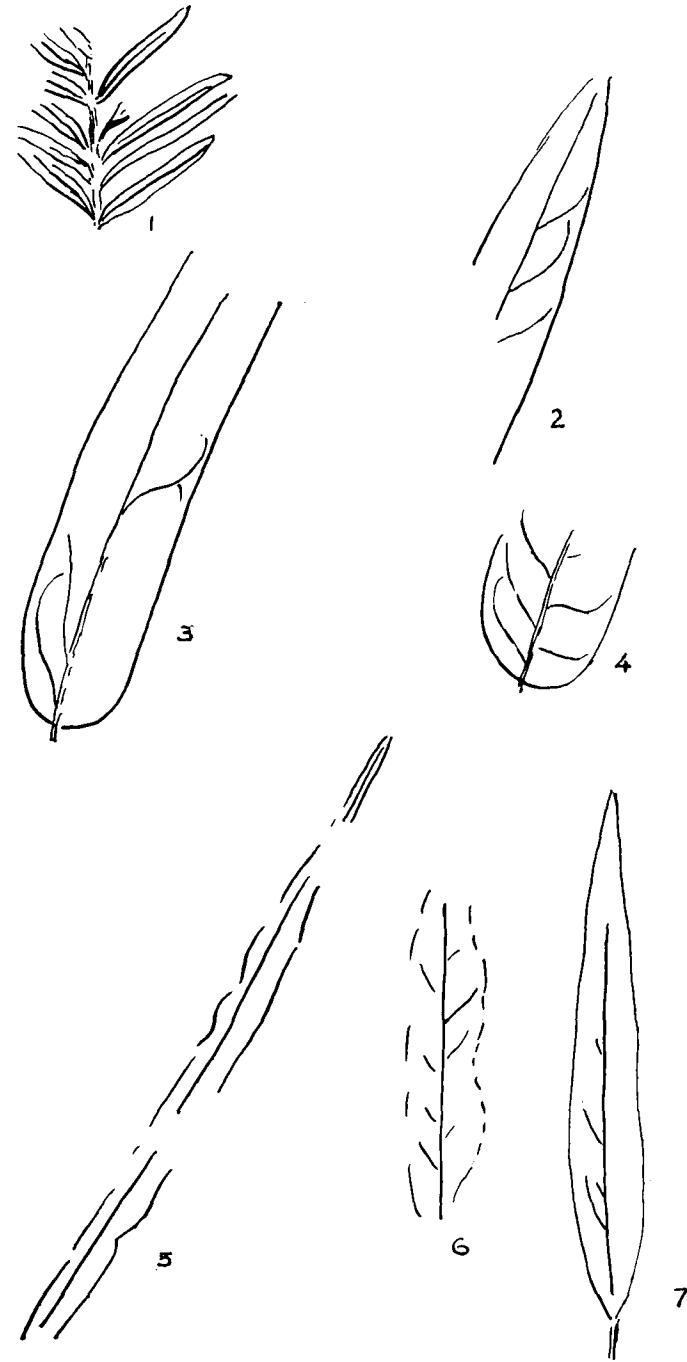


Fig. 1. *Sequoia langsdorffii* (Brongniart) Heer.—Figs. 2, 3, 4. *Quercus elacna* Unger.—Figura 5. *Salix angusta* Al. Braun.—Figs. 6, 7. *Salix tenera* Al. Br.



Figs. 1, 2. *Ulmus cochii* Gaudin aff. *U. americana* Linné.—Figs. 3, 4, 5. *Zelkova ungeri* Kovats aff. *Z. acuminata* Planchet.—Fig. 6. *Diospyros* sp. aff. *D. brachysepala* Al. Br.—Figs. 7, 8, 9, 10. *Cinnamomum polymorphum* (A. Braun) Heer.

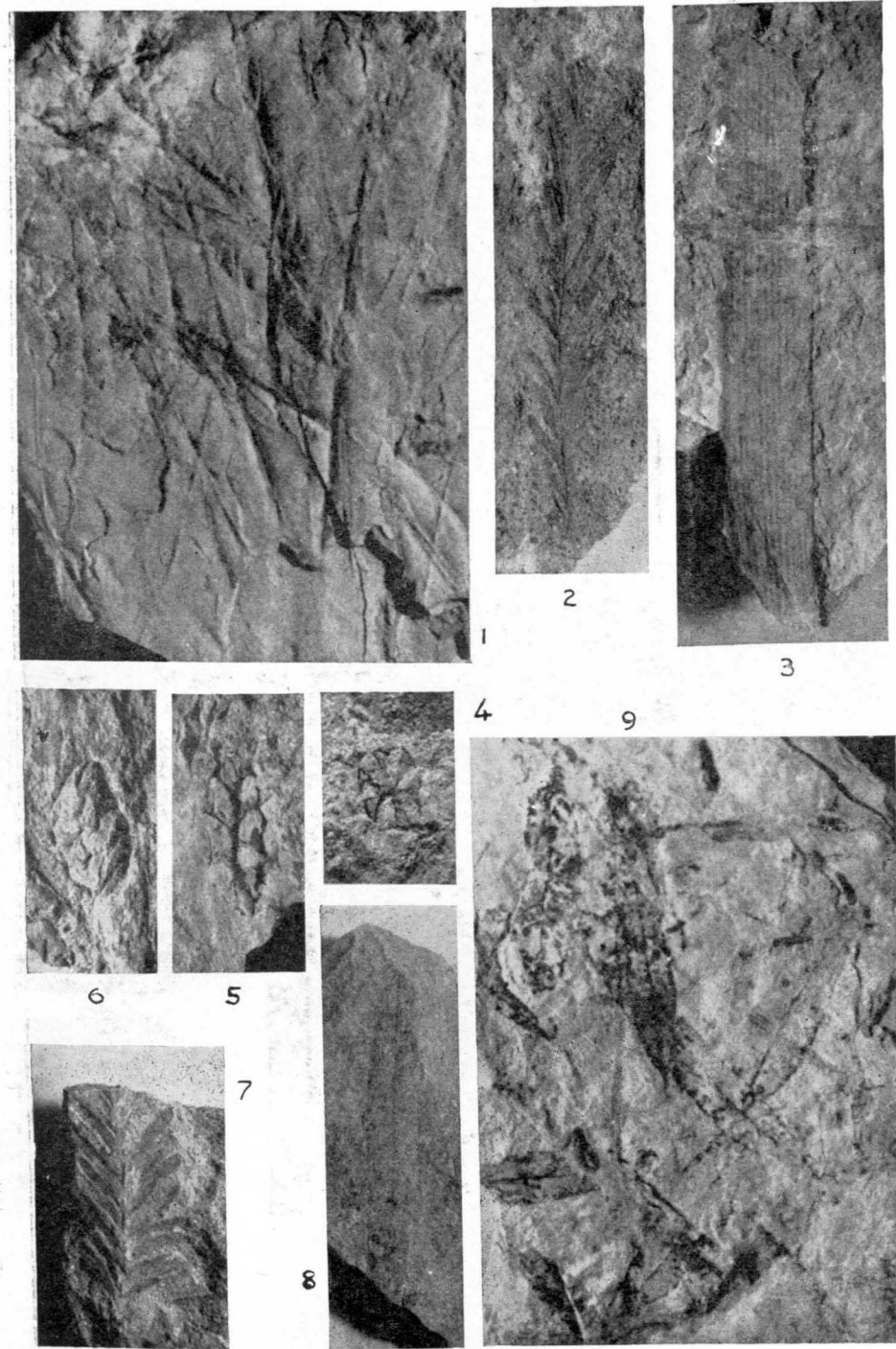


Fig. 1. *Pinus* sp. aff. *P. hepios* Unger.—Figs. 2, 7. *Sequoia langsdorfii* (Brongniart) Heer ; ramitas.—Fig. 3. *Typha latissima* Al. Br.—Figs. 4, 5, 6. *Sequoia langsdorfii* (Brongt.) Heer ; fructificaciones.—Fig. 8. *Salix angusta* Al. Braun.—Fig. 9. *Salix tenera* Al. Br.

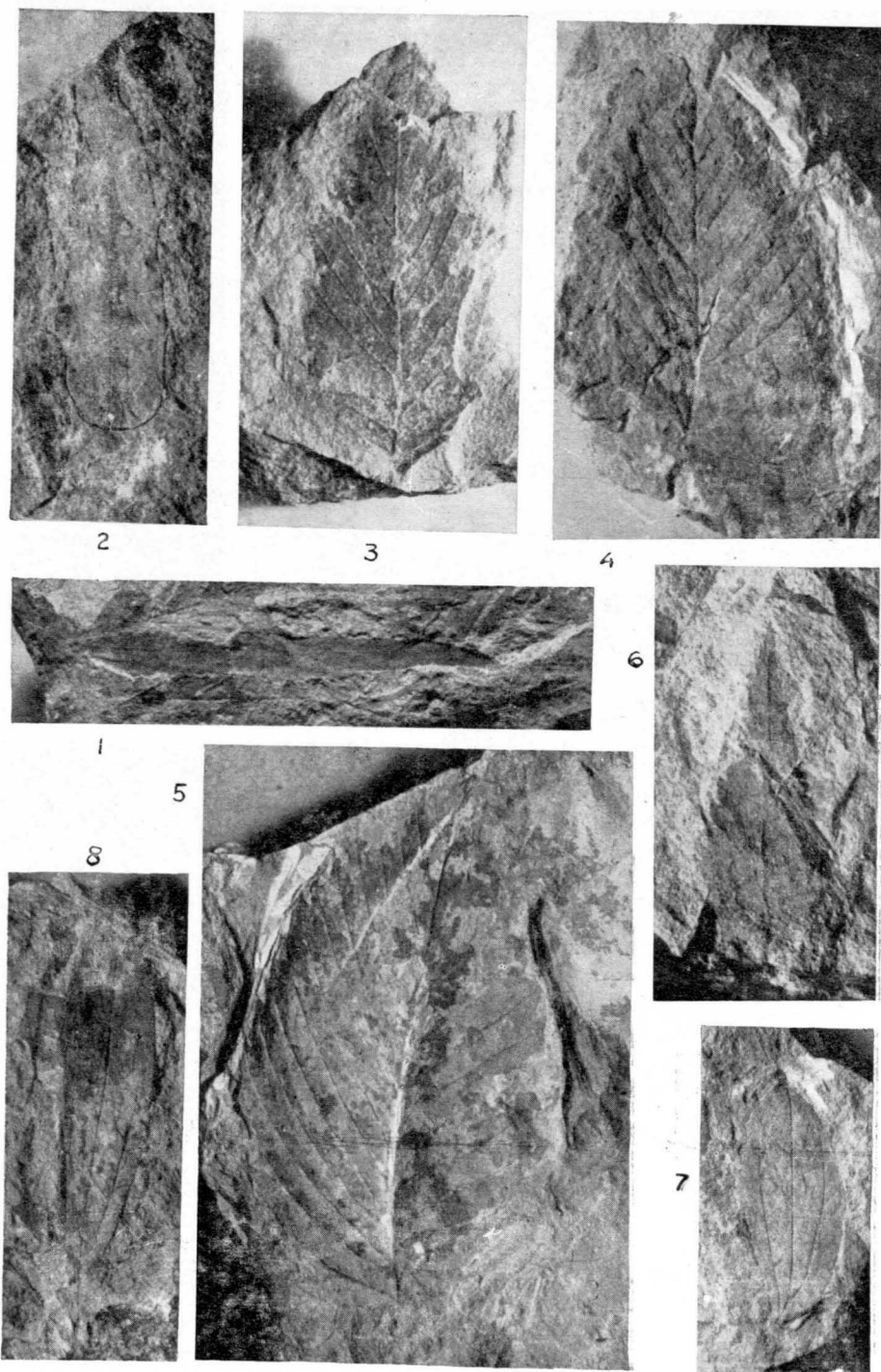


Fig. 1. *Salix angusta* Al. Braun.—Fig. 2. *Quercus elaeina* Unger.—Figs. 3, 4, 5. *Ulmus cochii* Gaudin aff. *U. americana* Linné.—Fig. 6. *Zelkova ungeri* Kovats aff. *Z. acuminata* Planchet.—Figs. 7, 8. *Cinnamomum polymorphum* (A. Braun) Heer.

RICARDO ECHEVARRIA CABALLERO y FERNANDO GARCIA SALINAS

ESTUDIO GEOLOGICO DE LA ZONA ESPAÑOLA DE LACORA (VALLE ALTO DEL RONCAL, NAVARRA)

RESUMEN

Presentamos un trabajo que constituye parte de nuestra Memoria de Prácticas de 4.º Curso, realizadas en el VII Campamento de Geología. El director del mismo nos encargó estudiar con detalle la zona y pico de Lácora, situado en el Alto Valle del Roncal (Navarra), tras de realizar él un itinerario por aquella región y encontrar unas masas de conglomerados del tipo Mendibelza. Se trata de formaciones que alcanzan su pleno desarrollo en Francia, y que en esa zona constituyen un manto cabalgado sobre unas margas hojosas Campanense-Maestrichtense, en anticlinal acostado hacia el Sur y muy erosionado.

En nuestro trabajo hemos de distinguir dos aspectos diferentes: uno constituido por una síntesis bibliográfica de antecedentes, acompañados de cortes y mapas para facilitar su comprensión, y el otro constituido por nuestras observaciones y conclusiones personales. En este sentido, ha sido el capítulo de Estratigrafía el que hemos estudiado con especial interés, pues el problema de Lácora se nos presentó como un verdadero problema estratigráfico. Recogimos unas 40 muestras en el campo, que nos han permitido establecer, con detalle, la columna estratigráfica y aportar datos interesantes que, en gran parte, reflejamos en las láminas y fotografías que se acompañan.

La serie la establecemos así: Caliza de base Santonense. Flysch margoso Campanense. Marga hojosa Maestrichtense; bancos delgados de microbrecha con fragmentos de pizarra paleozoica y caliza cretácica que, junto con la pudinga y una brecha poligénica de cemento calizo, ambos de edad Cenomanense, están cabalgados sobre las tres primeras formaciones.

En tectónica mostramos nuestra conformidad con la opinión de los autores franceses. Las formaciones, sólo aflorantes en la zona fronteriza española, ocupan en Francia considerable extensión y potencia y ha de ser allí, por tanto, donde pueda estudiarse el problema con auténtica amplitud.

RÉSUMÉ

Nous présentons un travail, qui est une partie de notre Mémoire de Pratiques du 4^{ème} Cours, réalisé pendant le VII Campement de Géologie; le Directeur du même nous chargea d'étudier avec détail la zone et pic de Lacoura, situé dans la Haute Vallée du Roncal (Navarre), après avoir réalisé un itinéraire dans la région et avoir trouvé de masses des conglomérats du type Mendibelza. Ces sont de formation qui ont leur pleine épanouissement en France, et qui constituent dans cette un lambeau charrié sur des mar-

nes feuillées Campanien-Maestrichtien, en charnière anticlinale couchée au Sud et très érodé.

Dans notre travail nous devons distinguer deux aspects différents: un qui est constitué par une synthèse bibliographique des antécédents, avec des mapes et coupes pour mieux le comprendre; et un autre qui est constitué par nos observations et conclusions personnelles.

Ainsi c'est le chapitre de Stratigraphie celui que nous avons étudié avec plus d'intérêt, puisque le problème de Lacoura s'est présenté pour nous comme un véritable problème stratigraphique.

Nous avons recueilli 40 échantillons dans la campagne, qui nous ont permis établir, avec détail, la série stratigraphique, et apporter renseignements intéressants qui dans une grande partie nous reflètent dans les lames et photographies qui accompagnent.

La série s'établit ainsi:

Calcaires à base. Santonien Flysch marneux. Campanien Marnes feuillées. Maestrichtien. Des fins bancs de microbrèche avec morceaux de schistes paléozoïques et calcaire crétacique qu'avec le poudingue et une brèche polygénique à ciment calcaire cénomaniens sont charriés sur les trois premières formations.

Dans la tectonique nous sommes d'accord avec l'opinion des auteurs français. Les formations, qui dans la zone frontière d'Espagne seulement affleurent, en France elles occupent une considérable extension et puissance. C'est donc dans ce pays où le problème pourrait être étudié avec une authentique amplitude.

GEOGRAFÍA FÍSICA

Situación

La zona de Lácora, objeto de nuestro estudio, comprende el pico de Lácora y su falda, y corresponde aproximadamente al rectángulo comprendido entre 2° 50' y 2° 52' longitud E. y 42° 56' 30" y 42° 57' 20" latitud N. En el Mapa topográfico 1/25.000, tiene como límites aproximados el Puerto de Urdáite, al W.; hacia el S., El Majadal; al E., el Portillo de Eraice, y al N., la frontera.

Aparece en la Hoja de Zuriza núm. 118 del Mapa topográfico 1/25.000 y 1/50.000 y en la Hoja de Urdós núm. 250 del Mapa geológico de Francia 1/80.000. En el nuevo Mapa geológico de Francia 1/20.000 esta zona está comprendida en la cuadrícula XIV-47 (sin editar).

Vías de comunicación y acceso

La carretera del Valle del Roncal termina en el Rincón de Belagua, situado al pie del macizo de Lácora. Desde aquí pueden seguirse dos caminos: o bien continuar por la nueva carretera en construcción, o subir por

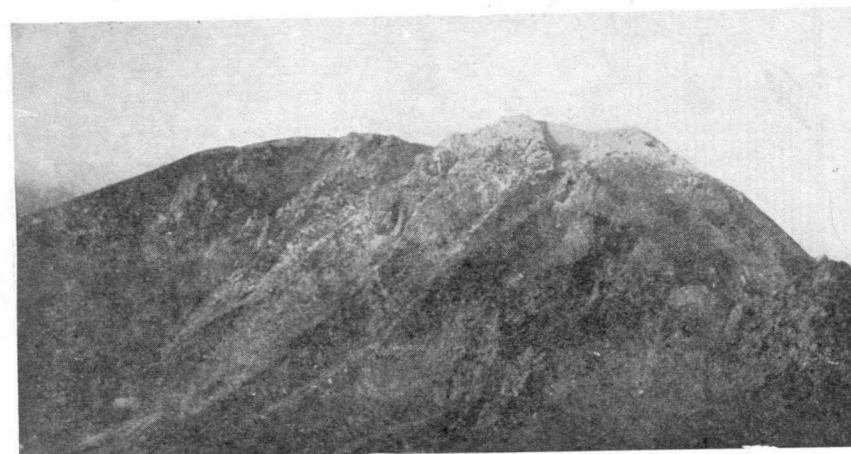
el camino que lleva a la Borda de Juan Pito (camino de Hernaz o del Puerto Grande).

El acceso a la cima, aunque con pendientes un poco pronunciadas, es fácil en cualquier dirección. Toda la falda está cruzada por numerosas veredas que siguen prácticamente curvas de nivel.

En toda esta zona del Puerto y El Majadal existen sitios donde se puede acampar fácilmente. Por proximidad (10 km.) y facilidad de comunicación, desde Isaba, puede también fijarse la residencia en esta localidad.

Morfología

La base constituida por un muro calizo da un relieve cortado, atenuado y cubierto de vegetación en la parte occidental. La falda (El Puerto) cons-



Fot. 1.—Crestón de brecha poligénica al oeste del Pico de Lácora.

tituida por un flysch margo-calizo tiene un relieve suave y ondulado y cubierto de una delgada capa vegetal.

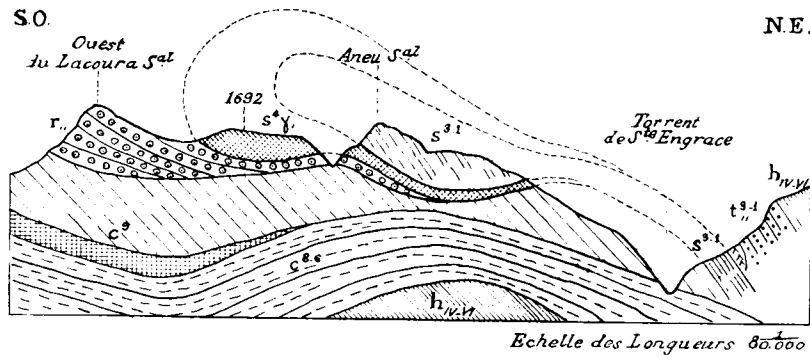
A continuación aparecen una serie de pequeños crestones de un flysch muy oscuro, arenoso y pizarroso.

La cima, constituida de conglomerado y caliza brechoide, presenta un relieve un poco más áspero.

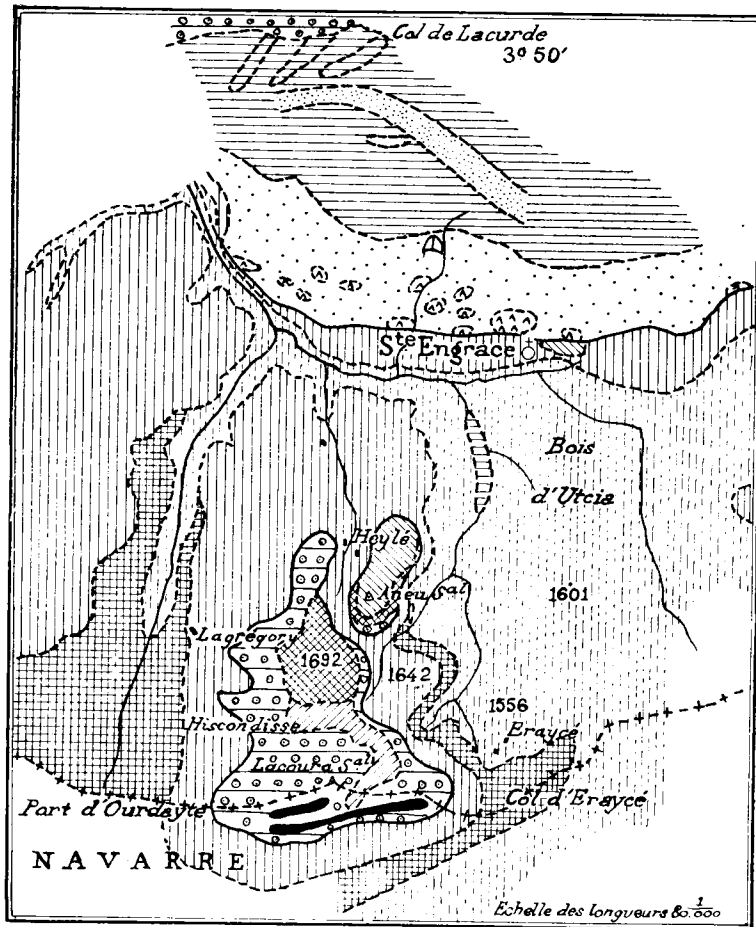
Hidrología

Esta zona fronteriza es divisoria de aguas. En las margas existen numerosos y pequeños manantiales, que al llegar al contacto con la caliza desaparecen siguiendo un curso subterráneo como posteriormente veremos.

ANTECEDENTES



Reproducción parcial de la Hoja de Urdós, por A. Bresson, 1906.



LEGENDE

	Ordovicien		Gotlandien		Schistes gothlandiens mactiferes
	Dinantien		Foudingue permien		Permien Sup et Moyen
	Trias avec Diabases ophitiques (E)		Cénomanien Calcaire a Caprines et conglomérats		Calcaire a Hippurites Calcaire des Laryons

En el aspecto tectónico los rasgos generales de la zona de Lácora quedaron establecidos a principios de siglo, sin que hayan sufrido apreciables modificaciones. No ocurre lo mismo en el orden estratigráfico. La serie se delimita y completa, y se modifica la edad de las formaciones, especialmente la de las pudingas.

En 1882, don Lucas Mallada en su «Reconocimiento Geológico de la Provincia de Navarra» (32), da toda esa zona, incluida la de Lácora, como Eocena marina, excepto una mancha cretácica al N. de Isaba a ambas márgenes del río Belagua (como puede verse en el mapa adjunto a su trabajo).

En el mismo año 1882, don Pedro Palacios realizó un estudio sobre la Provincia de Navarra (35), que no se publicó hasta 1919.

Se aproxima bastante a las edades últimamente establecidas. En efecto, atribuye estos terrenos al Cretáceo superior, concretamente al Cenomanense, Senonense y Danés.

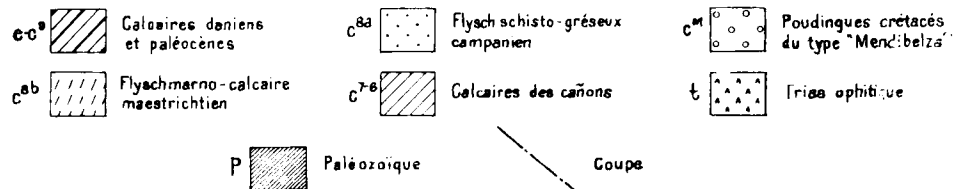
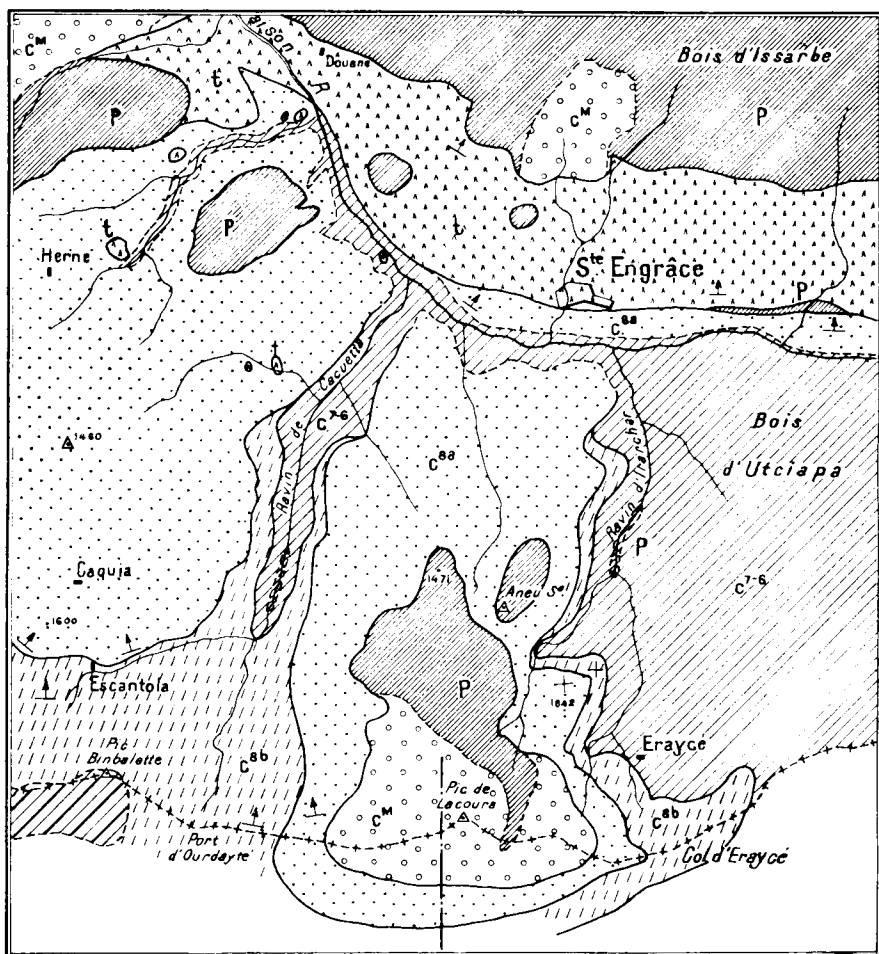
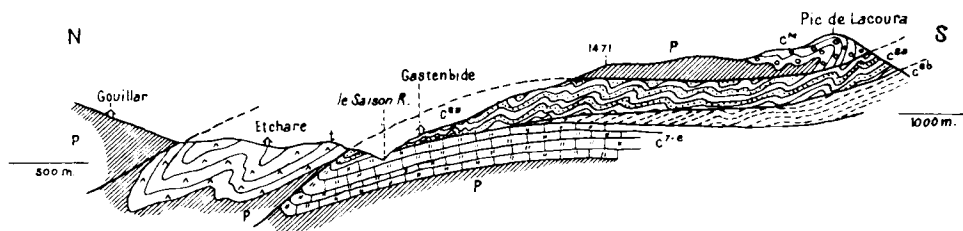
Bresson, en 1906, hace un estudio de esta zona en la Hoja de Urdós (1). para él la serie está constituida también por Cretáceo superior: caliza con Hipurites en la base, un flisch senonense con Fucoides, y en la parte alta pudingas permianas y cenomanenses.

La explicación de estas pudingas permianas superpuestas la encuentra en cabalgaduras y mantos de recubrimiento propios de esta región, descubiertos y descritos ya por Fournier, según indica Bresson en su trabajo.

En 1927, Viennot (10) hace un trabajo muy completo de los Pirineos occidentales que abarca el Lácora, con un análisis comparativo de las teorías anteriores.

La serie dada por él coincide casi toda con la de Bresson. En la base, caliza de cañón con Hipurites del Turonense superior y Santoniense, encima un Flysch esquistomargoso gris del Senonense, y después las pudingas. Aquí ya Viennot especificó más y separó —siguiendo a Fournier—, las pudingas de dos niveles: en la base, pudinga poligénica con elementos, a veces de gran tamaño, de caliza y cuarcita carboníferas, grauwaca del Devoniano inferior, esquistos silurianos, cuarzo y granito. Encima, pudinga cuarcitosa, de galletas de cuarzo muy regulares con cemento silíceo y cuarcita. La primera la atribuye al Permiano y la segunda al Triás. Junto a estas pudingas existen esquistos silurianos, parcialmente metamorfizados. Sobre ellas, especialmente en la cima de Lácora, se encuentran pequeños sinclinales de caliza brechoide cenomanense, a modo de masas o crestones incrustados. Así aparecen en el mapa y cortes que acompañan a su trabajo. (Creemos que se trata de las mismas calizas que Bresson representa en la Hoja de Urdós, aunque con diferente ubicación).

Reproducción parcial de la Carte Géologique de la région frontalière
 au Sud de Larrau et de S^{te} Engrâce par Marcel Casteras. Ech. 1:50,000
 1949



La explicación tectónica que Viennot da a esta superposición de capas más antiguas, como ya describió Bresson, es la de un manto de recubrimiento que tiene el aspecto de un pliegue acostado hacia el Sur, cuya charnela corresponde a los mantos de Heylé-Lácora.

En 1949, Casteras (4) ha estudiado esta zona y da una serie aproximadamente igual a la de sus predecesores, basado en los trabajos micropaleontológicos de Gübler. Destacamos la separación que hace en el Flysch entre calizo y margoso y la diferente edad que atribuye a la pudinga, como notas más importantes.

De su trabajo (4) y del corte y mapa que acompañan, se deduce que la serie se establece así: a) Caliza de cañón con Hipurites, Turonense superior y Santoniense. b) Flysch margo-calizo gris del Maestrichtense. c) Flysch oscuro esquisto-gresoso con Fucoides del Santonense superior y Campanense. d) Pudingas cretáceas del «tipo Mendibelza».

En esta zona ve también un manto de recubrimiento que corresponde a un vasto paquete de esquistos silurianos y calizas carboníferas, acompañados de pudingas cretáceas que cubren el Flysch de la cresta fronteriza.

Los caracteres litológicos del macizo de Igounee y de la escama de la iglesia de Santa Engracia le llevan a pensar que este manto se enraiza más bien en esta última, coincidiendo en su parecer con Viennot, y difiriendo de Bresson y Fournier.

A la pudinga de Lácora que hasta entonces todos los autores daban como Permo-triásica, Casteras le atribuye edad cretácica, y así la figura en su mapa como pudinga cretácica del «tipo Mendibelza».

Esto nos lleva a analizar primeramente la relación entre las pudingas de Lácora y Mendibelza, y en segundo lugar la evolución estratigráfica de estas formaciones.

Las pudingas, que en la zona española constituyen fundamentalmente la cima de Lácora, abarcan una extensión mayor en la parte francesa. No lejos de allí existen también hacia el N. el macizo de Igounee y hacia el NW, el de Mendibelza. En estos macizos, especialmente en el de Mendibelza, las pudingas alcanzan un desarrollo muy considerable en extensión y potencia.

Con toda seguridad se trata de formaciones íntimamente relacionadas. Las descripciones que de unas y otras hacen los diferentes autores prácticamente coinciden, hasta tal punto que en trabajos recientes (4, 27), vemos cómo se llega a esta completa identidad y aparecen figuradas las pudingas de Lácora como «pudingas tipo Mendibelza».

Todo ello justifica plenamente la atención que hemos dedicado a las pudingas de Mendibelza. Cuando se ha dicho de ellas ha afectado de una manera directa a las de Lácora. Por esto, vamos a intentar sintetizar a continuación lo más interesante de la bibliografía consultada.

Respecto a la edad, Lamare no descarta la posibilidad de existencia de pudingas permianas en el macizo de Mendibelza, es más, piensa que, existen en el borde N. de la alta cuenca de Saison, al igual que en el flanco de los picos de Mendibelza y Escaliers, pero hay que separar, a pesar de su casi identidad de aspecto, las pudingas cretáceas de la parte occidental del macizo: no difieren más que por su cemento margoso más desarrollado y a menudo friable, así como por las dimensiones medias de sus elementos.

Dentro de las pudingas cretáceas aclara que la mitad inferior debe atribuirse al Albense pero que, después de algunos movimientos tectónicos antecenomanenses, se efectuó una segunda acumulación de pudingas cenomanenses (20), que afectó un área más extensa hacia el SW.

Basándose en estudios recientes de Casteras (5), deduce que las pudingas del macizo de Igounee deben ser en su totalidad cenomanenses: lo que le lleva a admitir entonces un cambio de edad de esta formación hacia el E.-SE. (Es decir, hacia el macizo de Igounee y Lácora).

En 1954 y 1955, Llopis Lladó (26 y 27) se ha ocupado de la zona objeto de nuestro estudio, de una manera detallada. Por esto, y por ser los trabajos españoles más recientes sobre el Lácora, les dedicamos una especial atención.

En líneas generales está de acuerdo con las descripciones y teorías de los autores precedentes. Es interesante la interpretación que da a los cursos de agua de Lácora y su desagüe en vertiente francesa y la que da a unos bloques de pudingas, existentes en el camino a la borda de Juan Pito, como restos de una morrena.

La descripción que hace de las pudingas coincide casi exactamente con la dada por Viennot en su trabajo sobre la estructura de los Pirineos occidentales (1927).

Distingue dos tipos de formas tectónicas:

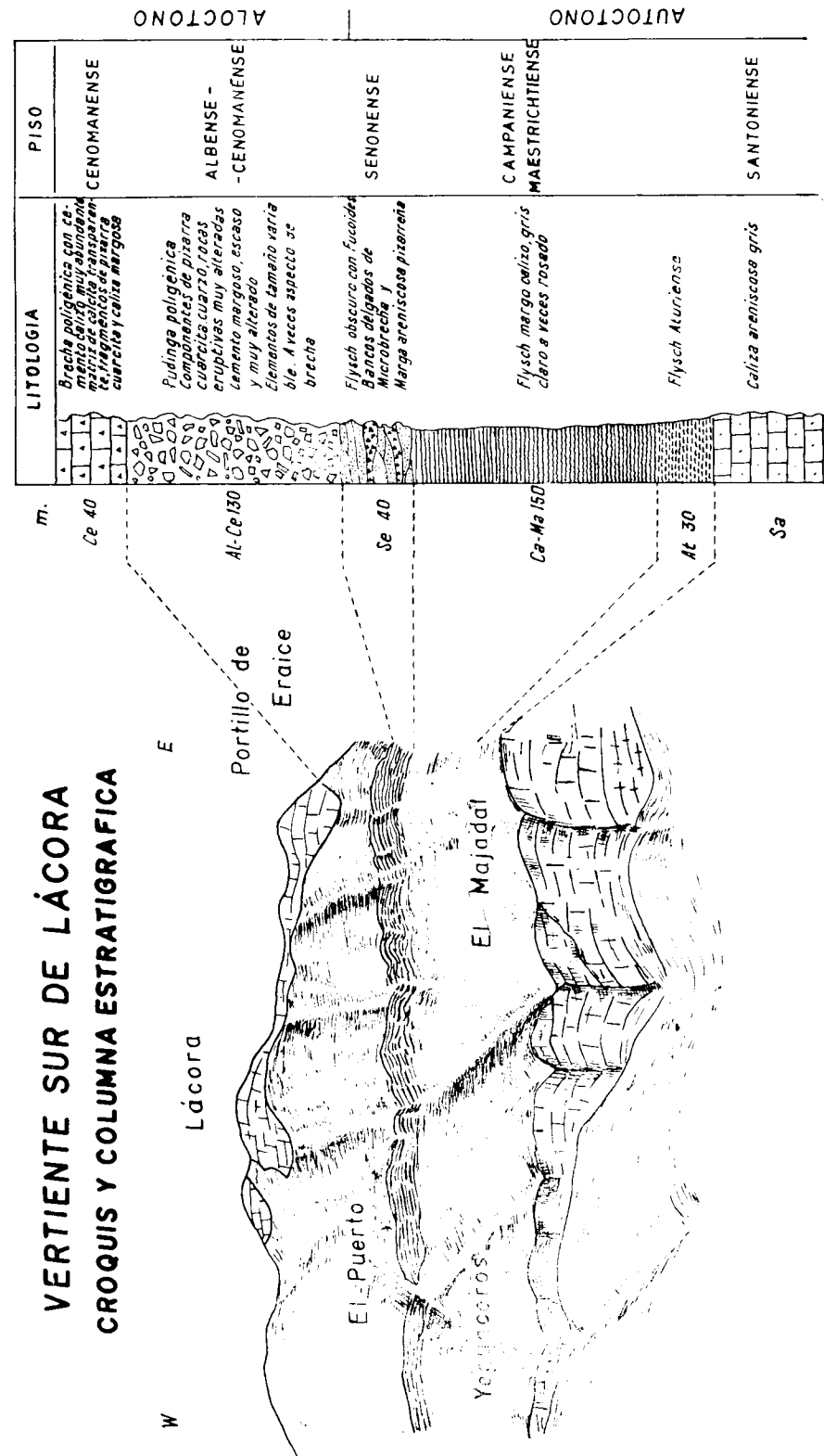
1) Formas de plegamientos, integrados en dos grandes conjuntos: Occidental, cabalgadura llamada capa de Lácora, manto paleozoico deslizado por encima de las calizas flysch del Cretáceo. Oriental, substrato de la capa de Lácora exhumado por la erosión.

2) Roturas de génesis posteriores al plegamiento.

Según Llopis, existen dos unidades tectónicas separadas (vertientes francesa y española).

La vertiente española es un conjunto de pliegues isoclinales. El principal papel lo desempeña en estos pliegues la caliza turonense; el flysch calizo campanense aparece sólo en los ejes de los sinclinales.

Apunta, como Casteras, la existencia de un hundimiento hacia el W. Las vergencias son constantemente hacia el S., lo que indica que los empujes tuvieron dirección S.-N.



Como dijimos anteriormente, da una explicación a la marcha de las aguas de la vertiente española, que desaparecen bruscamente en el contacto de las margas y las calizas.

Lo explica así: La estructura geológica favorece la emigración del agua de la vertiente española hacia Francia.

Las aguas, al llegar a las calizas de El Majadal, son absorbidas por las dolinas y, no sólo el hundimiento hacia el W., sino también la vergencia de los pliegues hacia el Sur, orientan estas aguas hacia territorio francés, siguiendo un curso subterráneo desconocido y resurgen en la fuente de Bentia y próximas.

Respecto al resto de una morrena en el camino a la Borda de Juan Pito afirma que existe un depósito de varios metros de potencia colgado a unos 50-60 metros sobre el valle, formado por arcillas grises que cementan cantos de cuarcita de hasta dos metros de diámetro y algunos de pudinga pizarrosa (pudinga de Mendibelza).

El origen de esta morrena lo encuentra en los pequeños circos del Rincón de Belagua o, quizá más probable, en la zona de Larra, por la presencia en dicha morrena de pudinga de Mendibelza, que sólo se encuentra en el pico de Lácora.

GEOLÓGIA

Los itinerarios geológicos que hemos realizado son de carácter local y se limitan a la falda S. y pico de Lácora. Las observaciones que hemos podido hacer tienen también este mismo carácter.

Para nuestro trabajo hemos hecho, en el campo, tres cortes estratigráficos, con algunas otras estaciones aisladas.

A la vista de los datos de campo y de los trabajos de Laboratorio exponemos nuestras conclusiones fundamentalmente en dos apartados: Estratigrafía y Tectónica. Acompañan también un croquis, un cuadro con la escala estratigráfica, varios cortes seriados y un mapa.

Estratigrafía

La totalidad de las muestras recogidas son rocas, más o menos duras, pero con la suficiente consistencia para habernos obligado a utilizar, en su estudio, el procedimiento de lámina transparente. En conjunto hemos examinado 35 preparaciones delgadas.

El análisis de los datos de campo, la impresión general obtenida sobre el terreno y el estudio micropaleontológico, nos han permitido correlacio-



Fot. 2.—Muestra de la pudinga de la cima de Lácora (X 1/2).



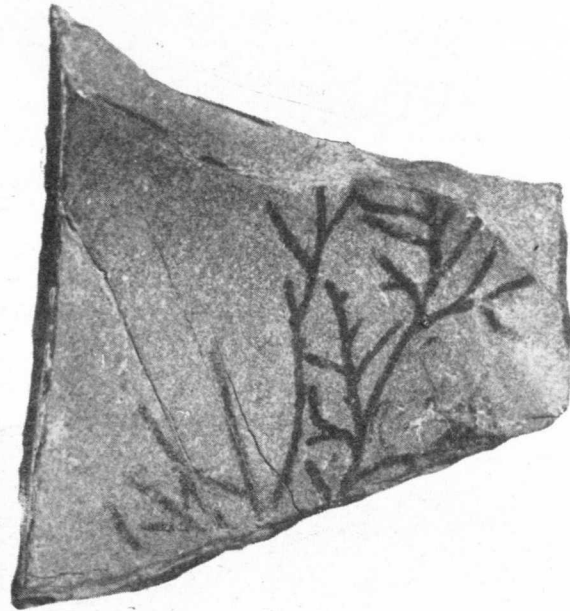
Fot. 3.—Muestra de superficie de la brecha poligénica. Resaltan los elementos englobados (X 1/2).

nar los tres cortes efectuados y sintetizar todos estos datos en un corte único que representa la serie completa de dicha zona.

En resumen, en la vertiente S. de Lácora se suceden seis formaciones:

a) En la base caliza arenisco-brechoide gris en fractura, gris-ocre en superficie, que constituye el muro de El Majadal. Esta formación, que parece desaparecer hacia el W. (perspectiva) debido al hundimiento tectónico en esa dirección, toma un gran desarrollo en extensión y potencia hacia el E., constituyendo toda la región cárstica de Larra.

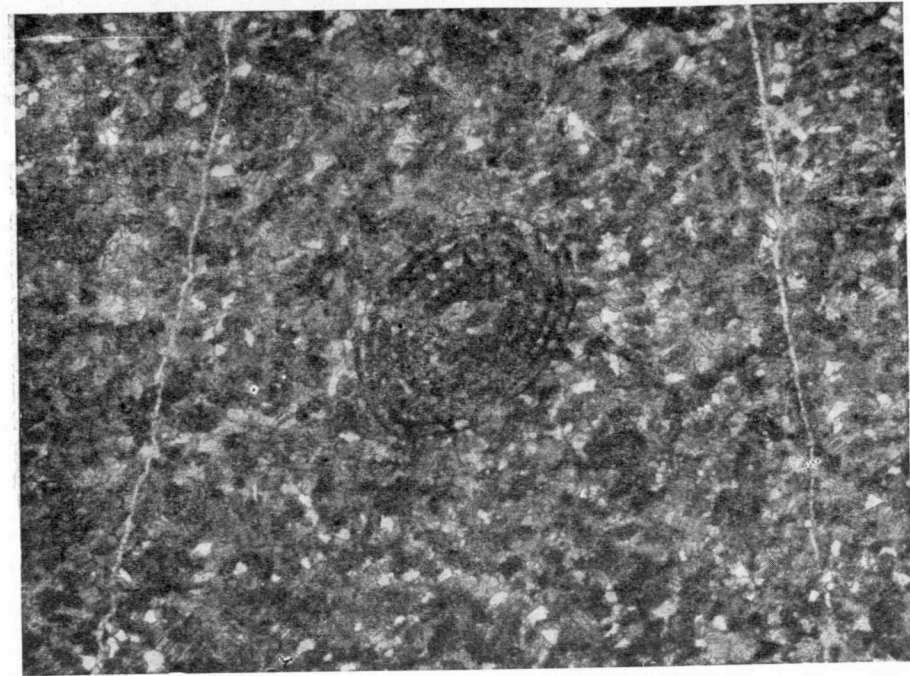
Tiene abundantes restos orgánicos, entre ellos: fragmentos de Equinodermos, Moluscos y Algas. Lacazinas, Valvulinidos, Cibícidos, Rotálidos, Nummofallotia. Es la llamada caliza de cañón por los autores franceses. (Fot. 5.)



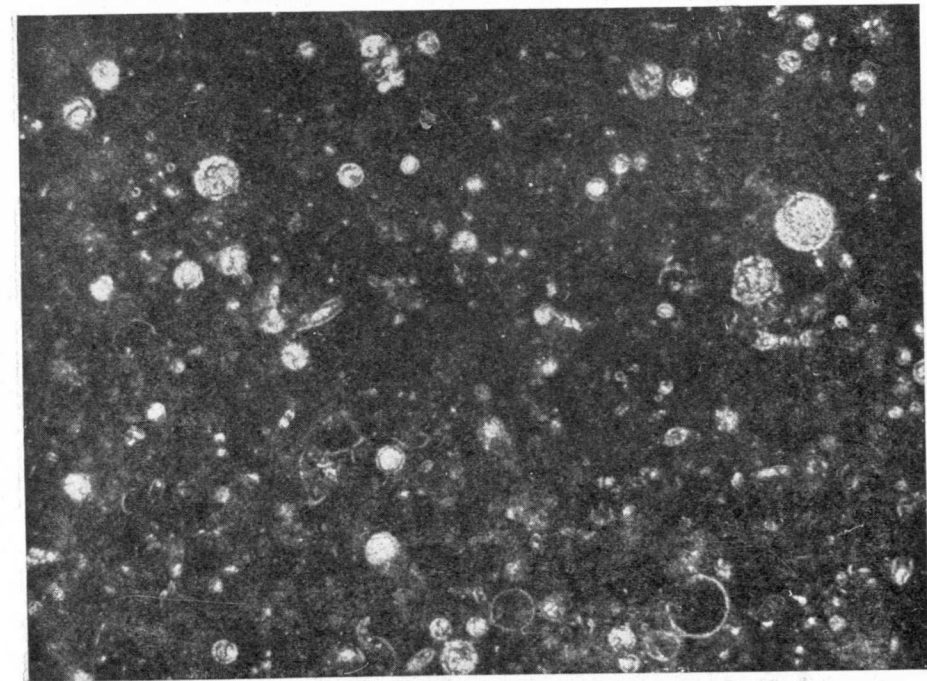
Fot. 4.—Marga pizarreña con Fucoides (X 1).

b) Margo-caliza hojosa gris en fractura, gris-pardo en superficie, con restos orgánicos, a veces mal conservados: Espículas, Radiolarios, Ostrácodos, Anomalinidos, Fissurinas, Globigerinas, Globotruncanas, Valvulinidos. (Fot. 6.)

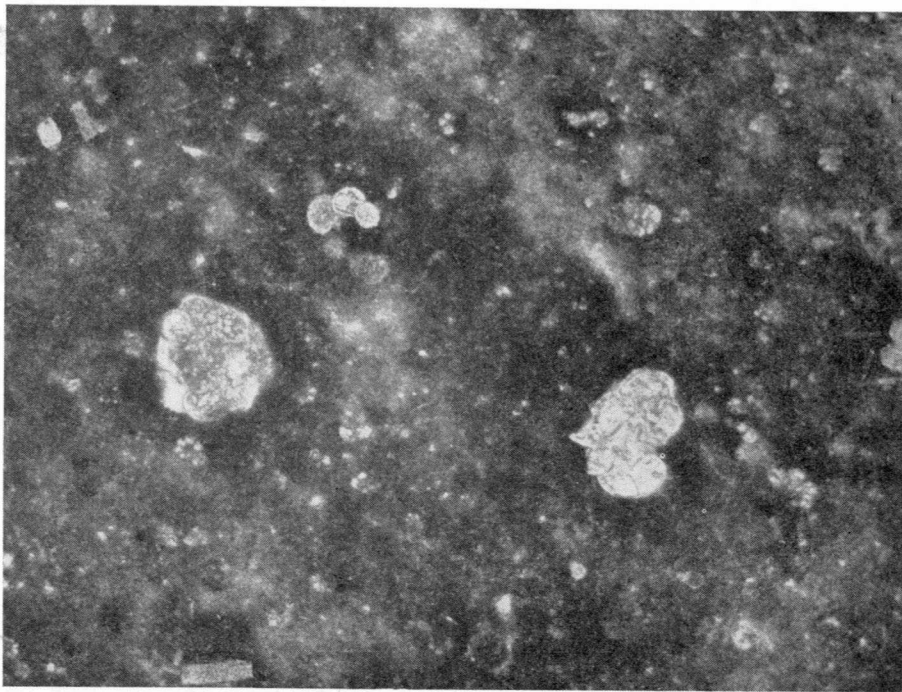
c) Marga hojosa grisácea, en fractura gris claro, a veces de color rojizo (se superpone insensiblemente a b). Contiene restos mal conservados: Globigerina planispira, Globotruncana laparenti var. coronata, Globotruncana stuarti, Gümbelina, Valvulinidos. (Fot. 7.)



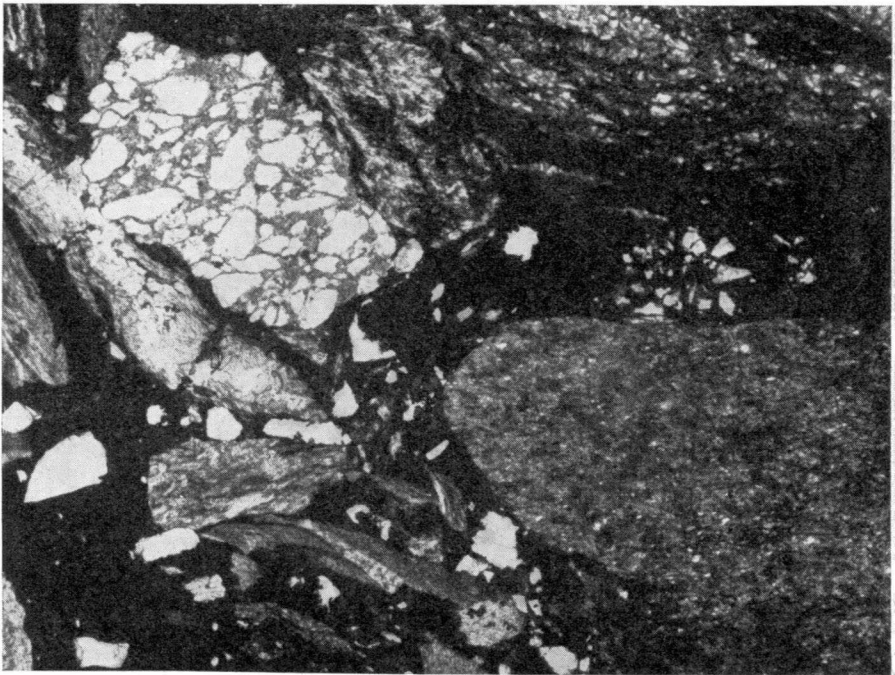
Fot. 5.—Matriz caliza de grano fino con una gran Lacazina y algunos fragmentos de Equinodermos. Santonense (X 18).



Fot. 6.—Aspecto microscópico del Flysch Aturiense con la matriz margosa finamente detritica, llena de secciones de Fissurinas (X 40).



Fot. 7.—Aspecto del Flysch Campanense-Maestrichtense con secciones de *Globigerinas* y *Globotruncanas* (X 35).



Fot. 8.—Aspecto del conglomerado de la base de la formación cretácica con elementos diversos angulosos (X 18).

La potencia aproximada del conjunto de estas formaciones *b*) y *c*) la podemos fijar en 180 m. Esta cifra puede resultar exagerada debido a los pliegues ocasionados por los fuertes movimientos tectónicos de esta zona.

d) Flysch, gris oscuro a negro, con unos 40 m. de potencia, constituido por bancos de areniscas y margas pizarreñas con *Furoides* (fot. 4), con granos de cuarzo rodado. Alternan, a veces, bancos delgados —3 a 4 cm.— de microbrecha con trozos de pizarra paleozoica y caliza cretácica y restos orgánicos, entre ellos: *Equinodermos* y *Anomalínidos*.

El aspecto revuelto que toma este nivel y las deformaciones y roturas de los componentes microscópicos, orgánicos e inorgánicos, nos llevan a pensar que ha estado sometido a fuertes acciones dinámicas. De hecho, creemos se trata de una roca milonitizada por el cabalgamiento del manto de Lácora.

e) Pudinga de tonalidades variadas, generalmente gris-pardo, constituida fundamentalmente por pizarras paleozoicas y cuarcitas, cuarzo y rocas eruptivas muy alteradas. (Fots. 2 y 8.) Aunque los cantos de cuarcita están normalmente redondeados, las angulosidades de la pizarra, a veces, le dan aspecto brechoide. El cemento es escaso y margoso, bastante alterado en superficie.

Esta pudinga es una formación bastante heterogénea, sobre todo en cuanto al tamaño de los elementos se refiere. Hay sitios en que existen verdaderos bloques, aunque lo normal son los elementos de tamaño medio y pequeño. La potencia es también variable, pudiéndose cifrar en 130 m.

En ocasiones, el cemento pasa a ser el elemento fundamental, haciéndose calizo y dando lugar a lentejones y masas que constituyen parte de la cumbre. (Fot. 1.) Recordemos que estos lentejones llegan a figurarlos, Bresson y Viennot, como caliza cenomanense.

El paso de las pudingas a la brecha poligénica de la cumbre, que describimos a continuación, se hace de una forma progresiva variando la proporción de los elementos, así como su tamaño relativo, y aumentando la cantidad del cemento. De hecho ambas formaciones pueden considerarse como una sola, la de las pudingas, con variaciones locales.

Tenemos entonces:

f) Brecha poligénica con cemento calizo muy abundante, gris en fractura, ocre-pardo en superficie, y que forma, como hemos dicho, lentejones y pequeños sinclinales como pudimos observar en el campo. Allí la brecha poligénica, en pequeño sinclinal, queda aprisionada por el conglomerado. La mayor solubilidad del cemento hace que, al ir desapareciendo éste, resalten los elementos englobados, originando una superficie áspera y moteada. (Fotografía 3.)

Al microscopio la matriz es de calcita transparente con trozos de pizarra

y cuarcita paleozoicas y caliza margosa secundaria. Contiene restos orgánicos abundantes, en general mal conservados, entre ellos: fragmentos de Lamelibranquios-Rudistos, Exogiras, fragmentos de Equinodermos y Algas, pequeños Gasterópodos, Briozoos, Esponjas, Corallitos, Miliólidos, Dicyclinas, Ophthalmídeos, Nummofallotia, ¿Rotálidos? y un trozo de Orbitella media. (Fot. 9.)



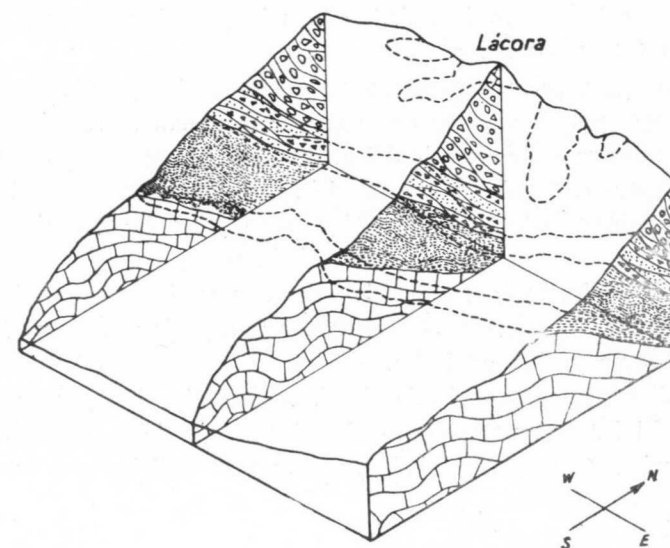
Fot. 9.—Aspecto de un nivel fosilífero del conglomerado con un fragmento rodado de un Orbitoides (¿Orbitella media?) (X 35).

En los antecedentes hemos visto las edades que los diferentes autores atribuyen a estos tramos. Nosotros, de las asociaciones encontradas en nuestras muestras y basados en estudios micropaleontológicos realizados por investigadores franceses cuyos resultados están condensados en las conclusiones del «Congrès des Sociétés Savantes» de 1959 (8), damos como posibles las edades siguientes: a) Caliza arenoso-brechoide de base, Santonense. b) Margocaliza hojosa de facies «Flysch Aturiense», Campanense. c) Marga hojosa, Campanense-Mastrichtense. d) Flysch de arenisca y marga pizarrea con Fucoides, probable Santonense. e) Pudinga «tipo Mendibelza». Aunque no hemos encontrado restos fósiles en ella, creemos, por caracteres litológicos, que se trata de este tipo de formación de edad Albense-Cenomanense. f) Bre-

cha poligénica con cemento calizo muy abundante, descrita ya por Viennot, Cenomanense.

En los niveles de tránsito de la pudinga a la brecha poligénica de la cumbre hemos encontrado una Orbitolina —siendo éstos los primeros restos marinos que aparecen entre los fragmentos de las pudingas o brechas de la base del Cretáceo (Albense-Cenom. inf.)— que parece confirmar la edad cenomanense de estas formaciones.

Encima de este nivel con Orbitolina vemos la brecha poligénica, rica en restos orgánicos semilitorales: Moluscos, Equinodermos, Coralarios, Milió-



lidos..., cuyo conjunto no es en sí característico, pero creemos debe situarse en el Cenomanense.

Esta brecha poligénica puede considerarse, como ya dijimos, una variación local de la pudinga y, en consecuencia, a esta última debe atribuírsele edad cenomanense, igual que a la anterior.

Sin embargo, en una lámina (fot. 9) tenemos una sección de un Foraminífero grande que clasificamos como Orbitella media, la cual sí es exclusiva del Maastrichtense.

Si este último dato fuese cierto, la brecha poligénica sería igualmente Maastrichtense, lo cual complicaría extraordinariamente la estratigrafía, y nos obligaría a buscar una explicación tectónica demasiado complicada.

En la parte oriental hemos encontrado unos afloramientos de pizarras que, estudiadas al microscopio, han resultado ser paleozoicas. Sin duda alguna se

trata de la escama paleozoica del manto de Lácora que apenas asoma en la vertiente española.

T E C T Ó N I C A

Poco podemos decir realmente de tectónica, pero no ha de extrañar, pues ya queda dicho anteriormente que nuestros itinerarios geológicos han tenido un carácter local, que la mala visibilidad nos ha impedido observar las estructuras a distancia y que la falda S. de Lácora constituye el límite meridional de formaciones que alcanzan su pleno desarrollo en Francia, al otro lado de la frontera. A esto hemos de unir también la poca luz que nos ha dado el examen de la fotografía aérea.

En términos generales, estamos completamente de acuerdo con las teorías de Casteras, que por otra parte resuelven de una manera satisfactoria las inversiones en nuestra serie estratigráfica. Además, concretamente el Flysch *d*), con sus elementos triturados y deformados, nos lleva a pensar en las acciones dinámicas (cabalgamientos) con que Casteras explica la tectónica de aquella zona.

Las teorías de Lotze (22) sobre los Klippen autóctonos son bastante sugestivas; sin embargo, nosotros mostramos una mayor conformidad con las de Casteras, como ya hemos dicho.

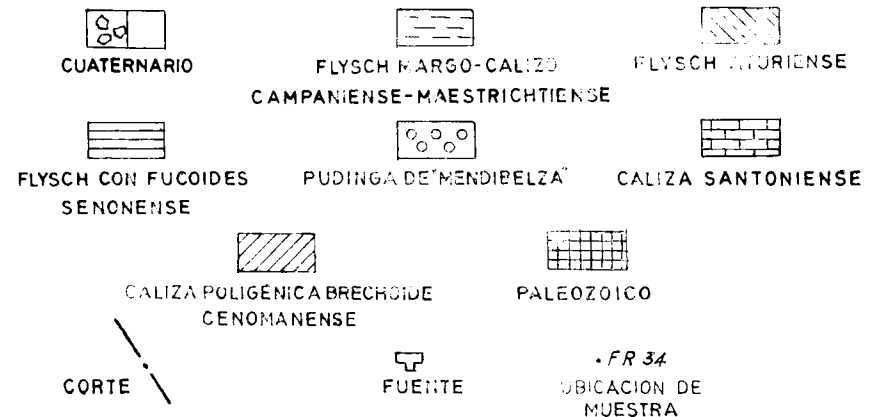
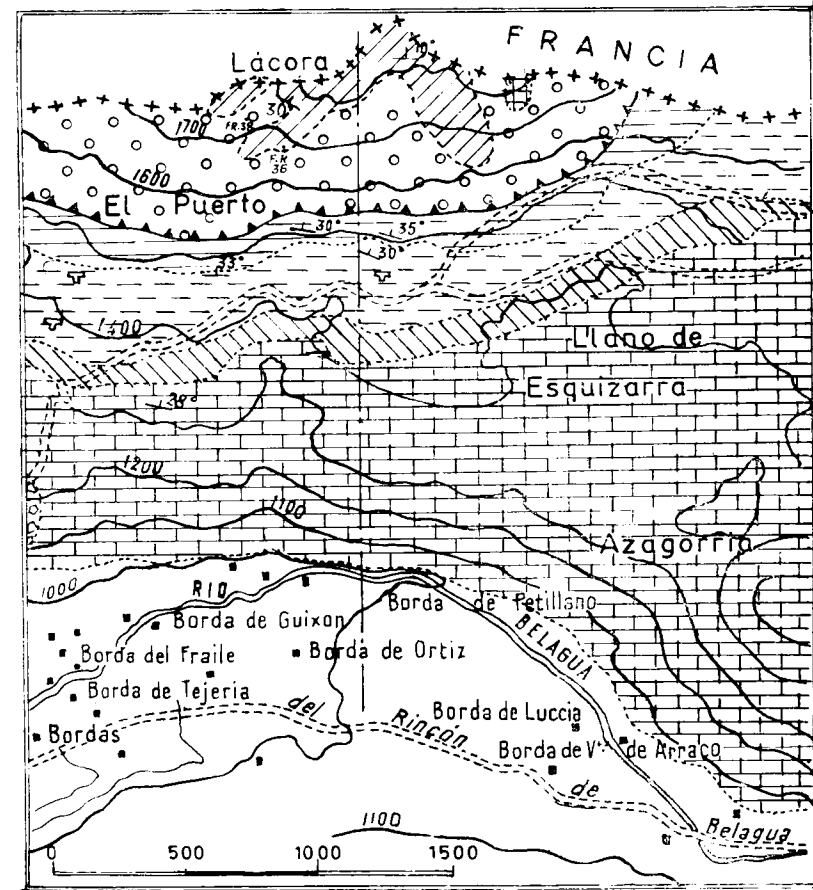
Este hundimiento general hacia el W. es fácil de observar en la zona de El Majadal, El Puerto y también en los desmontes de la carretera en construcción. Igualmente queda reflejado en los cortes seriados que anteriormente añadimos.

* * *

Expresemos nuestro agradecimiento al Director del Instituto Geológico señor Almela Samper, por las facilidades que nos dio para poder utilizar los Laboratorios; al Profesor Ríos García, Director del Campamento de Geología, que nos estimuló en todo momento y nos cedió amablemente sus mapas y libreta de campo, y al Dr. Saavedra García, con cuya ayuda contamos en el estudio micropaleontológico.

Justo es, también, recordar las simpáticas y provechosas horas vividas en el VII Campamento de Geología. El escenario fue grandioso y la camaradería reinó en el transcurso de todas las jornadas geológicas.

MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA ESPAÑOLA DE LÁCORA



VERTIENTE SUR DE LÁCORA

	Litología	Fosiles	Piso
A L O C T O N O	Caliza brechoide poligeni- ca, matriz de caliza trans- parente, fragmentos de pi- zarra, cuarcita y caliza mar- gosa secundaria.	Fragmentos de Lamelibranquios (Radiatos, Exogyras) de Equinodermos y de Melobesias, pequeños Gasteropodos, Bryozoa, Esponjas, Coralarios, Milneolidos, Bivalvos, Camelinos, Mo- lidos? Vidalina, un trozo de Orbitolamedia, Orbitolina. En general, mal conservados.	CENOMANENSE
	Pudinga poligénica. Comp- nentes de pizarra, cuarcita, cuarzo, rocas eruptivas muy alteradas. Cemento margoso escaso y muy alterado. Elementos de tamaño varia- ble. A veces aspecto de brecha.	No hallados	ALCENSE - -CENOMANENSE
A U T O C T O N O	Bancos delgados de: Microbrecha con fragmentos de pizarra paleozoica y ca- liza cretácica. Marga areniscosa pizarre- ña con granos de cuarzo ro- dado	Equinodermos y Anomalinidos Fiscurinas y Espiculas. Fucoides	SENONENSE
	Marga hojosa, gris claro a veces rosada	Globigerina planispira, Globigerina glo- bigerinoides, Globotruncana laparenti- var coronata? Globotruncana stuarti, Globotruncana calcarata, Gumbelinas, Pseudotextularia?, Valvulinidos, Schac- koina	CAMPANIENSE MAESTRICHTIENSE
	Marga hojosa, gris claro	Espiculas, Radiolarios, Ostrácodos, Ano- malinidos, Valvulinidos, Globigerinas, Glo- botruncana laparenti, laparenti, Globo- truncana laparenti, Trifarina, Stomio- sphaeras, Pithonella ovalis	FLYSCH ATURIENSE
	Caliza areniscosa gris	Fragmentos de Equinodermos, Moluscos y Algas, Lacazinas, Valvulinidos, Cibicides Rotálidos, Nummofallosia cretácica	SANTONIENSE

ESTUDIO MICROPALFONTOLOGICO

CENOMANENSE

LÁMINAS I A III

En general estas muestras son pobres en restos, pero nunca faltan. Los que abundan más son los Lamelibranquios y Equinodermos. Es de hacer notar la presencia de la Prealveolina y Orbitolinas que parecen definir este tramo como Cenomanense, en ambiente epicontinental nerítico.

SANTONENSE

LÁMINAS IV A VII

La edad santonense de esta formación está determinada por la presencia simultánea de Siderolites vidali, Lacazinas y las no muy escasas Nummofallosias, descritas siempre en los episodios neríticos del flysch de esta edad.

FLYSCH ATURIENSE

LÁMINA VII

Aunque parece que presentamos pocos restos, las muestras eran muy ricas en ellos, especialmente las Stomiosphaeras y Pithonellas. Precisamente esta profusión de «fiscurinas» es característica de la facies Aturiense que se presenta en el Campanense y Maestrichtense inferior.

CAMPANENSE MAESTRICHTENSE

LÁMINAS IX Y X

De las varias microfauas del flysch Senonense ésta es la más moderna, con frecuentes Globotruncanas, Globigerinas y Gumbelinas, y en otros puntos del Pirineo va seguida inmediatamente por la caliza mankin de atribución unánime al Maestrichtense superior.

LÁMINA I.

1 y 2, Orbitella media; 3 y 5, Valvulinidos; 6 y 7, Valvulinidos?; 8, Lituólido; 9, Valvulinido; 10 y 11, Lituólidos?; 12, Lituólido; 13, ?; 14, Orbitolina (dibujo esquemático) × 10; 15, Prealveolina; 16, Orbitolina × 40.

LÁMINA II.

1 a 10, Filiólidos (cuatro especies al menos); 11, ¿Briozoos?; 12 a 14, Algas solenoporáceas.

LÁMINA III.

1 a 3, Lamelibranquios (¿Exogyras?); 4 a 6, Lamelibranquios; 7 y 8, Briozoos; 9, Melobesia; 10, Fragmentos de Equinodermos; 11, Radiola.

LÁMINA IV.

1 a 6 Miliólidos (Idalina); 7, Miliólido (¿Miliola?); 8, Miliólido (¿Sigmoilina?); 9 a 13, Miliólidos; 14, ?; 15 a 19, Miliólidos.

LÁMINA V.

1 a 5, Miliólidos (Lacazina elongata); 4 y 5, Cortes de la cámara embrionaria. (2 y 3 × 30.)

LÁMINA VI.

1 a 3, Ophthalminidos; 4 a 6 y 8 a 13, Rotálidos; 7, 14 a 16, ¿Globorotálidos?; 18, Lituólido; 19, ?; 20 y 21, Valvulinidos; 22, Lituólido.

LÁMINA VIII.

1 a 5, Nummafallotia; 6, ¿Rotálido?; 7, Esquirra de Lamelibranquio; 8, ?; 9 y 10, Melobesias; 11, Ostrácodo; 12, ?; 13, ¿Esponja?; 14, Pequeño Lamelibranquio; 15 y 16, Placas de Equinodermos; 17 a 22, Briozoos.

LÁMINA VIII.

1 y 2, Globotruncana lapparenti lapparenti; 3, Rotalipora; 4, Globotruncana globigerinoídes; 5, Thalmanninella; 6 y 7, Globotruncanas rugosas; 8, ¿Polimorphinido?; 9, ?; 10, Trifarina; 11, Cibicides; 12 a 14, Fragmentos de Moluscos; 15, Ostrácodo; 16 a 18, ?; 19, Pithonellas; 20, Stomiospheras.

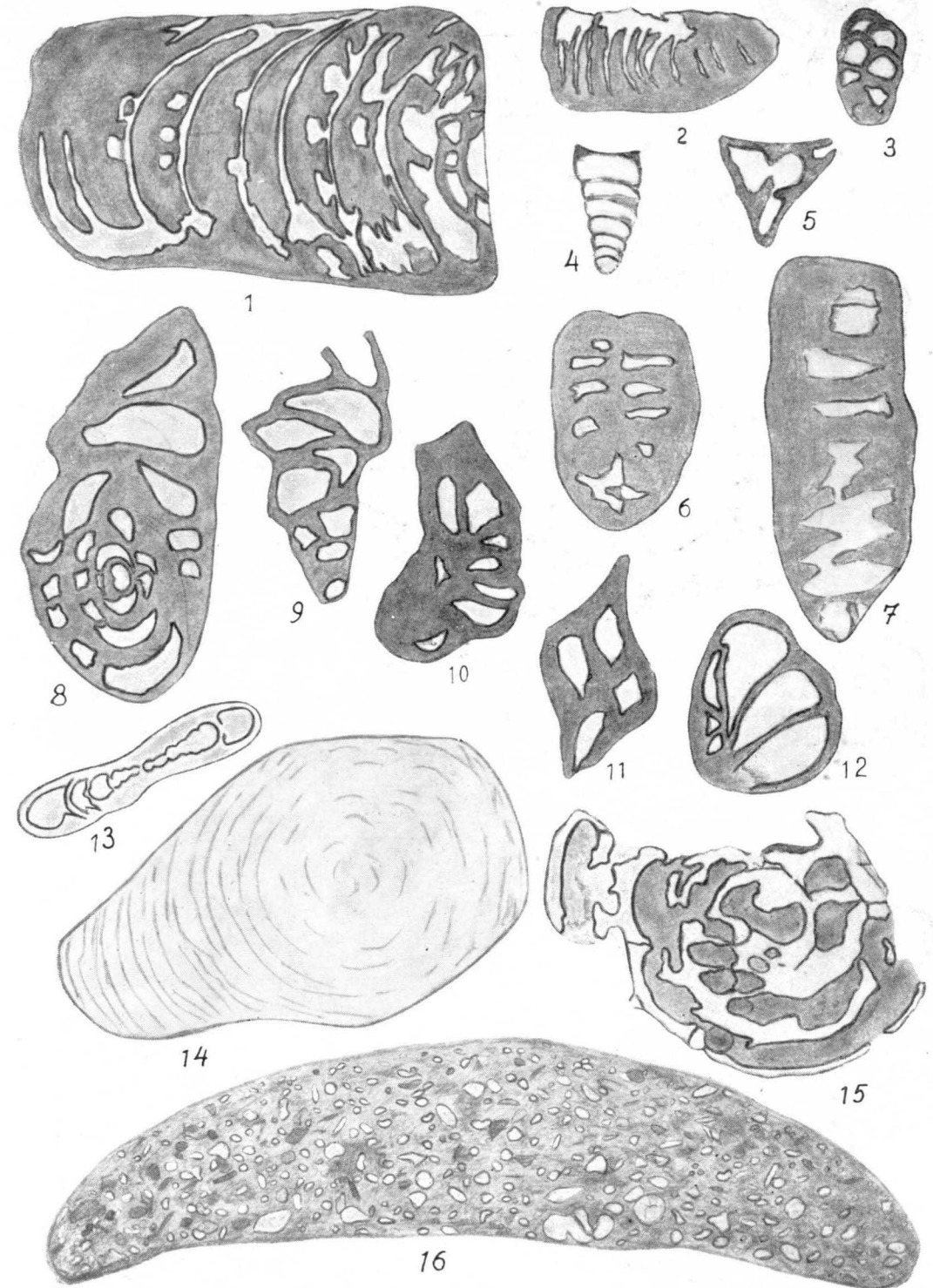
LÁMINA IX.

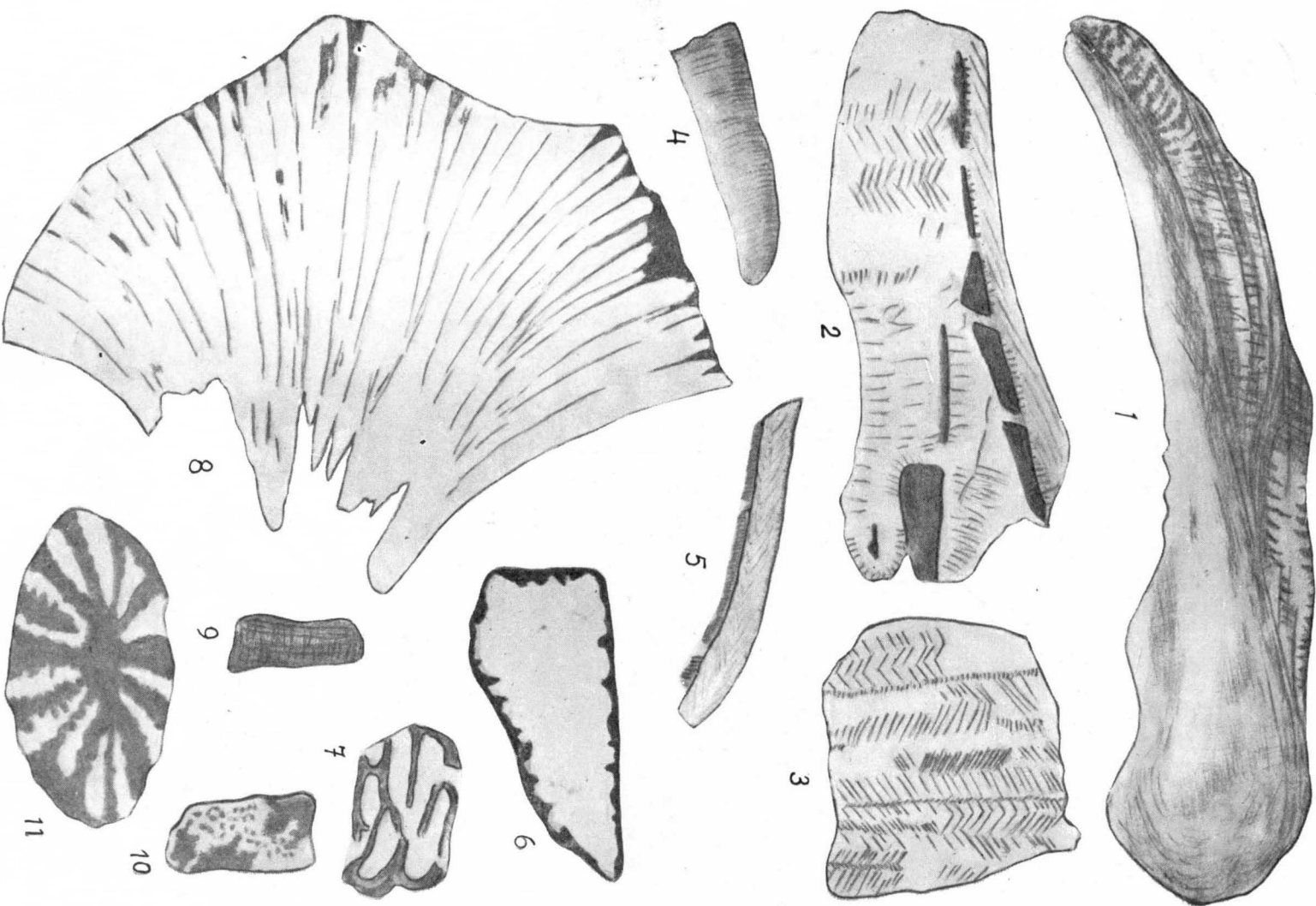
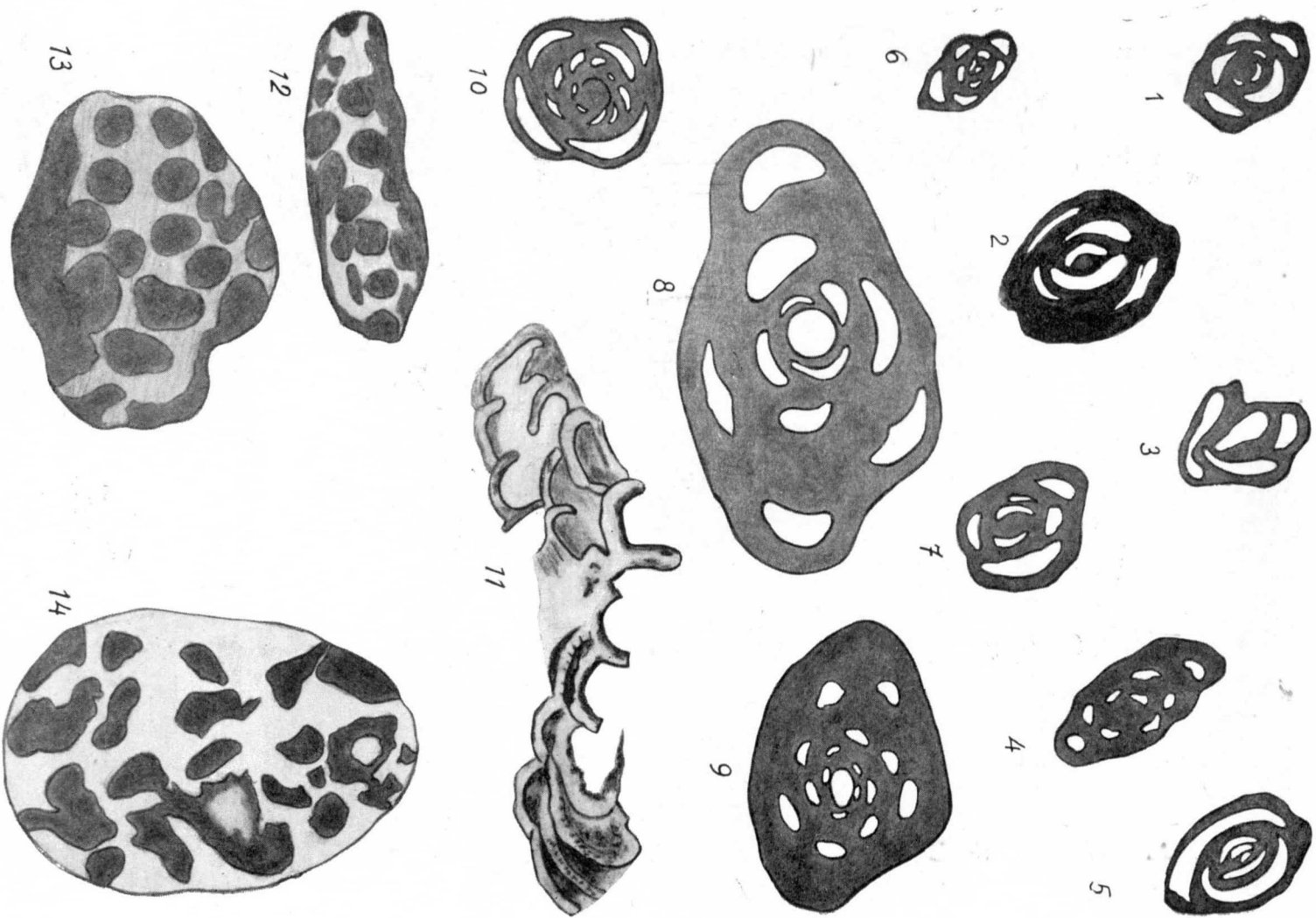
1 a 3, Globotruncana stuarti; 4 a 9, Globotruncana lapparenti tricarinata; 10, 11 y 13, Globotruncana lapparenti coronata; 12, Globotruncana sp.; 14 a 15, Rotalipora; 16 a 30, Clogerinas.

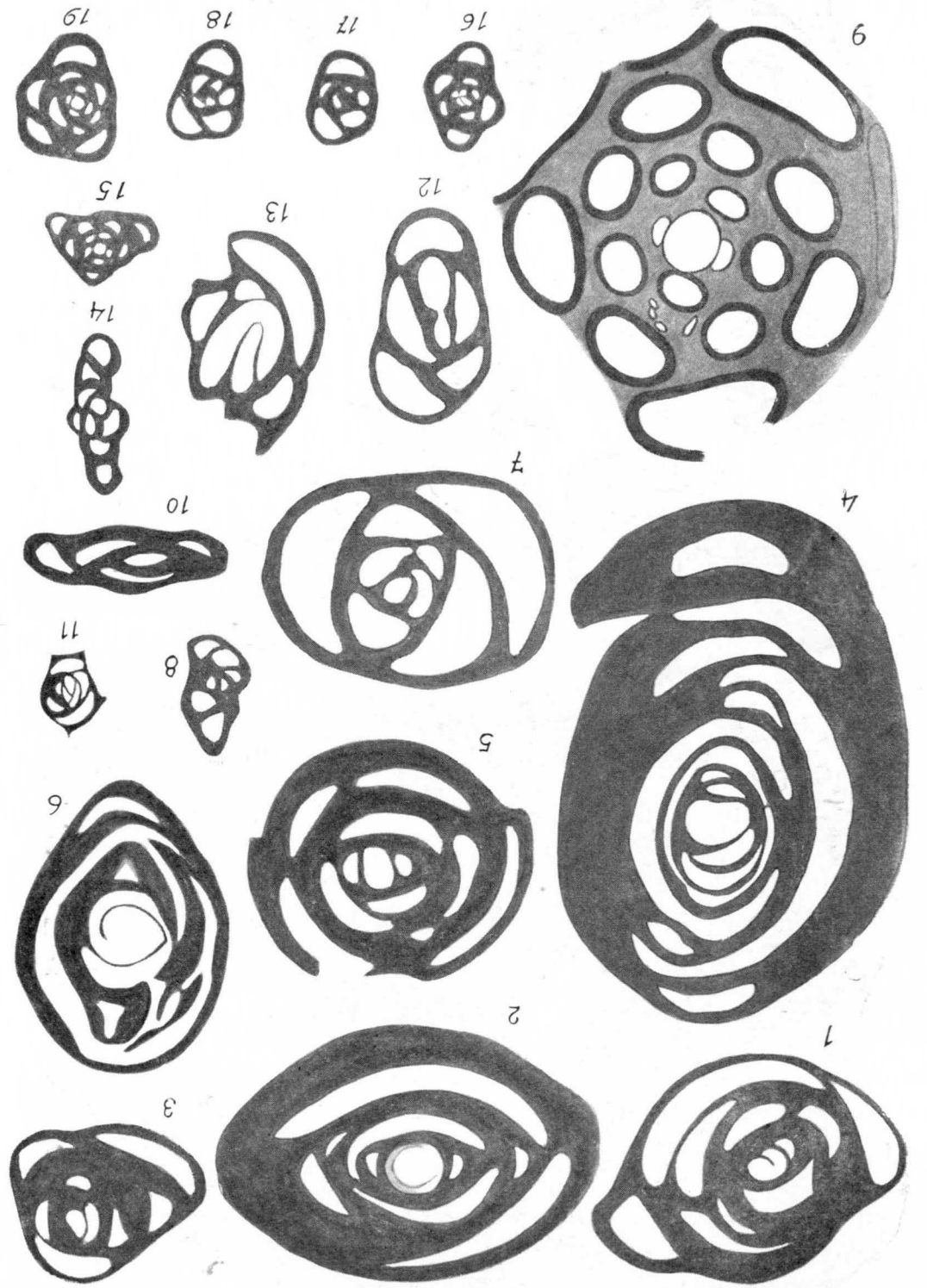
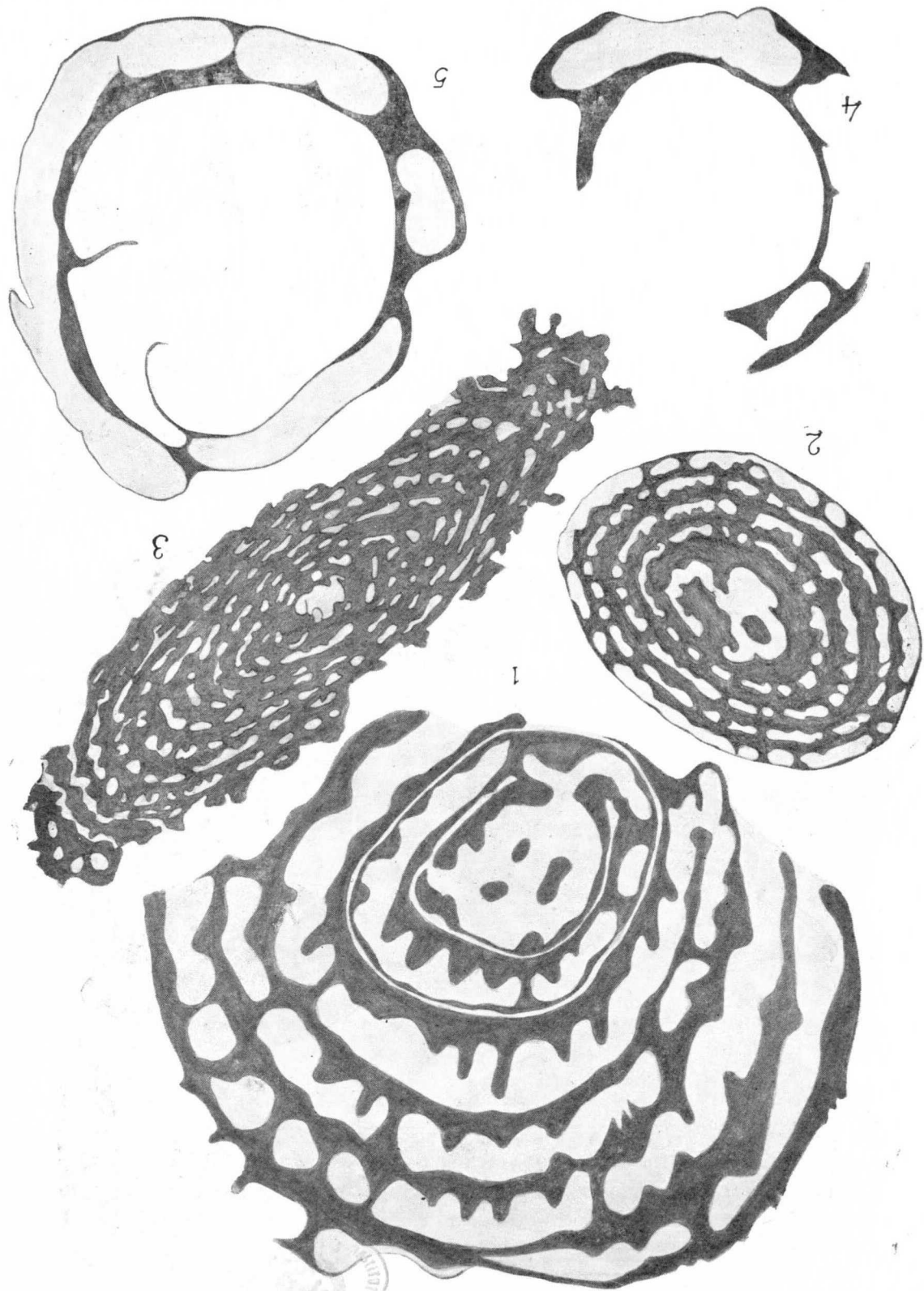
LÁMINA X.

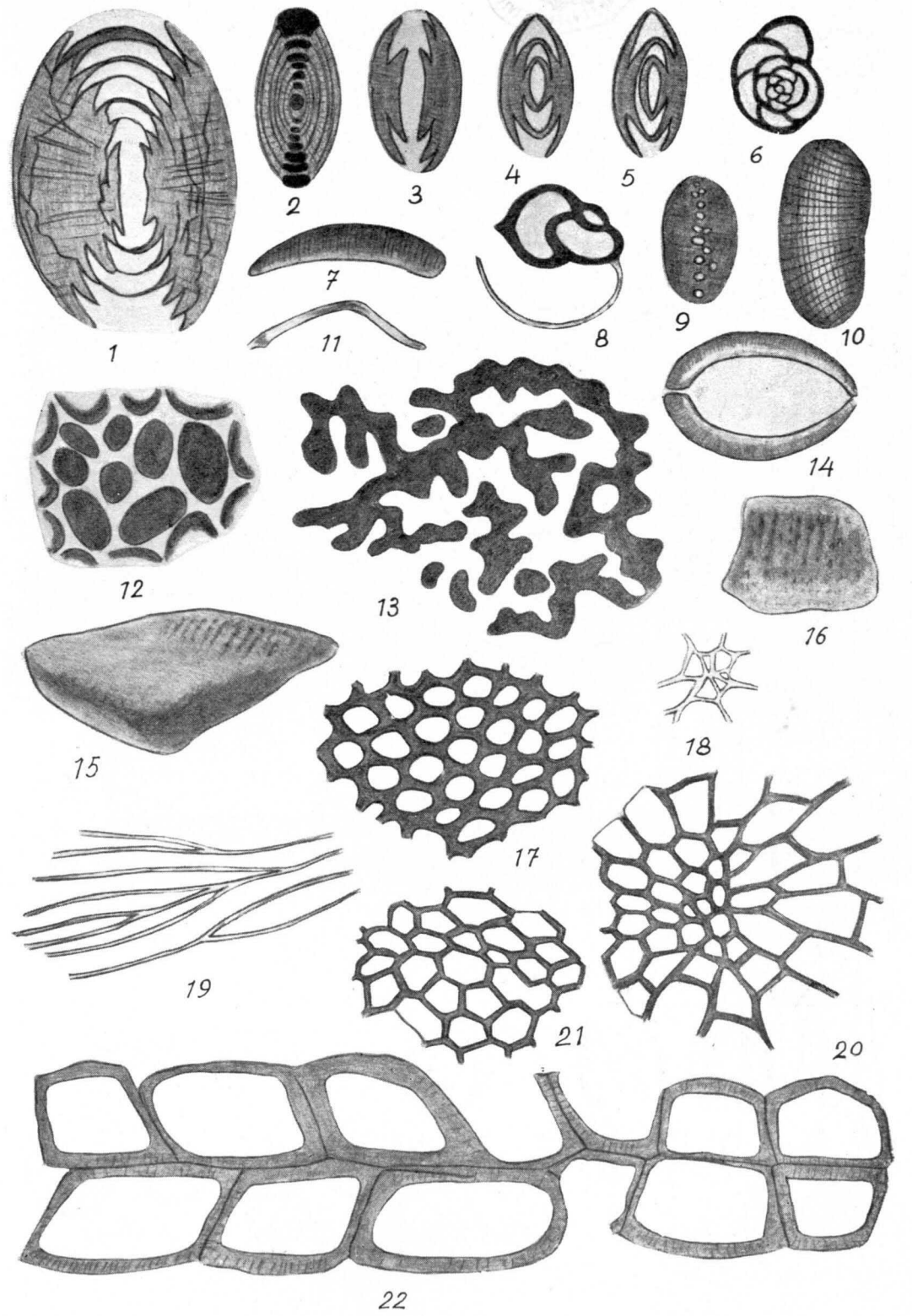
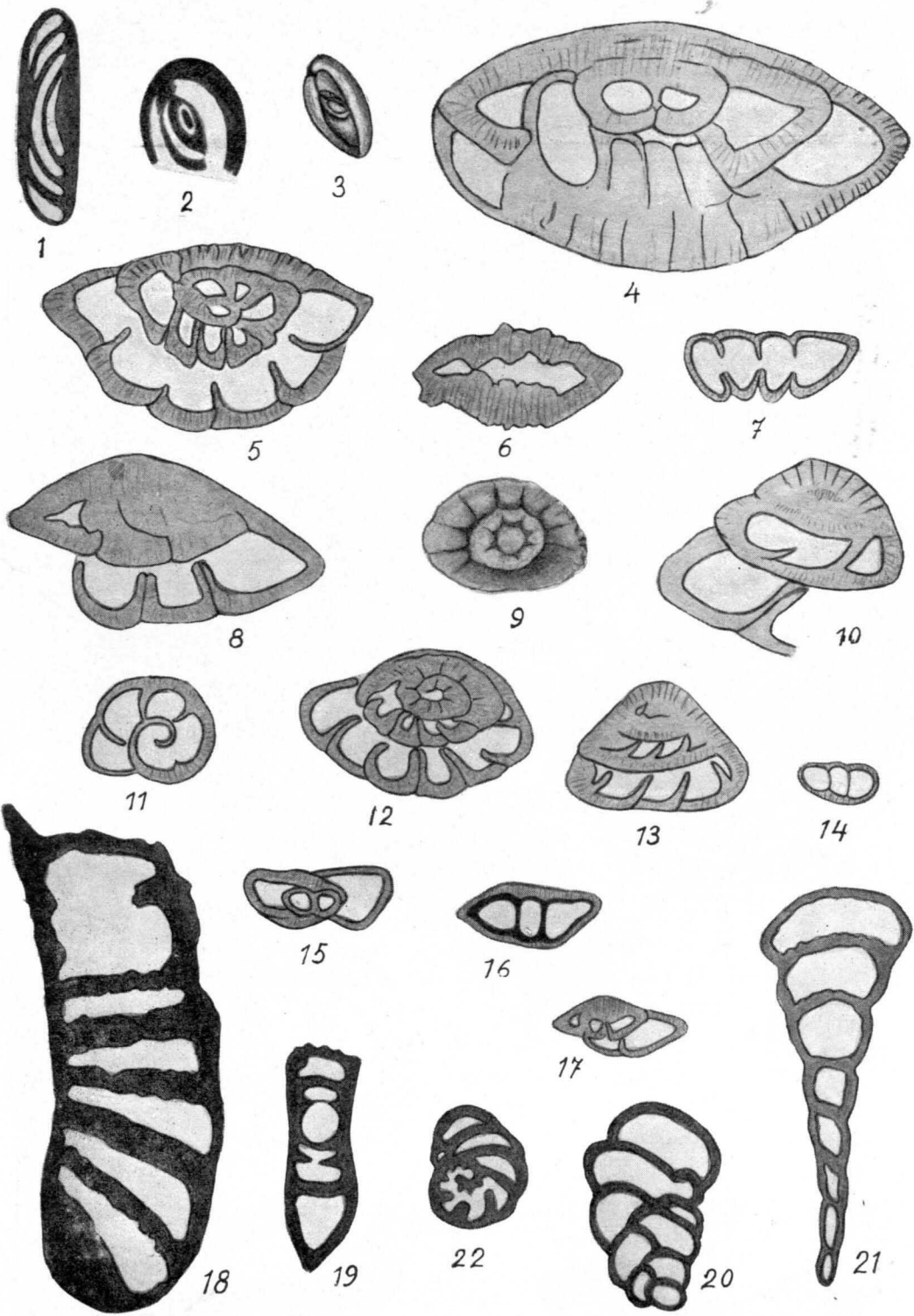
1 a 7, Gumbelina striata; 8, Gumbelina; 9, ¿Cibicides?; 10, Ventilabrella; 11, Lagénido o Gumbelina?; 12, Gyroidina; 13 y 14, ?; 15 y 16, Polimorphinidos; 17, Schackoina; 18, Espícula; 19 y 20, Valvulinidos; 21 y 23, Ostrácodos; 24 y 25, Esquirras de Moluscos; 26, Esquirra de Equinodermo.

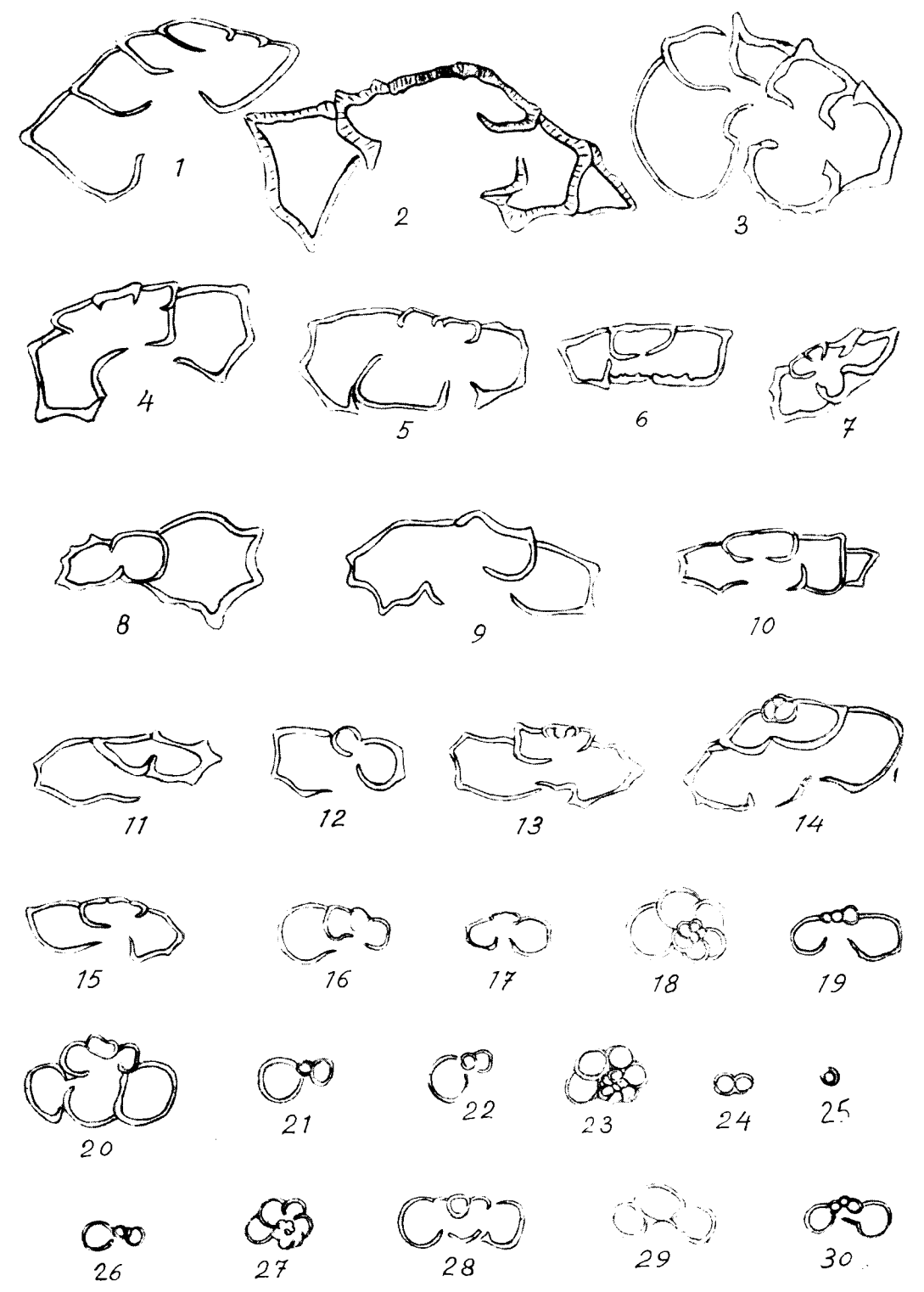
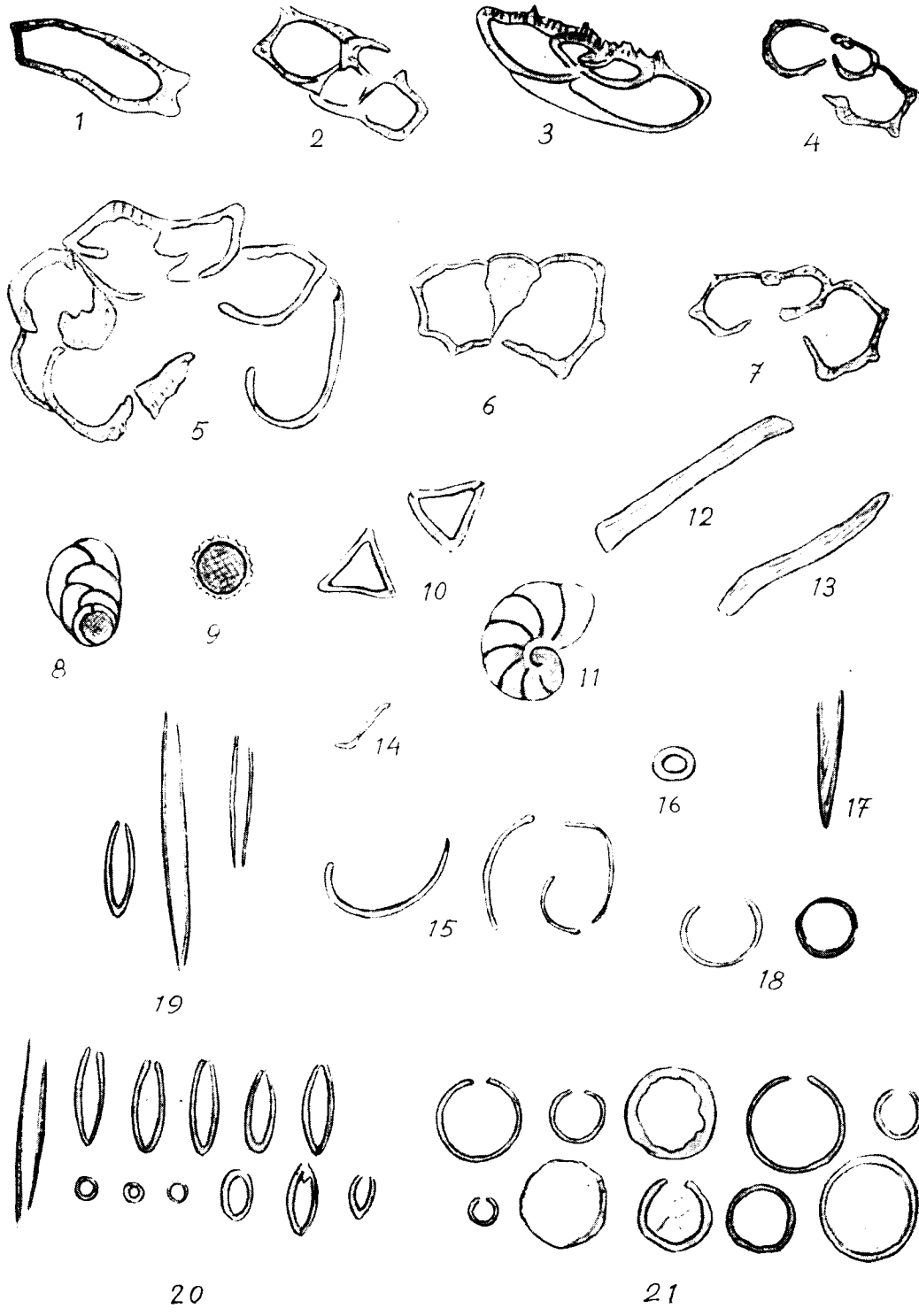
NOTA.—Todos × 100, salvo los que marcan otro aumento.

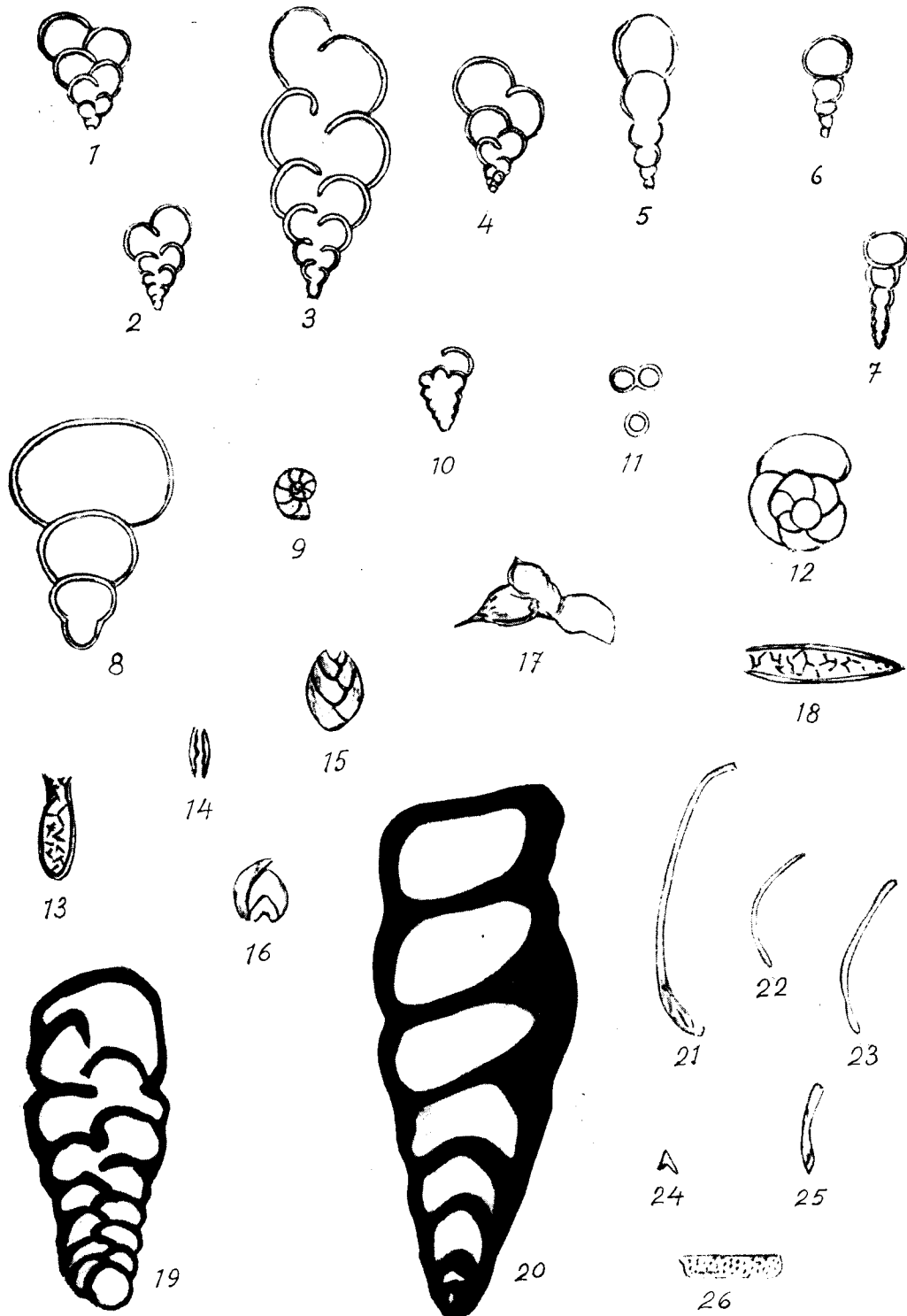












BIBLIOGRAFÍA GENERAL

- (1) BRESSON, A.: *Feuille d'Urdos*. «*Bol. Cart. Geol. Fr.*», t. XVI, núm. 110, páginas 107-114, 2 figs., 1906.
- (2) CASTERAS, M.: *Sur la structure de la partie orientale des Pyrénées basques*. «*C. R. A. Sc.*», t. CCXVI, págs. 572-574. Paris, 1943.
- (3) — — *Remarques sur la structure des Pyrénées occidentales entre les vallées d'Ossau et de la Nive. Révisions des Feuilles de Mauleón et d'Urdos au 1/80.000*. «*Bull. Carte Geol. Fr.*», t. XLIV, núm. 212, págs. 291-307, 1943.
- (4) — — *Observations sur la structure du revêtement crétacé et nummulitique de la zone axiale au Sud du Larrau et de Ste. Engrase (Basses Pyrénées)*. «*Ann. Hebert et Hang*», t. II. Paris, 1949.
- (5) — — *Sur la constitution du socle et de la couverture détritique du massif d'Igonce*. «*C. R. S. S. G. F.*», séance du 21 décembre 1953, págs. 332-337.
- (6) CAREZ, L.: *Sur les grand charriages pyrénées*. *Ibid.*, págs. 390-391, 1903.
- (7) — — *Résumé de la Géologie des Pyrénées françaises*. «*Mem. Soc. Géol. Fr.*», 4.º sér., t. II, Mém. núm. 7, 1912.
- (8) CONGRÉS DE SOCIÉTÉS SAVANTES: *Les Foraminifères et le Crétacé Supérieur Français. Mise au point et données nouvelles*, 1959.
- (9) FOURNIER, E.: *Etudes géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive*. «*Bull. Soc. Géol. Fr.*», (4), t. V, páginas 699-723, 16 figs., 1905.
- (10) — — *Etude sur les Pyrénées Basques (Basses Pyrénées, Navarra et Guipúzcoa)*. «*Bull. Cart. Géol. Fr.*», t. XVIII, núm. 121, págs. 491-548, 33 figs., 1908.
- (11) — — *Sur la tectonique de la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées*. «*Bull. Soc. Géol. Fr.*» (4), t. X, págs. 88-99, 6 figs., Paris, 1910.
- (12) GÜBLER, Y.: *Sur la Stratigraphie du Flysch au Sud de Pau (Basses Pyrénées)*. «*Ext. Bull. Soc. Géol. Fr.*», 5.º sér., t. XVI, 1946, págs. 401-422, 1 cuadro.
- (13) — — *Observations sur les variations de faciès du crétacé supérieur en rapport avec les Jeux du Socle des massifs primaires du Pays Basque (Aludes, Mendibelza)*. «*Ass. Fr. Tech. d. Petrole. Meeting geol. de Pau*», 1947, págs. 83-92, 1 cuadro, 1 lám., 1947.
- (14) GÜBLER, Y.; CASTERAS, M.; CRY, R., y LAMARE, P.: *Sur l'âge des poudingues dits de Mendibelza dans le bassin du Lauribar au S. E. de Mendive (Basses Pyrénées)*. «*C. R. S. de la S. G. de F.*», séance du 15 décembre 1947.
- (15) LAMARE, P.: *Sur l'âge des poudingues dits de Mendibelza dans la haute vallée de la Nive et le massif de l'Errocaté*. «*C. R. As. Soc.*», t. 221, séance du 29 oct. 1945, págs. 509-510.
- (16) — — *Sur la tectonique de la partie occidentale du massif de Mendibelza, et les relations structurales de ce massif avec celui des Aldudes*. «*C. R. Ac. Sc.*», t. 221, séance du 12 décembre 1945, págs. 585-586.
- (17) — — *Les formations détritiques crétacées du massif de Mendibelza*. «*Bull. S. G. de F.*», 5.º sér., t. XVI, 1946.
- (18) — — *Sur le passage latéral des faciès détritiques grossiers du Crétacé du Massif de Mendibelza aux faciès schisto-gréseux classiques de l'Albien des Pyrénées*. «*R. R. Ac. Sc.*», t. 226, séance du 23 février 1948, t. 226.
- (19) — — *Quelques remarques au sujet de la note de M. Jean Magné, intitulée «Nouvelles*

- observations relatives a l'age des poudingues du pic d'Errocaté*. «C. R. somm. S. G. F.», séance du 21 juin 1948, págs. 254-255.
- (20) — — *Présentation de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port de la Carte Géologique de la France au 1/80.000^e* (2e. édition, 1953) avec remarques sur la structure de son territoire et de ses abords. Actes du II^e Congrès International d'Etudes Pyrénéennes. Luchon Pau, 1954 (t. 2. sec. 1).
- (21) — — *Excursion géologique du 13 avril au 16 avril 1961. Saint-Jean-Pied-de-Port, Pays Basque, Pyrénées*. Université de Bordeaux. Faculté des Sciences. Laboratoire de Géologie.
- (22) LOTZE, F.: *Ueber autochthone Klippen, mit Beispielen aus den westlichen Pyrenäen*. Traducción de Bermudo Meléndez. Instituto «Lucas Mallada». Vol. IV, núm. XXIV.
- (23) LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo*. «Misc. Alm.». Publ. Inst. Geol. Dip. Barcelona, págs. 159-186, 3 figs., 1945.
- (24) — — *El relieve del alto valle del Aragón. «Irineos»*, 90 págs., seis láms., 3 mapas. Zaragoza, 1946.
- (25) — — *Sobre algunos problemas fundamentales de morfología e hidrología cársticas*. «Est. Geogr.», año XI, núm. 41, págs. 643-679, 7 figs., 6 láms. Madrid, 1950.
- (26) — — *Sobre las características hidrogeológicas de la red hipogea de la Sima de la Piedra de San Martín (Navarra)*. «Espeleón», t. V, núms. 1-2, págs. 11-53, 10 figs., 6 láms. Oviedo, 1954.
- (27) — — *Glaciario y carstificación en la región de la Piedra de San Martín (Navarra)*. «Geographica», núms. 5-6, págs. 21-42. 1 mapa. 1955.
- (28) — — *Sur le rescau souterraine de la Piedra Saint Martin*. «Annals. de Spéléologie».
- (29) MAESTRE, A.: *Reseña geológica de las provincias Vascongadas*. «Bol. Com. Map. Geol. Esp.», t. IX, págs. 1-64. Madrid, 1882.
- (30) MAGNÉ, J.: *Nouvelles observations relatives a l'age des poudingues du pic d'Errocaté (Massif de Mendibelza, Basses Pyrénées)*. «C. R. somm. S. G. F.», séance du 10 mai 1948, págs. 163-165.
- (31) — — *Les poudingues du Pic d'Errocaté (B.-P.) Réponse a note de M. P. Lamare*. «C. R. somm. S. G. F.», séance du 20 décembre 1948, págs. 356-357.
- (32) MALLADA, L.: *Reconocimiento geológico de la provincia de Navarra* («Bol. Com. Map. Geol. Esp.», t. IX, págs. 1-64. Madrid, 1882.
- (33) — — *Explicación del Mapa Geológico de España*. «Mem. Com. Map. Geol. Esp.», Madrid, 1895-1913.
- (34) MARQUINA, J.: *Descripción geológica de Navarra*. Geogr. Gen. País Vasco-Navarro. Barcelona.
- (35) PALACIOS, P.: *Los terrenos mesozoicos de Navarra*. «Bol. Inst. Geol. Min. Esp.», t. XL, págs. 3-153, 1 mapa. Madrid, 1919.
- (36) PLANDÉ, E.: *La nieve y los glaciares en el Pirineo*. «Est. Geogr.», año III, núm. 5, págs. 167-182. 1 fig. Zaragoza, 1947.
- (37) SELZER, G.: *Geologie des südpyrénéischen Sierren in Oberaragonien*. «Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd.», 71, págs. 370-406. Berlin, 1934.
- (38) STUART-MENTETH, P. W.: *Sur le détroit de la Navarre*. Ibid., t. CLXVI, págs. 39-42. 1918.
- (39) — — *Sur la tectonique des Pyrénées occidentales*. Ibid., t. CLXXI, págs. 404-406, 1920.
- (40) VIENNOT, P.: *Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises*. «Thé. Sc. Paris et Bull. Cart. Géol. Fr.», t. XXX, núm. 163, 267 págs., 35 figs., XI láms., 1 mapa. Paris, 1927.

JOAQUIN MONTORIOL POUS y MANUEL FONT-ALTABA

ESTUDIO DEL YACIMIENTO DE FLUORITA «MINA BERTA» (SAN CUGAT DEL VALLES, BARCELONA)

II. ESTUDIO ESPECTROGRAFICO DE LAS PRINCIPALES ESPECIES MINERALES Y DE LA ROCA ENCAJANTE (*)

RESUMEN

Se ha efectuado el análisis espectrográfico, mediante el método del arco, de las siete especies minerales principales de «Mina Berta» (fluorita, calcita, galena, esfalerita, cuarzo, calcopirita, baritina), así como el del granito monzonítico, en donde se desarrolla el yacimiento, y de la milonita, que constituye la transición a las mineralizaciones.

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto los puntos siguientes:

1. En la fluorita no existe correlación alguna color-cationes de impureza.
2. Igual afirmación puede hacerse en el caso de las calcitas coloreadas.
3. El elemento activador causante de la fluorescencia de fluoritas y calcitas es probablemente el Cu. En cuanto a las «traps» responsables de la fosforescencia debe tratarse asimismo de átomos de impureza.
4. La omnipresencia del Cu en todos los minerales del yacimiento les confiere, aun cuando se han formado en varias fases diferentes, un parentesco cierto.
5. Los cationes que entran en la composición química de 39 de las especies minerales identificadas, han sido hallados en el granito monzonítico. Las cinco especies restantes son minerales de Ag que sólo se encuentran en cantidades infinitesimales.
6. Al pasar del granito a la milonita se observa una disminución del porcentaje de Na, K, Fe y un aumento del Ca.

Las conclusiones 4, 5 y 6 serán de interés para las futuras interpretaciones mineralógicas.

RÉSUMÉ

On a fait l'analyse spectrographique, en employant la méthode de l'arc, des 7 principales espèces minerales de «Mina Berta», ainsi que du granite monzonitique, ou se développe le gîte, et de la milonite qui fait transition aux minéralisations.

En vue des resultats obtenues on peut affirmer:

(*) Este trabajo forma parte de la Tesis Doctoral del primero de los que suscriben.

1. Dans la fluorite il n'y a pas aucune corrélation couleur-cations.
 2. On peut dire les même chose pour les calcites colorées.
 3. L'élément activateur qui produit la fluorescence des fluorites et calcites est, probablement, le Cu. Les «traps» qui produisent la phosphorescence doivent être aussi des atomes qui les impurifient.
 4. L'omniprésence du Cu dans tous les minéraux du gîte est, bien soient formés dans des phases différentes, l'indice d'un rapport certain entre eux.
 5. Les cations nécessaires pour 39 des espèces minérales identifiées on été trouvées dans le granite monzonitique. Les autres 5 sont des minéraux de Ag, qui se trouvent dans des quantités infinitésimales.
 6. En passant du granite a la milonite il y a une diminution dans le pourcentage de Na, K et Fe, et une augmentation dans le pourcentage de Ca.
- Les conclusions 4, 5 et 6 seront d'intérêt dans les futures interprétations minéralogiques.

En el primer trabajo sobre el yacimiento de fluorita «Mina Berta», publicado en estas NOTAS Y COMUNICACIONES, además de algunas informaciones de orden general y de indicar la localización de los ejemplares recolectados en las colecciones mineralógicas oficiales y particulares, se procedió a establecer el catálogo de las especies minerales existentes (1). Es por ello que podemos entrar, sin más, al estudio espectrográfico de tales minerales.

Nos referiremos únicamente al análisis espectrográfico cualitativo, ya que habiéndose utilizado la espectrografía semicuantitativa exclusivamente para resolver el problema de identificación de las mezclas isomorfas de carbonato de hierro y carbonato de cinc —siderita, smithsonita y el término intermedio denominado monheimita por Kengott (2)—, se trató ya de ella en el trabajo mencionado anteriormente (1).

Antes de dar comienzo a la exposición de las técnicas utilizadas y de los resultados obtenidos, debemos dejar constancia de nuestro agradecimiento al Prof. J. M.^a Codina Vidal, Director del Servicio de Espectrografía de la Facultad de Ciencias, quien ha facilitado en todo momento nuestro trabajo en los laboratorios de su Cátedra.

I. TÉCNICA UTILIZADA

Tratándose de una investigación cualitativa, al objeto de detectar aquellos elementos que aparecen como impureza, se ha preferido la técnica del arco con corriente continua, pues si bien las inevitables irregularidades en la volatilización lo desaconsejan para análisis cuantitativos, su sensibilidad para detectar elementos traza es mucho mayor que con la técnica de chispa.

Hemos utilizado un espectrógrafo de red Bausch and Lomb de 1,5 m. (modelo 11), que presenta las siguientes características: 1.^{er} orden, de 3.700 Å a 7.400 Å; 2.^o orden (ultravioleta), de 1.850 Å a 3.700 Å; dispersión 1.^{er} orden, 15 Å/mm.; dispersión 2.^o orden, 7,5 Å/mm.

La rendija de entrada empleada en todas las determinaciones ha sido la de 0,03 mm., colocándose el arco a 400 mm. de ella. Al objeto de eliminar toda radiación no proveniente de la zona de volatilización, se intercaló un diafragma horizontal de 2 mm. situado a 40 mm. del arco.

Los minerales y las rocas analizados fueron pulverizados al mortero de ágata y, tras varios ensayos previos, en los que se comprobó que la volatilización era lo suficientemente regular, se utilizaron sin mezcla de grafito.

Fueron empleados electrodos de carbón, con los que se realizó previamente un ensayo en blanco, detectándose únicamente B. La sustancia problema se colocó en el cátodo, dentro de un cráter de 5 mm. de profundidad (diámetro de las barras de carbón: 5 mm.).

El espectro fue recogido sobre película Mafe positiva. Se ha explorado sistemáticamente la zona del espectro comprendida entre las rayas del Fe 2327.39 Å y 3679.91 Å. Para la comprobación de los alcalinos y de los alcalino-térreos se han hecho algunas incursiones en la zona de la radiación visible, a causa de su pobreza o carencia en la región ultravioleta.

II. RESULTADOS OBTENIDOS

Se han investigado espectrográficamente 26 ejemplares de fluorita, correspondientes a sus variedades blanca, verde y violeta (tabla I); cinco ejemplares de cada uno de los minerales mayormente abundantes en el yacimiento: calcita (tabla II), galena (tabla III), esfalerita (tabla IV) y cuarzo (tabla V); un ejemplar de calcopirita y otro de baritina, que ofrecieron relativa abundancia en un punto de la mina (tabla VI); y tres muestras de granito monzonítico y dos de milonita.

(En las tablas I a VI no figuran citados los cationes que entran en la composición química de cada especie mineral.)

Tratándose de una investigación cualitativa, no se indica en las mencionadas tablas más que la presencia de los cationes detectados en las diferentes muestras. En lo que se refiere al granito monzonítico y a la milonita, se han detectado, en todos los ejemplares estudiados, los siguientes elementos: Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, V, Mn, Fe, Cu, Zn, Sr, Ba y Pb.

Características de los ejemplares incluidos en las tablas

En el caso de las fluoritas, el único dato interesante son sus coloraciones que ya aparecen indicadas en la tabla I.

a) Calcita: núm. 48, romboédrica, incolora; núm. 49, romboédrica, acaramelada; núm. 63, agregado microcristalino, negra, opaca; núm. 66, espática, blanca; núm. 116, romboédrica, negra.

TABLA I

Ejs.	Col.	Mg	Al	Si	Mn	Fe	Cu	Ag	Sn	Ba	Pb
2		+	+	+	+	+	+				+
12		+	+	+	+	+	+				+
14		+	+	+	+	+	+	+			+
15		+	+	+	+	+	+				+
27		+	+	+	+	+	+				+
35		+	+	+	+	+	+				+
51 A		+	+	+	+	+	+				+
60		+	+	+	+	+	+			+	+
109		+	+	+	+	+	+				+
110		+	+	+	+	+	+				+
120	BLANCAS (grises, negruzcas)	+	+	+	+	+	+				+
3		+	+	+	+	+	+				+
88		+	+	+	+	+	+				+
17		+	+	+	+	+	+				+
19		+	+	+	+	+	+				+
50	VERDES	+	+	+	+	+	+	+			+
51 B		+	+	+	+	+	+				+
55		+	+	+	+	+	+				+
101		+	+	+	+	+	+				+
108]		+	+	+	+	+	+				+
1		+	+	+	+	+	+				+
5		+	+	+	+	+	+				+
6		+	+	+	+	+	+				+
7		+	+	+	+	+	+				+
99 A		+	+	+	+	+	+				+
111	VIOLETAS	+	+	+	+	+	+		+		+

TABLA II

Ejs.	Mg	Al	Si	Ti	Mn	Fe	Cu	Zn	Ag	Pb
48	+	+	+		+	+	+			
49	+	+	+			+	+			
63	+	+	+	+		+	+		+	
66	+	+	+			+	+		+	
116	+	+	+			+	+	+	+	+

TABLA III

Ejs.	Mg	Al	Si	V	Fe	Cu	Zn	Ag	Sn	Sb	Bi
56	+	+	+	+	+	+					
69	+	+	+	+	+	+					
93	+	+	+	+	+	+	+				
94	+	+	+	+	+	+					
105 B	+	+	+	+	+	+					

TABLA IV

Ejs.	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Co	Cu	Zn	Ge	Ag	Cd	In	Pb
70	+	+	+			+	+	+		+	+	+	+		+	+
81	+	+	+			+	+	+		+	+	+	+		+	+
107	+	+	+		+	+	+	+		+	+	+	+		+	+
164	+	+	+			+	+	+		+	+	+	+		+	+
167	+	+	+		+	+	+	+		+	+	+	+		+	+

TABLA V

Ejs.	Mg	Al	Ca	Fe	Cu
168	+	+		+	+
169	+	+		+	+
171	+	+		+	+
173	+	+		+	+
177	+	+		+	+

TABLA VI

Ejs.	Mg	Al	Si	Ca	Mn	Cu	Sr	Sn	Pb	Bi
84	+	+	+	+	+				+	+
87	+	+	+	+	+				+	+

b) Galena: núm. 56, en masa, fractura irregular; núm. 69, microgranuda, zonas en masa compacta con exfoliación cúbica; núm. 93, zonas granudas y zonas hojosas (con fluorita); núm. 94, hojosa con zonas granudas, negra (con anglesita); núm. 105B, zonas en masa y zonas en agregado granudo (con anglesita y fluorita).

c) Esfalerita: núm. 70, agregado granudo, color ámbar a grisáceo, brillo semimetálico (con galena); núm. 81, laminillas de brillo craso, algo acarameladas (con fluorita); núm. 107, en masa, violácea, brillo algo metálico; número 164, agregado granudo, pardo-negruczo, brillante (con fluorita); número 167, masa pardo-grisácea, brillante, se deshace en laminillas.

d) Cuarzo: núm. 168, incoloro, transparente; núm. 169, lechoso; número 171, lechoso; núm. 173, incoloro, translúcido; núm. 177, lechoso.

e) Calcopirita: núm. 84, en masa, fuertemente irisada (con fluorita)

f) Baritina: núm. 87, en masa, fibrosa en algunas zonas, blanca, mate o brillo algo nacarado.

g) Roca 1. Granito monzonítico: por su composición normativa le corresponde el símbolo I.5.2.3 en la clasificación C.I.P.W.; según su composición modal le corresponde el símbolo (23,13,47,82); hay pues una absoluta coincidencia entre norma y modo. 2. Milonita: forma filones que atraviesan la masa del granito monzonítico, constituyendo los límites de las bolsadas de fluorita; roca cataclástica de grano fuertemente heterométrico; gris-verdoso-claro; aparte un pequeño porcentaje de calcita y ortoclasa, aparece constituida exclusivamente por cuarzo y sericita.

III. CONSIDERACIONES SOBRE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

La exacta interpretación de los resultados obtenidos es evidente que no puede ser llevada a cabo sin la debida comparación con los logrados mediante la aplicación de otras técnicas de laboratorio. Es por ello que no podemos aquí llegar a conclusiones definitivas y si sólo adelantar algunas ideas que serán tratadas con mayor extensión en sucesivas publicaciones sobre el yacimiento «Berta».

a) Coloraciones de la fluorita

Se ha investigado si existía alguna correlación entre el color de las distintas variedades y los cationes de impureza que en ellas se encontraban, cosa que se ha comprobado en algunas especies minerales estudiadas en nuestro país (4) (5) (6) (7). Observando los resultados contenidos en la tabla I se llega a las siguientes conclusiones: 1) Existen una serie de cationes (Mg, Al, Si, Fe, Cu) comunes a todas las variedades; 2) Los demás cationes (Mn, Ag, Sn,

Ba, Pb) aparecen distribuidos al azar entre los diferentes ejemplares estudiados. En consecuencia, no existe correlación alguna entre los diferentes colores de las fluoritas de «Mina Berta» y los cationes que aparecen en ellas como impureza.

b) Coloraciones de la calcita

No existe tampoco correlación alguna color-cationes de impureza (*).

c) Relaciones con la luminiscencia

La fuerte luminiscencia (fluorescencia y fosforescencia) de las fluoritas y calcitas del yacimiento es conocida desde hace tiempo y ha sido estudiada por nosotros recientemente (8). Se había atribuido a la presencia de tierras raras (9), pero éstas no aparecen en las determinaciones espectrográficas.

El haberse detectado Cu en todas las muestras de ambos minerales nos hace suponer que este catión es el que actúa como elemento activador. En cuanto a las «traps» responsables de la fosforescencia, debe tratarse asimismo de átomos de impureza (**).

d) Omnipresencia de algunos cationes

Todas las 48 muestras minerales estudiadas espectrográficamente poseen los cationes siguientes: Mg, Si, Fe; faltan únicamente en una de ellas: Al, Cu.

La omnipresencia de los cuatro primeros no creemos tenga ningún significado especial; pero sí la del Cu que confiere a todos los minerales del yacimiento, aun cuando se han formado en varias fases diferentes, un parentesco cierto (**).

(*) Las investigaciones que hemos realizado mediante decoloración térmica y a. t. d., ponen de manifiesto que las coloraciones acaramelada y negra observadas son debidas a la presencia de materia orgánica (8).

(**) Nuestras investigaciones mediante decoloración térmica, excitación por radiación U.V. y radiación X, indican que las citadas «traps» no son debidas a imperfecciones de la red de la fluorita.

(***) Toda la masa del criadero presenta Cu en forma difusa, pero éste no llega a formar nunca masas minerales de importancia en ningún punto de la mina.

e) *Resultados obtenidos con las muestras petrológicas*

Es del mayor interés citar, por la importancia que ello tendrá cuando llevemos a cabo la interpretación del origen del yacimiento, que los cationes que entran en las fórmulas empíricas de 39 de las especies minerales identificadas en el mismo (1) se han detectado espectrográficamente en todas las muestras de granito monzonítico. Las cinco especies cuyos cationes no se encuentran en la masa rocosa corresponden a minerales de Ag (plata nativa, argentita, pirargirita, proustita, querargirita), que se encuentran en la mina en cantidades verdaderamente infinitesimales.

Resulta también interesante observar el sentido de la variación del porcentaje de ciertos cationes al pasar del granito monzonítico a la milonita. Disminuyen: Na, K, Fe. Aumentan: Ca (porcentajes de Na y K determinados mediante espectrofotómetro de llama; porcentajes de Ca y Fe determinados por complejometría). Este dato será asimismo de interés en las interpretaciones mineralógicas.

Sección de Mineralogía general y de Suelos. Departamento de Barcelona del Instituto de Edafología y Biología Vegetal, C. S. de I. C.

BIBLIOGRAFÍA

- (1) MONTORIOL POU S, J., y FONT-ALTABA, M.: *Estudio del yacimiento de fluorita «Mina Bertas». I. Inventario de las especies minerales*. NOT. Y COM. DEL INST. GEOL. Y MIN. DE ESPAÑA.
- (2) DANA, J. D., and DANA, E. S. (1946): *The System of Mineralogy* (reescrito por PALACHE, CH, BERMAN, H., and FRONDEL, F.). John Wiley and Sons., Inc., Chapman and Hall, Ltd., New York.
- (3) HARRISON, G. R. (1939): *Wavelength Tables*. «Massachusetts Institute of Technology».
- (4) LÓPEZ DE AZCONA, J. M. (1936): «Bol. de Minas, Met. y Comb.», 31, 399.
- (5) PIÑA DE RUBÍES, S., y LÓPEZ DE AZCONA, J. M. (1937): *An. de la Soc. Esp. de Fis. y Quím.*, 35, 180.
- (6) MARÍN, A., y PIÑA DE RUBÍES, S. (1936): NOT. Y COM. DEL INST. GEOL. Y MIN. DE ESPAÑA, 6, 77.
- (7) PIÑA DE RUBÍES, S., y GILA ESTEBAN, F. (1921): *An. Soc. Esp. de Fis. y Quím.*, 19, 347.
- (8) MONTORIOL POU S, J., y FONT-ALTABA, M. «Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.» (G), 61, 201.
- (9) ANDRÉS ROVIRA, J. (1950): *Arrahona*, 1-2, 11.

RAFAEL CABANAS

NOTAS ESTRATIGRAFICAS DE LA PROVINCIA DE CORDOBA

RESUMEN

En la presente nota se describen dos yacimientos fosilíferos, pertenecientes al Cámbrico medio, y otros dos del Visense superior que contribuyen a datar los depósitos paleozoicos del N. de la Hoja de Córdoba.

En el km. 2 de la carretera de Almadén, una fauna de Archeociátidos identifica las calizas allí existentes, y estos mismos fósiles se han hallado, por primera vez, en la margen izquierda del Guadalquivir en Alcolea, a 12 kilómetros al E. de Córdoba.

Los depósitos viseenses se encuentran a 6 km. al N. de Córdoba, en el cerro de los Pradillos y arroyo de Linares, siendo notable este último yacimiento por su gran extensión y riqueza en géneros y especies.

RESUME

Dans cette note on décrit deux gisements fossilifères appartenant au Cambrien moyen et deux autres du Viséen supérieur, lesquels aident à dater les dépôts paléozoïques du Nord de la carte géologique de Córdoba.

Dans le km. 2 de la route d'Almadén une faune d'Archeociathides nous permet d'identifier les calcaires existents et ces mêmes fossiles sont trouvés par la première fois sur la rive gauche du Guadalquivir, à Alcoléa, 12 kilomètres au E. de Córdoba.

Les sédiments viseens se trouvent 6 km. au Nord de Córdoba, dans le Cerro de los Pradillos et Arroyo de Linares, le dernier gisement est très important par sa grande extension et sa richesse en genres et en espèces.

NOTAS ESTRATIGRÁFICAS DE LA PROVINCIA DE CÓRDOBA

En los recorridos de campo que venimos efectuando para el estudio de la Hoja geológica a escala 1:50.000, número 923, Córdoba, hemos tenido la fortuna de hallar varios yacimientos fosilíferos que hacen cambiar fundamentalmente las ideas existentes sobre la estratigrafía de los alrededores de la capital. Por considerarlos una novedad interesante damos, en la presente nota, una breve descripción de los mismos como antecedente de un estudio más completo, cuando el material recogido y actualmente en estudio sea clasificado.

DEPÓSITOS CÁMBRICOS DATADOS COMO CARBONÍFEROS

Al N. del casco urbano de Córdoba, entre el Guadalquivir y el borde superior de la falla bética, representado aquí por la arista cumbreña de la sierra, encontramos una extensa zona de terrenos predominantemente pizarrosos, intensamente abarrancados y disecados por los cursos de agua, que presentan una complicada topografía de vallecillos profundamente encajados, separados por crestas afiladas o por largas y estrechas plataformas coronadas por calizas miocenas horizontales.

En el bosquejo geológico de Mallada y en la cartografía a escala 1:400.000, esta zona viene datada como cámbrica y, en parte al menos, esta determinación es correcta si bien sus límites, sin duda por dificultades derivadas de la escala, no corresponden a la realidad.

En 1926 Carbonell incluye todo este sector en el Culm, basándose para ello en el «hallazgo frente al km. 2 de la carretera de Córdoba a Almadén, de un hanco fosilífero con restos de políperos».

En nuestro interés por datar correctamente estos materiales, visitamos repetidas veces al paraje citado sin hallar la menor traza de fósiles carboníferos; las pizarras y calizas allí existentes son de una gran esterilidad, pero su aspecto no recuerda en absoluto al Carbonífero, presentando, en cambio, grandes semejanzas con el Cámbrico de las Ermitas, bien datado por su abundante fauna de *Archaeocyathus*.

La sospecha de que pudiera tratarse de este último se vio finalmente confirmada por el hallazgo en las calizas de algunos ejemplares de arqueociátidos. Desgraciadamente estos fósiles son muy escasos y pequeños, aunque no hay duda en cuanto a su determinación.

Las calizas que los contienen presentan la misma facies de las del yacimiento clásico de las Ermitas, con la que hemos podido observar que se enlazan.

El Cámbrico, pues, tiene un mayor desarrollo del que le suponía Carbonell, extendiéndose desde las Ermitas hacia el E., rodeando a Córdoba por el N. y cubierto a trechos por el conglomerado del Bunter, las calizas helvecienses y el Cuaternario.

La determinación de Mallada, basada únicamente en consideraciones de facies litológicas, encuentra con este hallazgo una plena confirmación.

UN NUEVO YACIMIENTO CÁMBRICO EN LA MARGEN IZQUIERDA DEL GUADALQUIVIR

En su recorrido por la provincia de Córdoba, el Guadalquivir presenta algunos tramos epigénicos, en los que se encaja en los materiales paleozoicos

del borde de la Meseta, frecuentemente describiendo meandros como el de Montoro, célebre ya en la literatura geológica.

Uno de estos tramos epigénicos se encuentra entre el puente de Alcolea y la confluencia del arroyo Guadalbarbo, aguas abajo de aquella barriada; el río corta aquí al Paleozoico, del que se encuentran pequeños asomos en la margen izquierda. Uno de éstos forma una pequeña lomita junto al cortijo de Pay Jiménez, entre la vía férrea y la carretera vieja de Madrid.

La lomita está formada por calizas pardo verdosas, con vetillas de margas y lechos de pizarras verdosas interestratificados; las calizas se han explotado en cantera y en ellas hallamos algunos ejemplares de arqueociátidos (fig. 1) que permiten situar este afloramiento en el Cámbrico medio, siendo, sin duda, continuación del de las Ermitas y del anteriormente descrito del km. 2 de la carretera de Almadén.

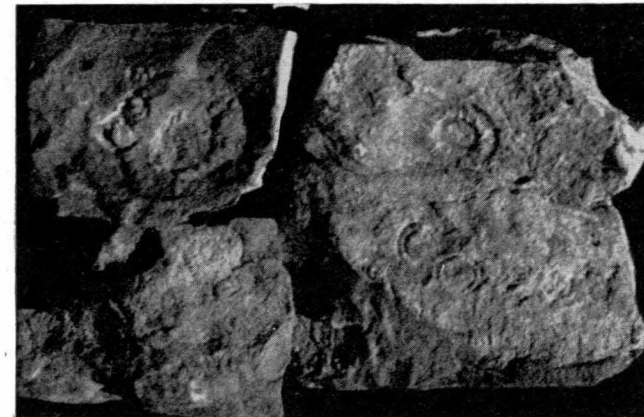


Fig. 1.—Caliza con Arqueociátidos. Cortijo Pay Jiménez. Alcolea (Córdoba).

NUEVOS YACIMIENTOS DEL VISENSE SUPERIOR EN LA PROVINCIA DE CÓRDOBA

Los materiales cámbricos del kilómetro 2 de la carretera de Córdoba a Almadén, especialmente las calizas, se prolongan hacia el N. pudiéndoseles ver a lo largo de la misma en los desmontes y trincheras. Entre los kilómetros 5,500 y 6,500, se presentan buzando con gran constancia al N-NW., afectados por algunas fracturas de las que la más importante es la del collado del km. 6, donde el talud de la trinchera pone al descubierto una zona milonitizada de varios metros de anchura.

A las calizas se intercalan estratos de algunos decímetros de potencia de margas rojo vinosas.

A la altura del km. 6,800, entre la carretera y la vía férrea Córdoba-Bélmuez, el Cámbrico aparece cubierto junto al puente sobre el arroyo de los Pradillos por un paquete de estratos de cuarcita blanca, que forman un anticlinal tajado por el curso del arroyo.

La formación cuarcitosa presenta una potencia visible de unos 30 metros y buza al W. unos 20°; sobre ella se disponen delgados lechos de esquistos pardo verdosos, que llevan intercalados otros de arenisca dura pardo rojiza y de grauweekas.

La potencia de los estratos pizarrosos va en aumento al par que los lechos areniscosos se hacen más delgados y escasos. El espesor total de esta serie es de unos 20 metros y buza al W. Sobre ella yace un potente banco de conglomerado basto con cantos mal rodados de arenisca, cuarcita y más escasos de pizarra pardo-verdosa, unidos por un cemento arcilloso. Corona este estrato otro de conglomerado de alrededor de 20 centímetros de potencia, formado por cantos bien rodados de 1 a 3 centímetros de diámetro.

Los materiales citados constituyen la base de un cerro atravesado en túnel por el ferrocarril. En la cara E. del cerro esta formación conglomerática presenta un espesor total de unos dos metros, que aumenta hacia el W., alcanzando en la entrada del túnel una potencia de 12 a 15 metros.

El buzamiento es al NW. en discordancia con los esquistos, grauweekas y cuarcitas subyacentes.

Al conglomerado siguen calizas esquistosas negruzcas con potencia próxima a 2 metros, en las que se encuentra una abundante fauna de productus, gasterópodos y coralaris mal conservados en general.

Siguen hasta la cima del cerro 30 metros de esquistos pardo-verdosos, que en los niveles inferiores alternan con lechos de grauweekas y, cerca de la cima, con otros delgados de caliza pardo ocrácea y filas de nódulos concrecionados.

YACIMIENTO VISEENSE DEL ARROYO DE LINARES

Al E. del yacimiento de los Pradillos encontramos otro en la orilla izquierda del arroyo de Linares, frente al molino de Velasco.

Comienza con un conglomerado grosero de elementos mal rodados, análogo al de los Pradillos, discordante sobre esquistos de color heces de vino y con potencia de unos 3,50 metros, remontado por un estrato delgado de conglomerado fino.

A éste siguen 4 metros de caliza arcillosa negruzca, algo esquistosa que contiene en gran abundancia *Productus giganteus*, con ejemplares de 12-15 centímetros de diámetro.

Sobre la caliza yacen esquistos pardos con tonalidades rojizas que pasan pronto a pardo verdosos, llevando intercalado un estrato de caliza ocrácea, blanda.

Tanto en los esquistos como en la caliza, recogimos abundantes fósiles que clasificados por la Dra. A. Linares, Catedrática de Paleontología de la Universidad de Granada, resultaron ser: *Phillipsia derbyensis*, Mart., *Cyathaxonia cornu* (?), *Goniatites*, sp., *Productus punctatus*, Mart., *Coelonau-*

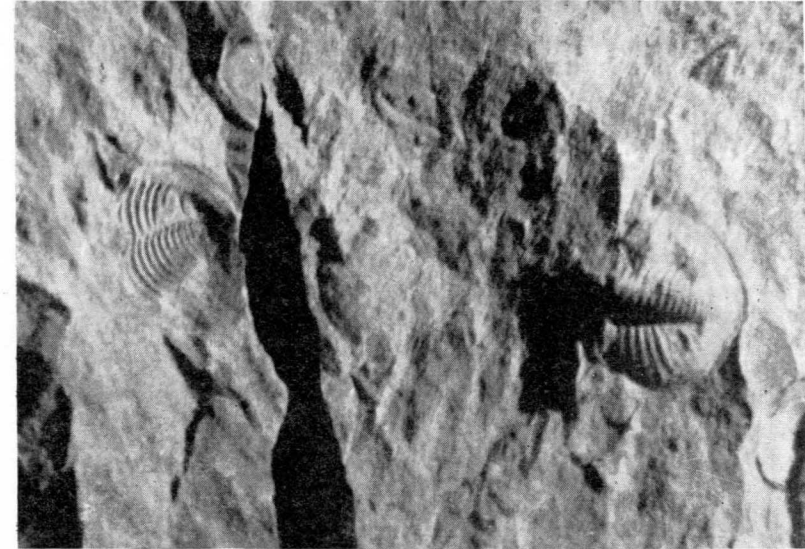


Fig. 2.—Esquistos con *Phillipsia derbyensis*. Arroyo de Linares (Córdoba)

tilus Konincki, d'Orb., *Rhipidomella michelini*, *Schizophoria* ?, *Productus fimbriatus*, *P. giganteus*, *P. semirreticulatus*, *P. aculeatus*, *P. scabriusculus*, *Spirifer*, sp., *Avicula*, sp., *Murchisonia*, sp., *Griffithides acanthices*, Wood., *Ctenodonta*, sp., y fragmentos de *Cyathaxonia*, de posible *Daviessellia* y de *Periciclus*, algunos tetracoralarios indeterminables y fragmentos vegetales.

Esta fauna es análoga a la del cerro de los Pradillos, aunque mejor conservada, y permite situar estos terrenos en el Visense superior.

La lista de fósiles corresponde a los recogidos en una rápida visita, siendo sólo una pequeña muestra de la excepcional riqueza de este yacimiento que cubre una superficie de más de una hectárea.

Recibido el 20-XII-1963.

S. WARREN CAREY
Universidad de Tasmania, (Hobart, Tasmania)

PLEGAMIENTO (*)

RESUMEN

Los pliegues ponen de manifiesto aquellas componentes de la deformación que son oblicuas con respecto a la estratificación, pero existe, además, otra deformación latente que puede llegar a tener gran importancia. Física y geoméricamente, el plegamiento similar es más sencillo que el concéntrico. No se concibe el plegamiento similar como mera acentuación del proceso evolutivo que da origen al plegamiento concéntrico, sino que, muy al contrario, ambos tipos de plegamiento se encontrarían situados en los extremos opuestos de un espectro general de comportamientos; el primero se desarrolla, bajo condiciones isotrópicas, allí donde la estratificación carece de importancia, mientras que el segundo lo hace, bajo condiciones anisotrópicas, donde existe gran diferencia entre capas adyacentes. El plegamiento real se encuentra comprendido entre estos dos extremos. En cualquier pliegue la transposición es perpendicular al eje, pero en los pliegues similares el transporte tiene lugar según el plano de la superficie axial mientras que los pliegues concéntricos implican transporte según un ángulo, relativamente grande, con respecto a ella. Los pliegues similares persisten en profundidad; los concéntricos requieren un despegue a determinada profundidad, que es del mismo orden que la propia amplitud de los pliegues. En el plegamiento similar, el área de la superficie de estratificación experimenta gran dilatación, sin que ello suponga contracción cortical; en el plegamiento concéntrico, la superficie de estratificación permanece invariable, lo que implica contracción superficial, pero no contracción cortical general, porque aquella se extingue hacia la zona de despegue.

Los pliegues similares superpuestos, de gran complejidad aparente, pueden descomponerse en sus componentes. En general, la potencia original de cualquier unidad estratigráfica no es inferior a la potencia máxima ortogonal de la misma capa una vez plegada y replegada. Los pliegues diapíricos (cúpulas salinas, cúpulas neísicas en mantos, o zonas orogénicas axiales) presentan una disposición general toroide análoga a la de la circulación en celdas de convección.

Todas las estructuras características de un orogéno, como son la zona axial de intenso plegamiento similar, los horsts de basamento, las fajas serpentínicas a lo largo de fallas inversas convergentes, las áreas de mantos de deslizamiento y pliegues acostados y los

(1) Traducción directa, por V. Pastor y J. M. Ríos, del original en inglés titulado «Folding», aparecido como publicación núm. 95 del Departamento de Geología de la Universidad de Tasmania, en marzo de 1962. Es el texto de una conferencia enunciada por el autor como Fourth Annual Honorary Address ante la Alberta Society of Petroleum Geologists. Se publica aquí por amable autorización del autor y editores.

pliegues, aparentemente autóctonos, de la zona central, pueden desarrollarse, no sólo sin necesidad de contracción cortical, sino incluso durante una dilatación secular progresiva, de la faja orogénica, en dirección transversal a sus pliegues.

ABSTRACT

Folds disclose the components of deformation oblique to the bedding but there is additional latent deformation which may be large. Similar folding is simpler physically and geometrically than concentric. Similar folding is not just a more intense development from concentric folding; the two types are at opposite ends of a behaviour spectrum, the former developing under isotropic conditions where bedding is irrelevant, the latter under anisotropic conditions where the difference between adjacent beds is great. Real folding is distributed between these extremes. Transport is normal to the axis in all folds but similar folds imply transport in the plane of the axial surface, whereas concentric folds imply transport at a large angle to this surface. Similar folds persist in depth, whereas concentric folds imply a décollement at a depth of the same order as the fold amplitude. Bedding surface area shows great expansion in similar folding, but crustal shortening is not implied. Bedding surface area remains constant in concentric folding which implies superficial shortening vanishing on a décollement, but over-all crustal shortening is not implied.

Superposed similar folds of great apparent complexity may be analysed into their components. In general the original thickness of any stratigraphic unit is not less than the maximum orthogonal thickness of the same bed in the folded and refolded condition. Diapiric folds (salt domes, mantled gneiss domes or orogenic axial zones) have an over all toroidal pattern analogous to the circulation of convection cells.

All of the characteristic structures of an orogen —axial zone of intense similar folding, basement horsts, serpentinite belts along steep inner thrusts, tracts of outwardly transported nappes and recumbent folds, and apparently autochthonous folds of the frontal belt— may develop in the absence of crustal shortening, and may develop even during progressive secular extension of the orogenic zone, transverse to its folds.

INTRODUCCION

La geología estructural comenzó, hace siglo y medio aproximadamente, cuando Hall reconoció deformación en el plegamiento. Desde el primer momento se supo que los pliegues tenían su origen en una contracción, por analogía con lo que sucede con un mazo de hojas de papel. Partiendo de esta idea, se admitió que el plegamiento era provocado por la orogénesis y que, en general, exigía compresión. Esto se convirtió, progresivamente, en una ley de la geología y, posteriormente, en axioma. Desde ahora, desafiamos a tal axioma.

Papel desempeñado por la estratificación en el plegamiento

La idea de plegamiento parte de algún sistema de superficies de referencia paralelas o aproximadamente paralelas (que, para mayor sencillez, llamaremos estratificación, aunque, desde luego, pueden utilizarse otras su-

perficies de referencia distintas de la estratificación). Si no hay tal estratificación puede haber deformación pero no plegamiento perceptible. Estratos como los de la figura 1 serían considerados como intensamente plegados y, por el contrario, se diría que las capas de la figura 2 sólo han sufrido un suave plegamiento. Esto puede ser cierto, pero también podría ser totalmente falso, ya que la estratificación sólo puede poner de manifiesto el plegamiento que le es transversal. Pese a su inocente aspecto, las ca-

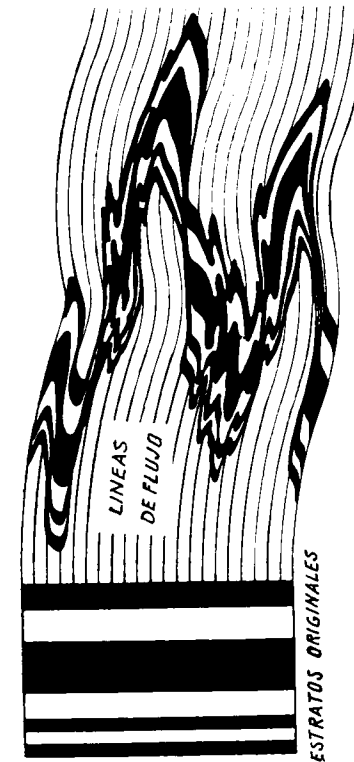


Fig. 1.—Plegamiento similar.

pas de la figura 2 pueden estar, en realidad, tan violentamente plegadas como las de la figura 1. La figura 3 podría ser prolongación de la figura 2 y su extremo irregular de la derecha presenta idéntica forma que la parte superior de la figura 1. En otras palabras, el grado y la conformación de la deformación en la figura 3 son exactamente los mismos que en la figura 1; he aquí una importante consecuencia, el plegamiento no pone de manifiesto toda la deformación, porque revela solamente aquella parte de la misma que es transversal a la estratificación, pero no la componente paralela a la misma, sea cual fuera la porción del pliegue que se considere. Aunque estamos acostumbrados a despreciar esta oculta componente —y a su-

poner que el pliegue que vemos manifiesta la deformación completa—, no existe razón por la que no pueda llegar a ser bastante grande esta componente invisible. Por el contrario, sí *hay* razón para que pueda serlo, pues-

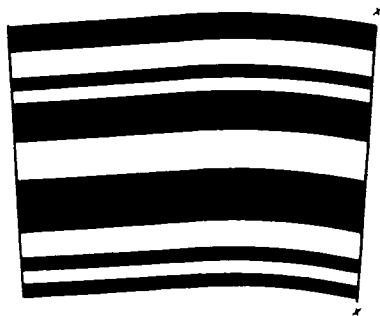


Fig. 2.

to que esta deformación se desarrolla más rápidamente en las capas más dúctiles, mientras que las componentes transversales, que son las que apreciamos, han tenido que deformar también a las menos dúctiles. Ampliaremos estos conceptos más adelante.



Fig. 3.

Plegamientos similar y concéntrico

Los geólogos han reconocido dos formas contrarias de plegamiento (figura 4 y fig. 1) que se denominan, respectivamente, concéntrico y similar. En el primero, la potencia ortogonal de cada capa permanece constante y una perpendicular a cualquier capa lo es también a las que hay por encima y por debajo. Como el centro de curvatura, de un punto cualquiera, está situado en la perpendicular, y como las potencias se conservan constantes, las capas resultan concéntricas en todas partes. En el plegamiento similar, cada superficie plegada tiene la misma forma, pero las superficies de estra-

tificación sucesivas coincidirían si se desplazaren a lo largo de líneas de flujo paralelas.

Los términos de plegamiento concéntrico y similar fueron introducidos por van Hise (1896) que también utilizó el de plegamiento paralelo, como sinónimo del primero, en el sentido de que en tal plegamiento concéntrico una perpendicular a cualquier estrato es también perpendicular a los que se encuentran encima y debajo de él; es decir, que las perpendiculares lo son para todas las capas, puesto que son paralelas. En este sentido, el término ha pasado directamente al francés (Goguel, 1952, p. 40) Sin embargo, Stokes y White (1935, figs. 202 y 205) equivocan la idea de van Hise e introducen la confusión de utilizar el concepto de plegamiento paralelo como sinónimo de plegamiento similar, en la idea de que si un estrato plegado se desplaza paralelamente a sí mismo, en la dirección del cizallamiento iría a coincidir con el inmediato. En vista de este empleo contradictorio,

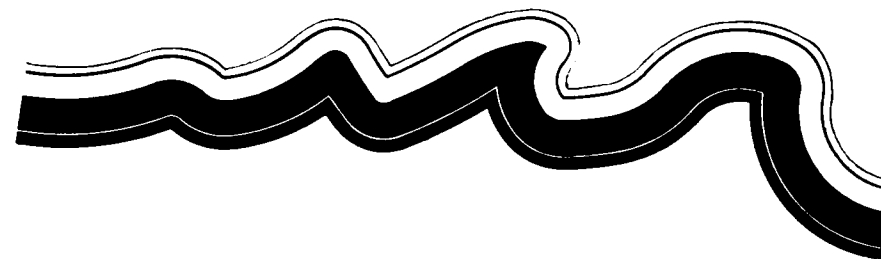


Fig. 4.—Plegamiento concéntrico.

y puesto que van Hise ha definido, con toda claridad, sin ambigüedad alguna, los conceptos del plegamiento concéntrico y similar, y añadió el término paralelo simplemente como un sinónimo, sería preferible prescindir de este último. Posteriormente, los términos plegamiento de flexión y plegamiento de cizallamiento han tratado de sustituir a los de concéntrico y similar respectivamente, e incluso se han extendido bastante, pero deberían abandonarse en honor a la prioridad y a la precisión, ya que ambos tipos de plegamiento implican un cierto grado de cizallamiento y, tanto uno como otro, son flexiones no sólo desde el punto de vista etimológico, sino también en el idioma corriente. Powell (1876, p. 10-11) denominó de flexión a los pliegues originados por movimiento vertical, en oposición con respecto a los que se deben a presión horizontal. Este mismo significado le dio Bailey Willis (1939, p. 77). Nevin (1949, capítulo III) y Hills (1939, p. 75) utilizan el término en un sentido mucho más general y coincidente con el que tiene, comúnmente, en el idioma corriente. Si se ha de utilizar el término de flexura o pliegue de flexión, debería ser precisamente en este sentido general.

Generalmente, se considera como sencillo al plegamiento concéntrico y como más complicado al plegamiento similar. En realidad, es bien cierto

lo contrario. El plegamiento similar de la figura 1 es físicamente sencillo; es el tipo de plegamiento que se presenta en materiales isótropos. El plegamiento concéntrico de la figura 4 es físicamente complejo; sólo se desarrolla en presencia de una gran desigualdad en el material. Todo plegamiento implica cambio de forma; una esfera, tomada como referencia para medir el esfuerzo de deformación en un punto cualquiera, se transforma, durante el plegamiento, en elipsoide triaxial. Puesto que el volumen de la esfera de referencia no se altera, al menos un diámetro debe estirarse, otro contraerse y un tercero permanecer con su misma longitud. En un material isótropo, el campo de fuerzas determina, por sí mismo, la orientación de los diámetros que sufren estas modificaciones. Si la estratificación no tiene otra función que la de superficies de referencia (si, por ejemplo, las capas están marcadas, simplemente, por diferencia de color, sin que existan otras diferencias físicas), entonces, las direcciones que se contraen, que se dilatan y que permanecen constantes, se determinan por medio de aquel campo, sin que influya para nada la posición de la estratificación. El plegamiento concéntrico, que requiere la conservación de grosores, puede desarrollarse solamente cuando el campo de esfuerzos está gobernado por la estratificación y, para que esto pueda suceder, es necesario que las propiedades físicas de las capas sean muy diferentes, o, lo que es lo mismo, que el material sea muy anisótropo.

PLEGAMIENTO SIMILAR

Plegamiento similar sencillo

En el desarrollo lógico de una teoría de plegamiento, es natural comenzar por el caso más sencillo posible, la deformación de un material físicamente isótropo. Una vez comprendido éste, se puede proceder a introducir otras variables. Esto es lo que vamos a hacer: comenzaremos por el análisis de pliegues similares, tales como los de la figura 1, que resultan ser los tipos de plegamiento más sencillos física y geoméricamente.

El plegamiento supone desplazamiento lo que, a su vez, quiere decir que debe haber líneas de flujo, entendiendo por líneas de flujo la trayectoria que siguen puntos de diferencia en el material. En el caso más sencillo, estas líneas serán paralelas. Sería fácil establecer determinadas condiciones para las que las líneas de flujo fuesen convergentes o divergentes, pero permítasenos comenzar por suponerlas paralelas. Consideremos el material comprendido entre las dos primeras líneas de flujo de la derecha de la figura 1. El segmento de cada capa, antes de la deformación, es un rectángulo pero pasa a ser un paralelogramo al deformarse. Aparte de las transformaciones mineralógicas, que vamos a omitir en este estudio, ni el volumen, ni

la densidad varían y, por definición, no hay movimiento que corte a las líneas de flujo. Todo esto quiere decir que las áreas de estos paralelogramos deben ser iguales a las de los rectángulos correspondientes. Como las líneas del flujo que los limitan son paralelas, las dimensiones de cada capa, medidas sobre aquéllas, deben permanecer constantes, ya que las áreas de los paralelogramos son equivalentes a dichas dimensiones multiplicadas por la distancia entre líneas de flujo, que es constante. He aquí la ley geométrica del plegamiento similar: Convenido el paralelismo de las líneas de flujo, la potencia de una capa, medida en la dirección del mismo, permanece constante. Si las líneas de flujo convergen o divergen, la potencia de las capas, medida en la dirección del mismo, aumenta o disminuye inversamente a la distancia entre dichas líneas.

Volviendo a la figura 1, las capas plegadas de la parte superior pueden descomponerse en una serie de paralelogramos equivalentes a los rectángulos de los estratos indeformados de la parte inferior, luego la sección transversal de una capa plegada es exactamente igual al área de la que le corresponde, en la parte inferior, antes de la deformación, y el área total de los pliegues superiores es equivalente a la del rectángulo que comprende a todas las capas indeformadas inferiores. Pese a la apariencia de extremados estiramientos y rápidos engrosamientos, la potencia de cada capa, medida en la dirección del flujo, permanece absolutamente constante a lo largo de todo el pliegue.

Contrariamente a lo que sucede en los pliegues concéntricos, donde la potencia aparente de las capas, en los cortes, debe corregirse por el buzamiento del pliegue (y, en tales casos, siempre es mayor que la potencia original), esta corrección no es necesaria al dibujar secciones de pliegues similares según planos que contengan a las líneas de flujo, porque en esa dirección se conservan las potencias. Sin embargo, si la sección es oblicua a las líneas de flujo, e intersecta a la estratificación según un ángulo mayor o menor que el de ésta con aquéllas, el segmento de cada capa, en la sección, es respectivamente menor o mayor que su potencia original.

Es fácil materializar las líneas de flujo en los pliegues similares porque cada traza axial y cada eje de inflexión constituyen una de dichas líneas; y así debe ser, puesto que la traza axial de un pliegue es una línea a lo largo de la cual varía el ángulo de cizallamiento, cosa que sólo puede suceder según una línea de flujo. El plegamiento similar se caracteriza, generalmente, por un gran número de pliegues pequeños y crenulaciones, que suelen ser notablemente persistentes en las superficies axiales, lo que constituye una propiedad esencial de dichos pliegues. Por esta razón, es muy fácil identificar las líneas de flujo de los pliegues similares en cualquier nivel de una mina. Aunque el plegamiento parezca complicado, las líneas de flujo son siempre mucho más sencillas y pueden proyectarse hacia la próxima

planta; igualmente pueden proyectarse las superficies de estratificación teniendo en cuenta la ley del plegamiento similar, es decir, que la potencia permanece constante en la dirección del flujo.

En un material uniforme, dentro de un campo de esfuerzos con gradiente también uniforme, las líneas de flujo se conservan paralelas y pueden ser proyectadas según el método de los arcos de círculo tangenciales propuesto por Busk (1929) para la proyección de la estratificación. Para producir gran convergencia de las líneas de flujo es necesaria una fuerte variación de las propiedades del mismo, por lo que nunca habrá mucho error en la proyección por este método y, cuando la convergencia resulte evidente, podrán hacerse las correcciones oportunas.

Plegues similares, de igual rumbo, superpuestos

La figura 5c presenta un caso algo más complicado. Muchos de quienes hemos trabajado en rocas cristalinas metamórficas hemos visto estructuras de este tipo, pero nos hemos inclinado a pasarlas por alto por juzgarlas de muy difícil solución. En realidad, este plegamiento continúa siendo muy sencillo, desde el punto de vista físico, porque obedece a las leyes de la deformación isótropa. Los estratos originales, 5a, se deformaron primero en los pliegues similares 5b y, posteriormente, pasaron a adquirir el aspecto 5c por otro plegamiento similar. Las correspondientes pautas de plegamiento están representadas en 5d y 5e. El área de las capas plegadas en 5c es equivalente a sus correspondientes en 5b y 5a, porque las potencias, medidas en la dirección del flujo, se han mantenido constantes en cada transformación.

Se ha añadido la figura 5f como demostración de que la superposición de los dos plegamientos puede no ser permutativa: AB puede no ser igual a BA. Las figuras 5c y 5f son ambas resultado del plegamiento de los lechos de 5a en doble plegamiento similar 5d y 5e, pero, en la primera, el plegamiento 5e ha sido anterior al 5d y, en la segunda, fue al contrario. El plegamiento superpuesto no es permutativo a menos que los parciales tengan la misma directriz (véase el cuadro de clasificación de la p. 100).

La figura 6 muestra otra disposición producida, en una sola capa, por plegamientos similares sucesivos dotados del mismo rumbo pero de disposiciones opuestas. Repitiendo tales superposiciones con una amplia variedad de pliegues, elegidos al azar, van surgiendo otros modelos cuyo reconocimiento en el campo, sugiere el tipo de pliegues parciales que los han originado. Las estructuras ganchudas, tan destacadas en la figura 5c, producen sinclinales anticliformes (estructuras que se asemejan, geométricamente, a anticlinales pero que tienen los estratos más modernos en el

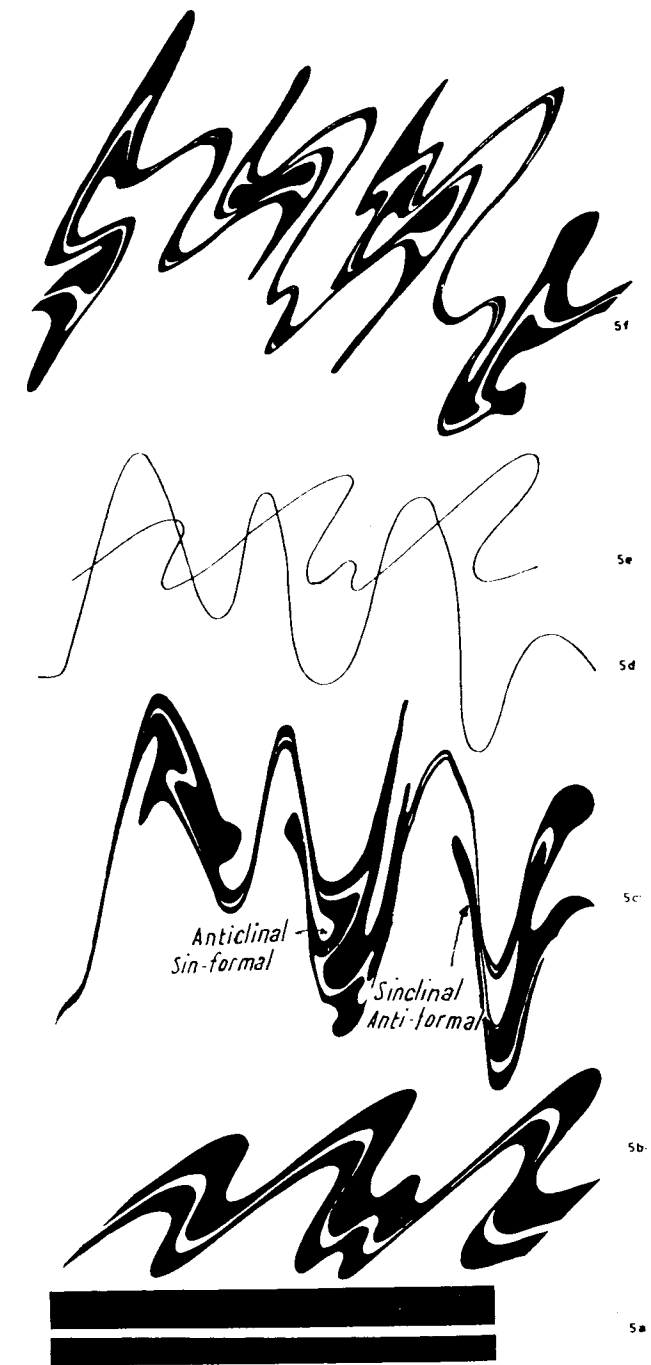


Fig. 5. Pliegues similares, del mismo rumbo y diferente disposición o actitud, superpuestos. 5a, las capas antes del plegamiento; 5b, las capas después del plegamiento según la pauta 5c; 5c, las mismas capas después de la superposición del plegamiento 5d; 5f, la disposición resultante de la superposición inversa, es decir, en el orden 5d-5e.

núcleo) y anticlinales sincliformes, y son características de pliegues similares, con idéntico rumbo pero diferente actitud, superpuestos.

Por ejemplo, en rocas intensamente plegadas no es raro encontrar un afloramiento con la forma ganchuda de la figura 7a, que podría ser la representación en planta de una intercalación de dolomía o de anfibolita en pizarras. La forma del afloramiento sugiere, a primera vista, que la masa

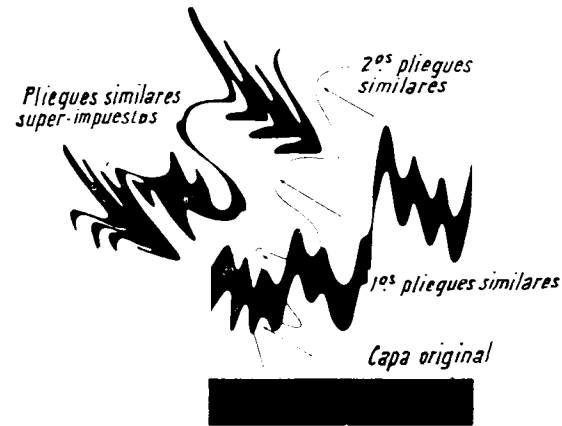


Fig. 6.—Superposición de pliegues similares con rumbo paralelo y actitudes muy distintas.

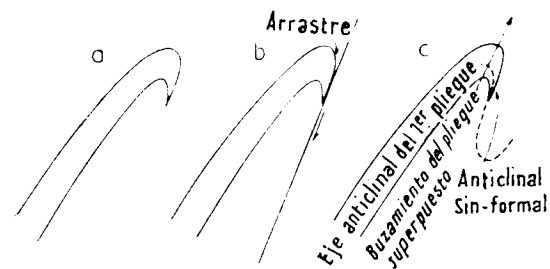


Fig. 7.—Interpretación alternativa de modelos de afloramientos.

de la dolomía ha sido estirada, en uno sus flancos, y cortada por una falla tal como se representa en la figura 7b. Y así podría haber sido en la realidad, pero también puede resultar totalmente falso. La misma disposición presentaría un afloramiento (7c) del tipo de estructura ganchuda de la figura 5c. Si en un mismo mapa geológico se observa una cierta repetición de estas formas, existe gran probabilidad de que la interpretación correcta sea la segunda y, en tal caso, los ganchos ponen de manifiesto el rumbo, el buzamiento del plano axial y el buzamiento de los segundos plegamientos, así

como el rumbo de los primeros, y la disposición relativa de las dos pautas.

Cuando falta el buzamiento necesario para que los afloramientos presenten estas formas ganchudas, es todavía más probable que, al cartografiar-

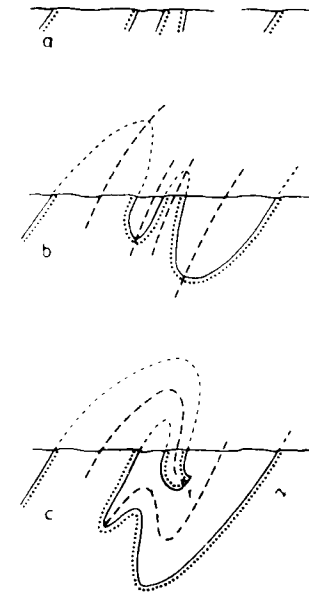


Fig. 8.—Interpretación alternativa de un mismo esquema de afloramientos.



Fig. 9.—Disposición del afloramiento de la figura 5c cuando el buzamiento axial es de 15°. Mírese en la dirección del mismo (de izquierda a derecha), según un ángulo de 15° entre la visual y la página, y se verá la sección transversal del pliegue (como en la fig. 5c).

las, se interprete erróneamente este tipo de estructuras. Tomemos, por ejemplo, las cinco repeticiones de una misma capa de la figura 8a en las que se conocen, con seguridad, la posición de techo y muro y el buzamiento de cada afloramiento, así como los ejes de los pliegues. La interpretación evidente que sugieren es la de la figura 8b, con anticlinales y sinclinales vergentes hacia la derecha. Sin embargo, el verdadero corte puede ser el de la

figura 8c, que es un anticlinal replegado. Si los ejes fuesen horizontales, esto no sería nada fácil de descubrir, pero si presentan cierto buzamiento, y la estructura puede seguirse hasta el punto en que el eje corta a la superficie del terreno, se llegaría a observar el gancho delator de la verdadera solución. La mayor parte de los especialistas en geología estructural saben que si se examina un mapa geológico en la dirección del rumbo, y con una inclinación de la visual sobre el mapa igual al buzamiento axial, lo que se ve es la sección estructural del área. Por eso, los pliegues de la figura 5c aflorarían según la figura 9 si su buzamiento fuese de 15°.

Análisis de plegamientos similares superpuestos

Aunque físicamente sencillos, los pliegues pueden resultar nada claros cuando se observan en el campo (como ejemplo, véase la fig. 10, que representa un corte vertical). Sin embargo, un ataque sistemático del problema puede aclarar un panorama aparentemente desesperanzador. Existen tres formas de análisis: (a) Análisis de las flexiones de las superficies de simetría en trazado referido a la estratificación. (b) Análisis estadístico de la estratificación utilizando gráficas de polos, de trazas o intersecciones, según los métodos desarrollados por Weiss, McIntyre y otros. (c), Análisis estadístico de la curvatura de la estratificación. De los tres, el más directo es el primero.

Comencemos el análisis de la figura 10 por un trazado de las superficies de estratificación y la numeración ordenada de las mismas (fig. 11). En este momento no conocemos cuál sea la más antigua ni cuál la más moderna y podemos perder la continuidad en las zonas fuertemente estiradas, pero estas zonas pueden resolverse, por lo general, si las estudiamos detenidamente. Si no fuera así, deben establecerse otras secuencias auxiliares utilizando números romanos, letras griegas y mayúsculas y minúsculas, si fuera necesario. Una vez realizada esta operación, encontraremos varios sitios en que los números adoptan disposición simétrica; por ejemplo, en X, donde los números siguen el siguiente orden: 9, 10, 11, 10, 9, y en Y, donde es 9, 8, 7, 6, 5, 6, 7, 8, 9. Dichos puntos corresponden evidentemente a ejes de pliegues, pero X e Y se diferencian en que el primero tiene el número más alto en el centro o núcleo, y en el segundo es el más bajo el que ocupa esta posición.

Ahora podemos trazar los ejes de simetría (fig. 12), utilizando líneas continuas, donde el eje está perfectamente definido, líneas de trazos, donde presentimos que existe, pero donde no está muy exactamente definido, y líneas de puntos donde se puede deducir su dirección general, aunque no pueda dibujarse con precisión su verdadera posición. Estos ejes se marcan con un círculo o con una cruz según que la capa central lleve un número de refe-

rencia mínimo o máximo. Donde la formación del núcleo forma una culminación, el eje debe pasar a la formación adyacente y, el sitio que parece in-

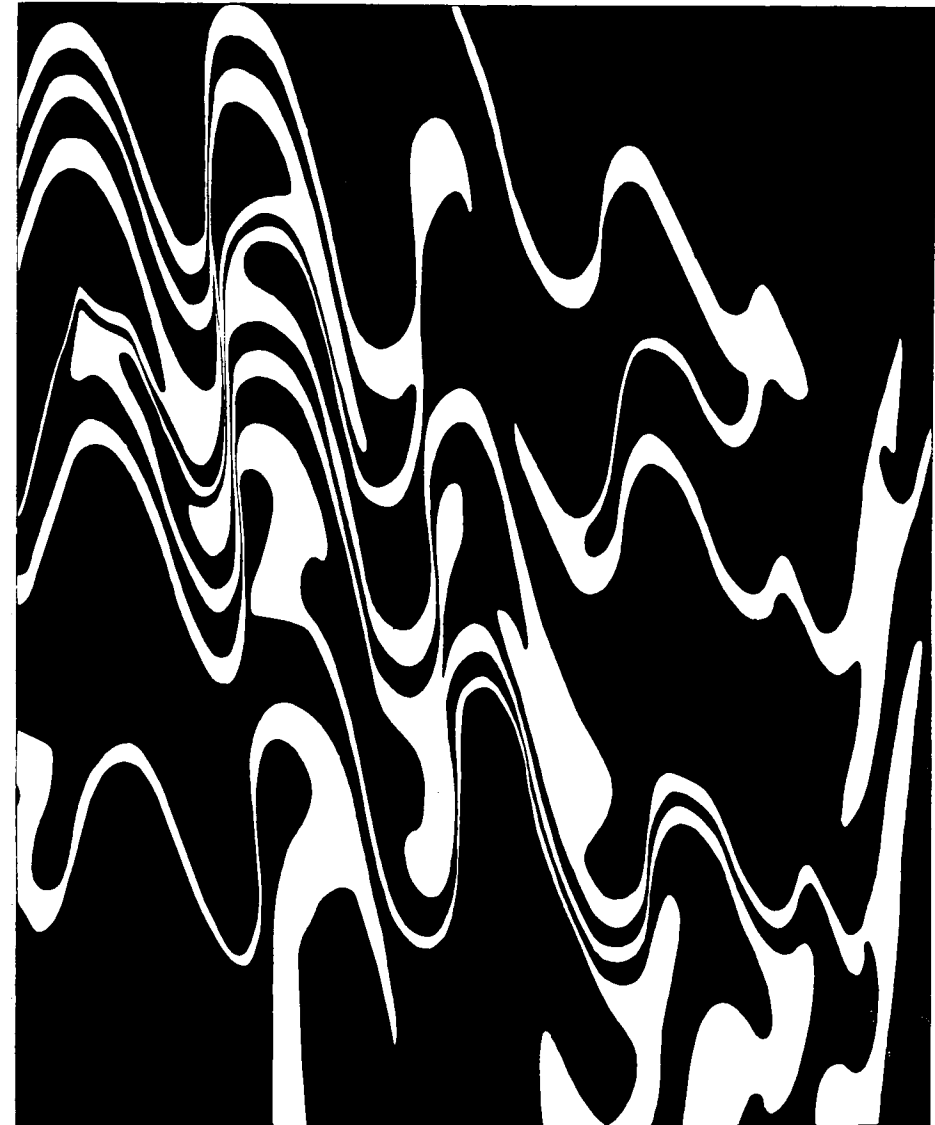


Fig. 10.—Corte a través de una superposición de pliegues similares con rumbos paralelos y disposiciones diferentes.

alicado para trazarlo es precisamente por este punto de culminación. Al dibujarlo así no se cometerá gran error, aunque, en realidad, el punto de paso del eje se encuentra, por lo general, algo separado de aquél.

De la figura 12 se deduce que podemos dibujar dos clases de ejes. Un sistema consiste en líneas, aproximadamente rectas y paralelas, donde alternan los círculos y las cruces. Las líneas del otro sistema presentan una forma

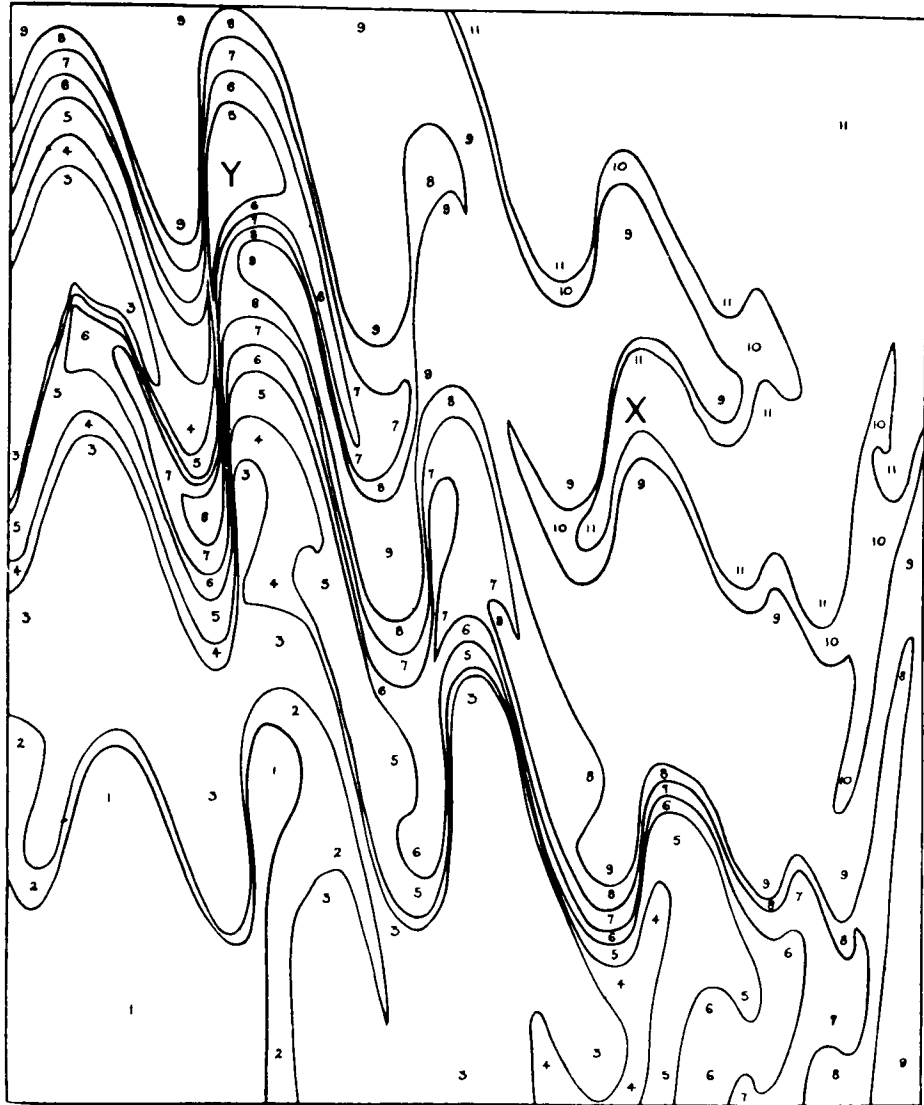


Fig. 11. -Secuencia de las unidades rocosas obtenida de la figura 10.

intensamente sinuosa, sólo llevan círculos o cruces, y son cortadas por las del primer sistema, que constituyen ejes tanto para sus inflexiones, como para la estratificación a partir de la cual se han obtenido. Además, en los puntos en que una línea del sistema recto corta a otra del sistema sinuoso,

cambia el signo de aquella. Es evidente que se ha logrado separar dos sistemas de trazas axiales: el sinuoso corresponde al primer y más antiguo

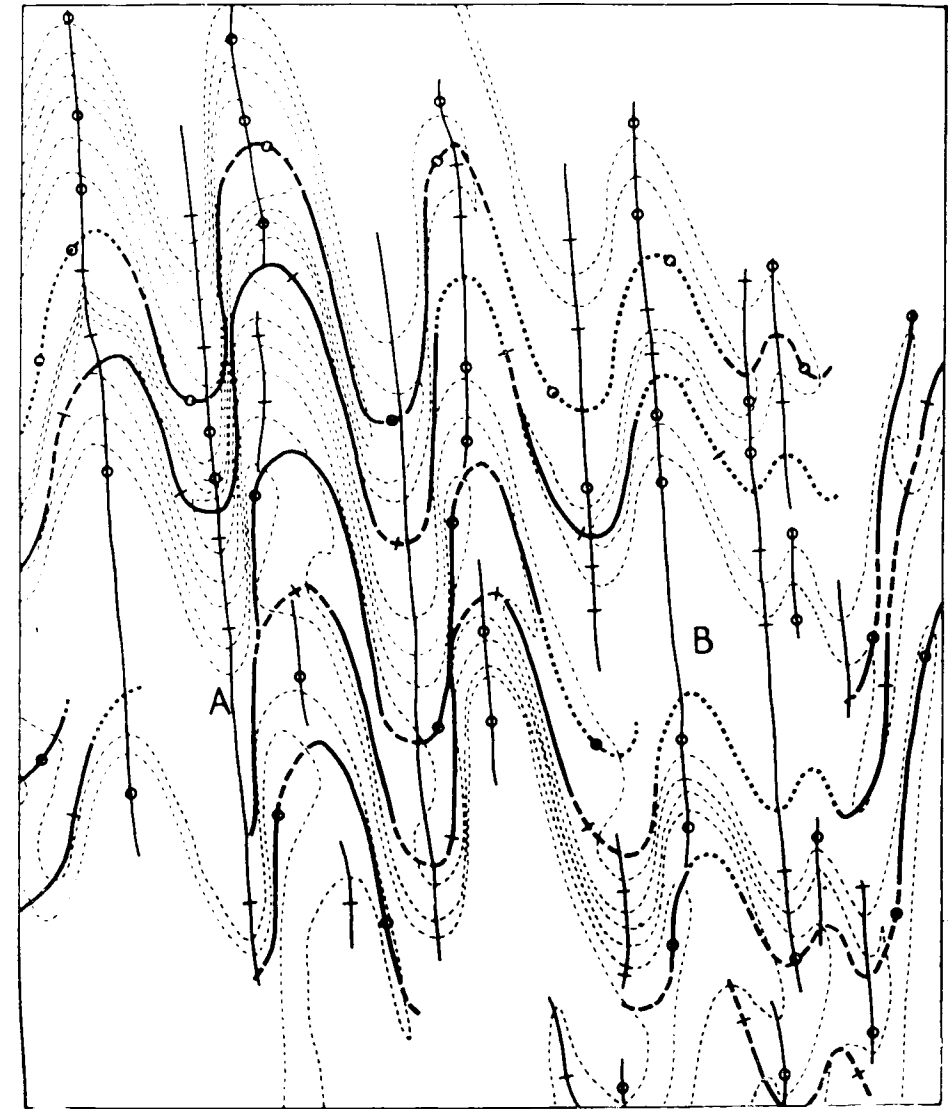


Fig. 12.—Ejes de simetría (ejes de plegamiento) obtenidos de la figura 11. La estratificación primitiva, marcada por líneas suaves de puntos, retrocede y las superficies axiales involutas de los primeros pliegues, que actúan como «estratificación» definidora de los segundos, se han hecho más visibles.

plegamiento, y el recto, al segundo. Por otra parte, ahora resulta posible dibujar la continuación del primer sistema de trazas axiales a su paso por zonas fuertemente estiradas, tales como A, uniendo las trazas del mismo.

signo, y en otras más amplias pero pobremente definidas, como B, apoyándose en las siguientes bases: *a*) deben unirse trazas axiles del mismo signo; *b*) las superficies axiles primitivas presentan una sinuosidad en cada intersección con una superficie axil joven y precisamente en el mismo sentido indicado en otras intersecciones de esta última; *c*) los números de las trazas

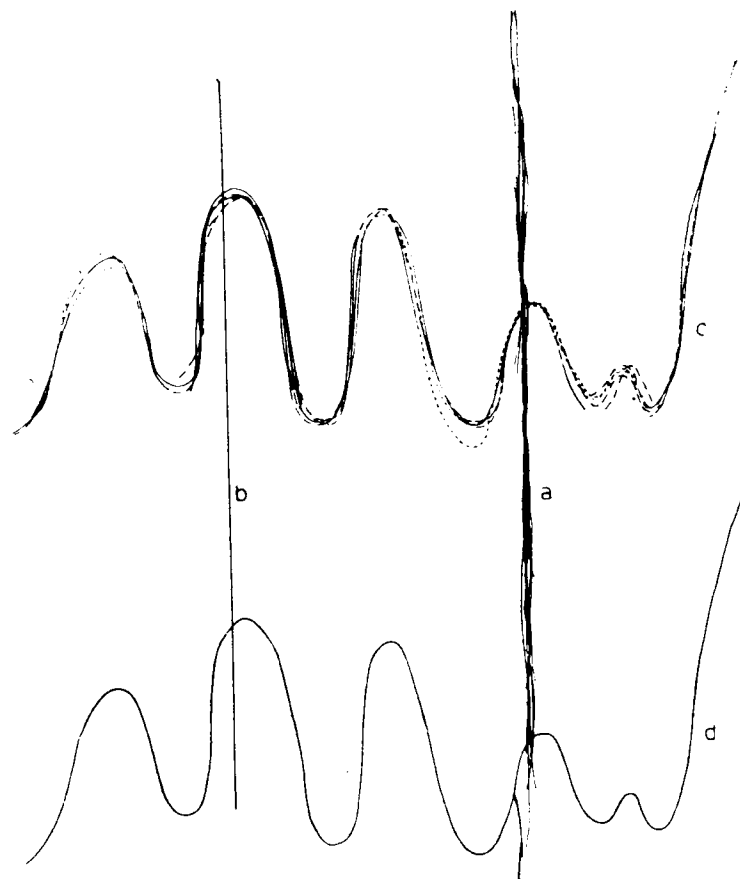


Fig. 13.—Determinación de las directrices medias y pautas de plegamiento general de pliegues superpuestos.

axiles primitivas interpoladas deben ser tales que, en cada intersección con las segundas y solamente en ellas, tenga lugar un cambio de signo.

En la figura 13 se han dibujado aparte los dos sistemas de trazas axiles de los pliegues. Utilizando ahora la ley del plegamiento similar (constancia de las potencias medidas en la dirección del flujo) eliminaremos el segundo plegamiento y quedará de manifiesto el primero. Después del primer plegamiento, las superficies axiles de los pliegues eran planas, o aproximadamen-

te planas, y su deformación constituye precisamente el segundo plegamiento (fig. 13).

Demos un paso más. Primero, se comprueba el paralelismo de las trazas axiles segundas, que son líneas de flujo del segundo plegamiento: si no fuesen paralelas, los segmentos en que cortan a la estratificación necesitan corrección, por convergencia o divergencia, según explicamos anteriormente. En el caso que estamos considerando se suponen ser paralelas. Calquemos ahora el más largo de entre los ejes del segundo plegamiento, y desplazemos el calco paralelamente a sí mismo, hasta obtener el resultado que más se aproxime a la congruencia, y calquemos después los restantes ejes (fig. 13*a*). La dirección general, así obtenida, se adopta como directriz (fig. 13*b*). Hagamos la misma operación con las líneas sinuosas, ejes del primer plegamiento. Es decir, calquemos la más continua de estas líneas y movamos el calco paralelamente a la directriz, para hacerla coincidir lo más exactamente posible con el resto de ellas, dibujando entonces éstas sobre la primera. Allí donde el eje estaba dibujado con línea continua, indicando con ello una clara definición, debería calcarse igualmente con línea continua, e igualmente deben mantenerse las líneas de trazos o de puntas, indicadoras de mayor incertidumbre, porque esta parte del pliegue puede resultar mejor conocida por otros ejes. Cuando se tengan superpuestos todos los ejes (figura 13*c*), se tomará la curva media, como representante del segundo plegamiento, dando preferencia a las líneas mejor definidas (fig. 13*d*).

Al proceder según la secuencia de las figuras 10, 11, 12 y 13, se ha venido haciendo un filtrado de la estratificación para obtener el armazón del segundo plegamiento, o sea, su forma y su directriz. Volvamos ahora a la figura 10 y utilicemos estos elementos para aislar el primer plegamiento (fig. 14). La figura 14*a* representa el afloramiento primitivo de la figura 10. La figura 14*b* se ha construido, a partir de aquélla, desplazando sus distintas partes en la dirección de la directriz (fig. 13*b*) y según la distancia por el segundo plegamiento (fig. 13*d*). La deformación de AB y CD, que limitan los rectángulos ABCD, representa el movimiento total. En la figura 14*b*, se nos aparece, por fin, el primer plegamiento —aunque en bruto y sin refinar, pero bastante distintamente—. La irregularidad de los flancos de los pliegues se puede deber a tres causas: *a*) la inseguridad del trazado al determinar los puntos donde se intersectan agudamente la estratificación y la directriz; *b*) ciertas irregularidades de la directriz y otras desviaciones de orden menor del esquema de un plegamiento estrictamente similar, y *c*) deformación real de los flancos originales. Las dos primeras, que son artificiales, pueden eliminarse repitiendo el proceso de la figura 13, como se ha hecho en la figura 14*a* a partir de la que se ha obtenido la forma pulida del primer plegamiento en la figura 14*d*. Si suavizamos todos los plie-

gues de la figura 14b, de acuerdo con la figura 14d, volvemos a las condiciones del rectángulo ABCD después del primer plegamiento (fig. 14c).

Ahora ya es muy sencillo eliminar el primer plegamiento, por repetición de este mismo proceso, retrocediendo así a las capas originales antes de la



Fig. 14. -Resolución de pliegues similares superpuestos en las capas originales. 14a, resultado final de la superposición; 14b, reversión inicial de los segundos pliegues; 14c, comparación, por superposición, de las capas sucesivas de 14b; 14d, directriz de la figura 14c; 14e, resultado de «refinar» 14b y 14d; 14f, restitución de 14e a las capas originales.

deformación (fig. 14f), y establecer una secuencia estratigráfica de todas las formaciones con sus potencias. El contorno ABCD de la figura 14f limita el material contenido en el rectángulo ABCD de la figura 14a. Como alternativa, existe la posibilidad de que el rectángulo primitivo se deforme en un contorno recíproco a éste con la forma de las figuras 13d y 14d.

De la figura 14 se deducen algunos hechos fundamentales del plegamiento similar. Primero, la potencia estratigráfica primitiva de cualquier capa, que ha experimentado uno o más plegamientos superpuestos según la ley del plegamiento similar, nunca es menor que la *máxima potencia* de esa capa en su estado final. Esto debería ser axiomático si nos detenemos a pensar en lo que sucede en el plegamiento similar y, sin embargo, casi invariablemente, los libros de texto hablan de engrosamiento de crestas, mientras que el hecho real es el de adelgazamiento de flancos (medidos ortogonalmente). El fenómeno universal de la separación de boudins, dondequiera que haya una capa delgada más viscosa que actúe como trazadora del movimiento, confirma esta generalización.

Segundo, cualquier punto que elijamos en la figura 14a puede ser identificado exactamente en la figura 14f y, por lo tanto, pueden determinarse las relaciones estratigráficas. Así, una anomalía estratigráfica, que pasa desapercibida en la figura 14a, salta inmediatamente a la vista en las figuras 14f y 14e. Es evidente que la capa 10, de la figura 14f, que termina en E, debería continuar por F y G. Algo semejante ocurre en la figura 14e y, si retrocedemos a la figura 14a, nos damos cuenta de que, efectivamente, la capa 10, que alcanza AB en el punto E, debería volver a cortar dicha línea en F y G debido al apretado pliegue (del segundo grupo) que se encuentra a la izquierda de E. Sin embargo, esta anomalía nos había pasado desapercibida durante todo el tiempo que hemos dedicado a estudiar la figura 14a y hemos tenido que llegar al final de nuestra tarea analizadora para darnos cuenta de ella. El análisis de este caso concreto nos indica que deberemos volver a examinar el afloramiento para ver qué ocurre en la capa 10.

La longitud de la apófisis en negro, que se extiende a la derecha de FG en la figura 14f, debería ser equivalente a la longitud del contacto entre las formaciones 10 y 11 que faltan, en la figura 14a, entre F y G. Entre las figuras 14f y 14a existe una absoluta identidad topológica. Si seguimos, por ejemplo, el contorno de ambas figuras, entre B y C, partimos de B en un punto relativamente alto de la formación 11, desde él ascendemos estratigráficamente un poco, para descender enseguida en la secuencia hasta 10, luego volvemos a ascender un poco en la serie y pasamos por un sinclinal del primer sistema, en cuyo otro flanco descendemos de nuevo, pasamos por la capa 10 y alcanzamos hasta casi la base de la capa 9, en un anticlinal del segundo sistema, desde donde ascendemos en la misma capa hasta el punto C. Resulta muy instructivo seguir, paso a paso, el contorno ABCD en las dos figuras.

Tercero, en todas las figuras ha persistido un elemento inevitable de indeterminación. Al principio del artículo advertimos que la estratificación no es capaz de poner de manifiesto la deformación paralela a ella; ahora podemos añadir que tampoco es susceptible de manifestar las rotaciones

globales. Puesto que las capas debieron ser primitivamente horizontales, ha debido haber un cierto movimiento de rotación, pero esto no se puede deducir por la simple consideración de la geometría del plegamiento, sino por razones que le son totalmente ajenas. Las transformaciones que ha sufrido la figura 14 pueden ser igualmente aplicables tanto al plegamiento y repliegues de un sistema de capas, primitivamente horizontales, como a la involución de otro sistema de filones paralelos.

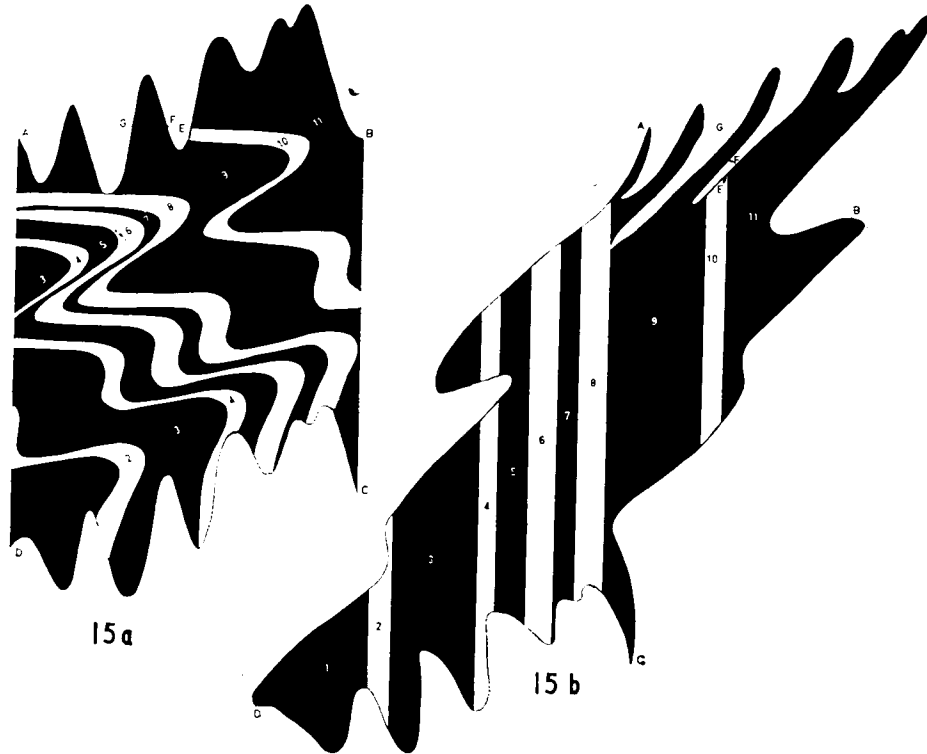


Fig. 15 a. —Otra forma alternativa de la figura 14e si se añade un cizallamiento simple; 15 b, otra forma alternativa de la figura 14f si se añade un cizallamiento simple.

El factor arbitrario se ha introducido en las figuras 14a y 14b, donde el plegamiento de la figura 13d ha sido desplazado por una serie de traslaciones, paralelas a la directriz, capaces de reducir 14d a una línea recta perpendicular a dicha directriz. De hecho, es mucho más probable que, en lugar de ser normales, aquella hubiese estado formando un ángulo agudo con ésta. (El suponer que fuesen normales implica la suposición arbitraria de que las superficies axiales del segundo plegamiento fuesen normales a las del primero). Si se hubiese adoptado un ángulo diferente, hubiéramos tenido que reemplazar la figura 14e por otra del tipo de la figura 15a, obtenida a partir de la figura 14d mediante un simple cizallamiento paralelo a la se-

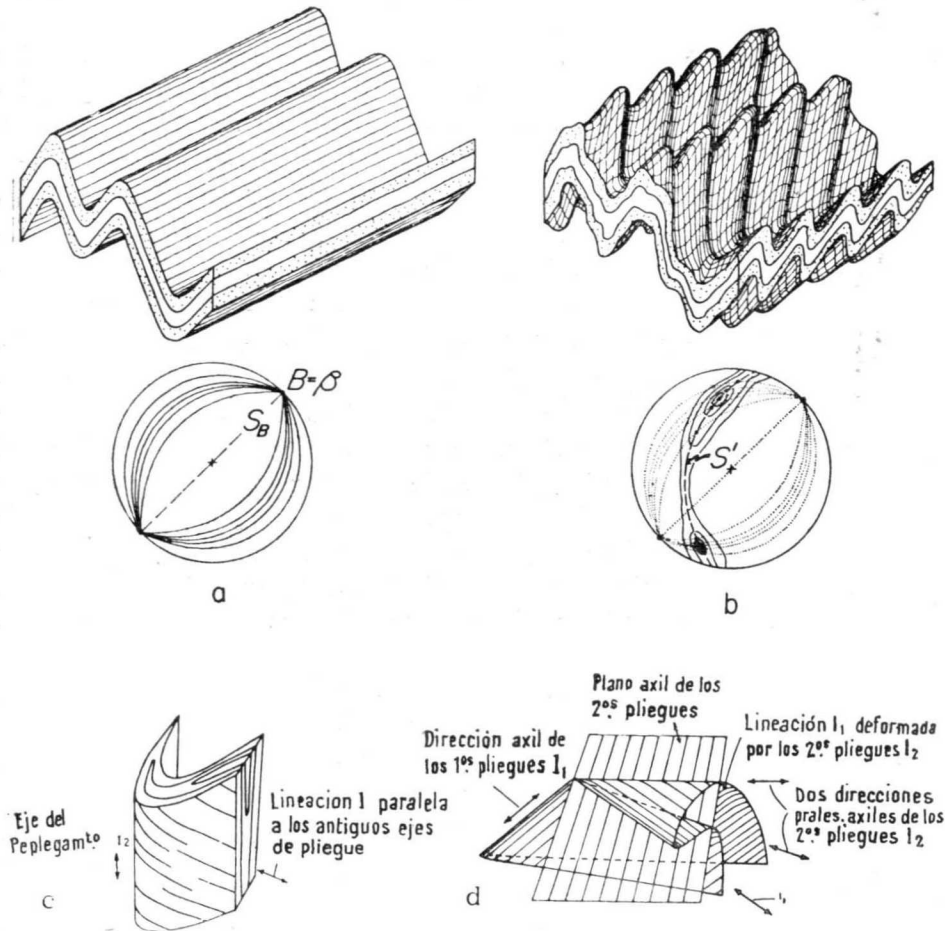
gunda directriz (13b). Sin embargo, esto no habría afectado al resultado puesto que el ángulo del cizallamiento introducido en la figura 15a hubiese quedado anulado por otro diferente para la primera directriz correspondiente a la nueva disposición. Hay, pues, un ángulo arbitrario de cizallamiento simple, distribuido recíprocamente entre los dos sistemas de plegamiento, que permanece indefinido en la disposición final de los pliegues resultantes. De esto se deduce que la forma de los pliegues intermedios sólo podría determinarse realmente cuando tuviéramos la certeza de que las capas fueron horizontales primitivamente y que no ha habido ni rotaciones generales ni plegamientos distintos de los dos considerados.

Aún así, antes del primer plegamiento, también existe un cizallamiento indeterminable paralelo a la estratificación. La figura 14a podría haberse obtenido tanto de la figura 15b como de la figura 14f, cuya única diferencia estriba en un cizallamiento sencillo paralelo a la estratificación.

Superposición de pliegues similares con rumbos transversales.—Morfológicamente, el plegamiento superpuesto no es reconocible si las superficies axiales no fueran paralelas; se obtienen disposiciones diferentes según que los plegamientos tengan el mismo rumbo, pero diferente posición (tal es, por ejemplo, el caso de los pliegues de las figuras 5c, 5f, 6 y 10), o que sus rumbos sean transversales. La superposición de pliegues con rumbos transversales es más conspicua en planta que en corte, puesto que en la mayor parte de los cortes domina uno u otro sistema de pliegues. Por otra parte, la disposición difiere mucho según que los primeros pliegues estén invertidos o no.

O'Driscoll (en este mismo volumen), utilizando ingeniosos modelos de mazos de cartulinas, ha estudiado las formas producidas cuando los dos sistemas de pliegues se intersectan perpendicular u oblicuamente, pero compartiendo una misma directriz. En el primer caso se producen cúpulas y cuencas. Su lámina III B, figura 2 y lámina IV A muestran las formas resultantes para un horizonte único; las láminas IV A, B y C representan la planta de las mismas; en la IV A pueden verse además las secciones paralelas a cada uno de los sistemas de pliegues y la lámina V muestra las trazas sobre una superficie oblicua. Las láminas I C, II B, C y III A, C y las figuras 1, 4, 5 y 6, se refieren a la superposición de pliegues oblicuos entre sí, y demuestran que las cupulas y cuencas resultantes representan ejes sigmoides con escalonamiento a derecha o izquierda según el ángulo relativo de los cizallamientos de los dos flancos que se cortan. Generalmente, se supone que esta disposición de anticlinales sigmoides escalonados indican movimientos transcurrentes de dislocación (desgarre), pero O'Driscoll insiste en que su formación no implica más que transporte vertical. Las desviaciones aparecen dondequiera que los ejes, que interfieren, sean paralelos o tengan una componente de movimiento común (es decir, que no son per-

pendiculares); estas desviaciones son las que producen la disposición sigmoidea (desviaciones en sentidos opuestos a cada lado de las crestas resultantes) y pueden dar lugar a migración de crestas o culminaciones bajo una discordancia (véase O'Driscoll, fig. 9 del texto).



Figs 16 a y 16 b, superposición cilíndrica de plegamientos con ejes oblicuos, según Weiss, y proyecciones estereográficas de la estratificación y ejes de pliegues (Weiss, 1959, fig. 5); 16 c y 16 d, deformación superpuesta a unos pliegues lineados originales (Ramsay, 1960, figs. 1 y 2). Ejes y directrices oblicuos.

Weiss (1959) ha estudiado las mismas formas que O'Driscoll por análisis estadístico de planos S (fig. 16).

Reynolds y Holmes (1954) han investigado un caso de superposición de pliegues, con rumbos ortogonales y directrices oblicuas, mediante cartografía de campo y análisis de petrofábricas, así como en modelos de plasticina. Según ellos, en estas condiciones las trazas sobre una superficie horizon-

tal (correspondientes a las figuras 19 y 20 de O'Driscoll) presentan formas en tridente, en corazón, en estribo y en ancla (fig. 17).

Si los ejes ortogonales de Reynolds y Holmes se hacen oblicuos, siendo

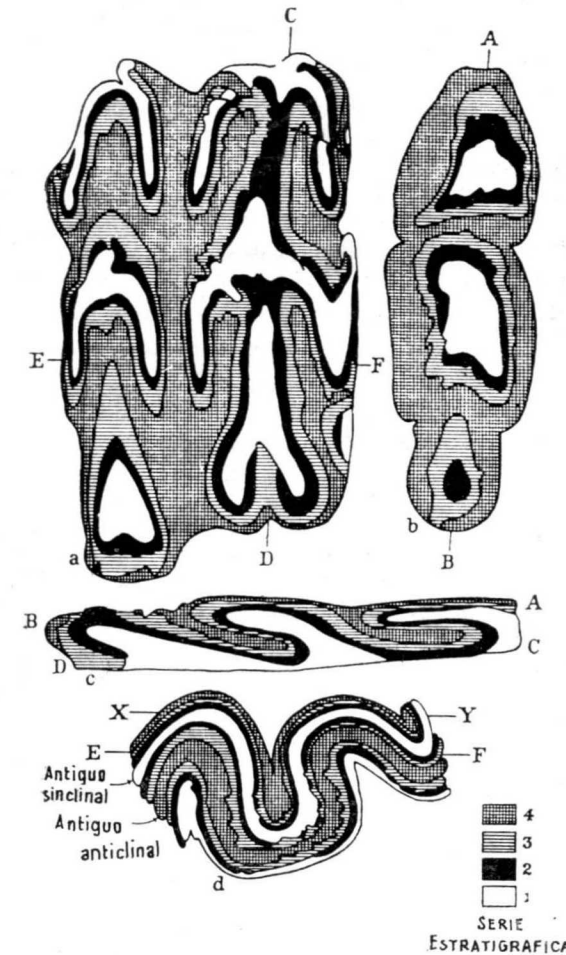
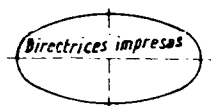


Fig 17.—Superposición de pliegues similares con rumbos ortogonales y directrices divergentes (según Reynolds y Holmes, 1954, fig. 13). EF es la directriz axial del primer plegamiento y CD (o AB) la del segundo. (a) Disposición en una sección horizontal. (b) Otra sección horizontal, de la mitad derecha solamente, más alta que la anterior. (c) Sección del modelo, por CD en (a) y AB en (b), antes de seccionarlo horizontalmente. AB y CD representan los niveles de las secciones horizontales (b) y (a), respectivamente. (d) Sección del modelo, por EF de (a), antes de seccionarlo horizontalmente. XY y EF representan los niveles de las respectivas secciones horizontales (b) y (a).

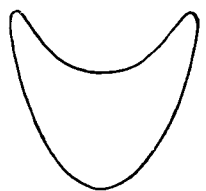
las directrices también divergentes, se producen disposiciones análogas, pero en forma sesgada, como indica la figura 18. La oblicuidad da lugar a trazas:



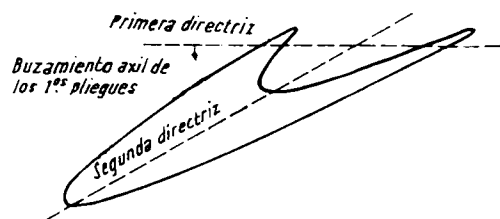
Ambos pliegues simétricos. ejes horizontales:



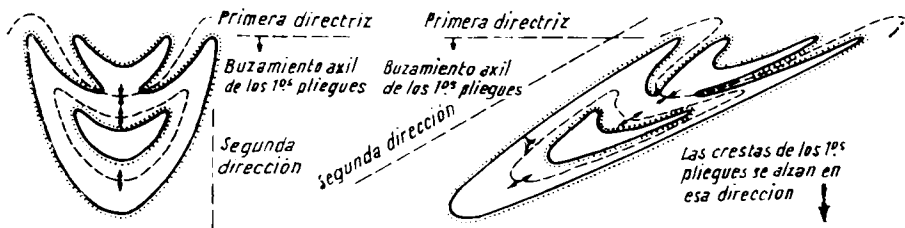
B Rocas más antiguas, sinantiformes
mas modernas si sinformes



Crestas de los pliegues, altura similar



c



Los primeros pliegues tienen sus crestas en alzamiento progresivo

d



Primeros pliegues a 1/4 de long. de onda de los segundos pliegues

Fig. 18.—Comparación de superposición de pliegues, perpendiculares u oblicuos, al variar su disposición relativa. Todas las figuras representan plantas.

axiles sigmoideas por la misma razón que el caso de directriz común de O'Driscoll.

En la columna de la izquierda de la figura 18, los ejes de los pliegues

son perpendiculares entre sí. En la columna de la derecha, se cortan a 30°. En la figura 18a ambos pliegues son simétricos pero no tiene doble longitud de onda que el otro. En la figura 18b los primeros pliegues están algo volcados. En la figura 18c también tienen esta posición, pero las líneas de cresta se encuentran a diferentes alturas, aunque las líneas axiales de todos los pliegues son horizontales y las longitudes de onda iguales. En la figura 18d se suponen condiciones análogas a las de la 18c, excepto que los primeros pliegues tienen un cuarto de la longitud de onda de los segundos. Las formas de la columna izquierda presentan simetría bilateral; el plano de simetría es la superficie axial del segundo plegamiento y las líneas que unen puntos simétricos marcan la directriz del primero. Las puntas de los tridentes (o de los corazones, o de las anclas) apuntan en sentido contrario al del buzamiento de los planos axiales de los pliegues del primer sistema.

Si los ejes de los plegamientos se cruzasen oblicuamente, se obtendrían formas análogas, pero sesgadas en un determinado ángulo, que en la figura 18 es de 60°, lo que no impediría su reconocimiento. Donde las direcciones de los ejes se aproximan tanto al paralelismo que estas disposiciones no resulten claras, aún cuando queden acortadas, por una línea visual oblicua, los rumbos podrán ser considerados como paralelos al hacer el análisis correspondiente. Siempre que, en rocas violentamente plegadas, aparezcan las formas en tridente y similares, éstas nos están indicando la presencia de plegamientos transversales superpuestos y la posibilidad de su resolución.

Normalmente, en los anticlinales se encuentran estratos más jóvenes, a medida que nos alejamos del núcleo, mientras que en los sinclinales sucede lo contrario. En el tipo de pliegues que estamos considerando, la superficie axial de los primeros pliegues (superficie de simetría estratigráfica) puede presentar una estructura tal que en ella se presenten estructuras parciales invertidas (sinclinales anticliformes y anticlinales sincliformes) donde sucede precisamente lo contrario (véase la fig. 18c). Utilizando los principios que hemos deducido para el plegamiento similar, no resulta difícil, aunque sí pesado, el reconstruir las líneas estructurales de nivel de pliegues teóricos de este tipo. La misma capa puede encontrarse repetida en dos o tres niveles de la misma vertical, por lo que se hace necesaria la utilización de colores para diferenciar aquellas líneas. Si disponemos de un mapa de líneas de niveles estructurales, las formas de afloramiento podrán superponerse al topográfico de igual forma que se combinan, normalmente, las líneas de nivel topográficas y estructurales.

Possible categorías de plegamientos superpuestos

De acuerdo con las relaciones existentes entre los respectivos rumbos y directrices, podemos ahora resumir las posibles categorías de los plegamientos superpuestos en el siguiente cuadro exhaustivo:

Clasificación de pliegues similares superpuestos

Rumbos	Directrices	Simetría compuesta	Ejemplo figurado	Disposición
1 Paralelos	Comunes	Ortorrónica	Fig. 1	Superposición no discernible topológicamente.
2 Paralelos	Oblicuas	Monoclínica	Figs. 5 c, 5 f, 6, 12, 13, 14.	Formas ganchudas, anticlinales sincliformes y sinclinales anticliformes.
3 Ortogonales	Comunes	Ortorrónica	Láminas III B, IV A, B y C, y fig. 2 de O'Driscoll.	Cúpulas y cuencas ortogonales.
4 Oblicuos	Comunes	Monoclínica	Fig. 16 (de Weiss) y láminas I C, II B, C, III A, C, y figs. 1, 4, 5 y 6 de O'Driscoll.	Cúpulas y cuencas escalonadas, ejes de pliegues sigmoideos.
5 Ortogonales	Oblicuas	Monoclínica	Figura 17 (de Reynolds y Holmes) y 18	Formas en ancla, tridente y corazón.
6 Oblicuos	Oblicuas	Triclínica	Figuras 18, 16 c y 16 d (de Ramsay, 1960).	Formas sesgadas en ancla, tridente y corazón.

Las formas (1) (3) y (4) son permutativas, es decir, que el orden de los plegamientos parciales no alteran el resultado de su superposición. Esto se debe a que las líneas de flujo (directrices) son idénticas. Las formas (2) (5) y (6) no lo son.

El plano de cizallamiento del segundo plegamiento parcial tiende a dominar en la actitud general del plegamiento compuesto, porque, por el segundo plegamiento, cualquier superficie sufre una mayor o menor rotación según que su posición, después del primero, sea menos o más próxima a la actitud resultante (compárese, por ejemplo, los figs. 5c y 5e). Las alineaciones *a* pertenecientes al primer plegamiento permanecen, sin variación, en las categorías (1) (3) y (4) (esto es, cuando los dos plegamientos tienen una directriz común), mientras que, en las categorías (2), (5) y (6), las primitivas lineaciones *a* se dispersan en el plano que contiene a las dos directrices (véase Ramsey, 1960). Las alineaciones *b* de los primeros pliegues se dispersan, sea cual fuere la categoría de la superposición, y forman un cinturón en el círculo máximo que presenta el plano de los ejes del primer plegamiento (*b* originalmente) y las directrices superpuestas. Estos cinturones muestran un máximo en la segunda directriz y mayor densidad en el arco menor del círculo máximo, entre los ejes del primer plegamiento y la directriz del segundo.

El cuadro anterior es exhaustivo con respecto a las posibilidades de una superposición sistemática. Podría pensarse que un cizallamiento recurrente, con directriz horizontal u oblicua, no contenido en el plano de la directriz o del eje de los primeros pliegues, podría introducir una nueva categoría, pero no es así. De la lámina III B de O'Driscoll, resulta muy claro que las formas (3) y (4), o dos variantes de la (4), pueden obtenerse mutuamente imponiendo al mazo de cartulinas de O'Driscoll un simple cizallamiento de directriz horizontal. También puede conseguirse un cizallamiento sencillo, en la dirección del eje del otro plegamiento, por basculación de la base del paquete de cartulinas, como se ha hecho en la lámina III A de O'Driscoll. Si se impusiesen simultáneamente esos dos cizallamientos (por ejemplo, mediante elevación de una esquina del paquete según la fig. 2 de O'Driscoll), el efecto sería el mismo que el producido por un eje de cizallamiento simple inclinado con respecto a la vertical. Topológicamente, todas las formas son continuas y no introducen categorías adicionales.

Compresión aparente en el plegamiento similar

Los pliegues del tipo de los de la figura 1 se suponen, generalmente, debidos a una intensa compresión cortical —dogma básico de la geología estructural—. Pero, en realidad, estos pliegues conservan su anchura, medida normalmente al rumbo, antes y después del plegamiento; el acortamiento es nulo. Tal plegamiento no es prueba de compresión —denota meramente un flujo, y un flujo que puede presentarse en muchos campos de esfuerzos—. El flujo no implica, ni más ni menos, que una diferencia de esfuerzos, y una diferencia de esfuerzos puede ser resultado tanto de una compresión como de una dilatación. Los pliegues de la figura 1 podrían haberse desarrollado durante una dilatación cortical, como se muestra en la figura 19, donde se ha producido un sistema idéntico de pliegues, mientras que la longitud perpendicular al rumbo se ha duplicado. En esta figura, las líneas de flujo divergen hasta el doble de su intervalo primitivo, por lo que los segmentos paralelos a ellas se reducen a la mitad. El volumen total de cada una de las capas plegadas, de la parte superior de la figura 19, es idéntico al de las correspondientes capas sin plegar de la parte inferior. Este fenómeno se presenta dondequiera que las líneas de flujo divergen hacia arriba, como puede suceder, por ejemplo, en muchos diápiros y, según veremos más tarde, en la mayor parte de las zonas axiales orogénicas.

Ciertamente que podríamos haber obtenido este mismo sistema de pliegues por compresión lateral de las capas a la mitad de su longitud. Pero ahí está el quid, sobre el que deseamos llamar la atención; los pliegues de este tipo, que encontramos en el campo, no deben darnos una idea única, sea

de compresión o de dilatación. Los pliegues indican transporte diferencial y la suposición de que un apretado plegamiento indica compresión fuerte, e incluso suave, es una falacia geológica que desde ahora debemos desechar.

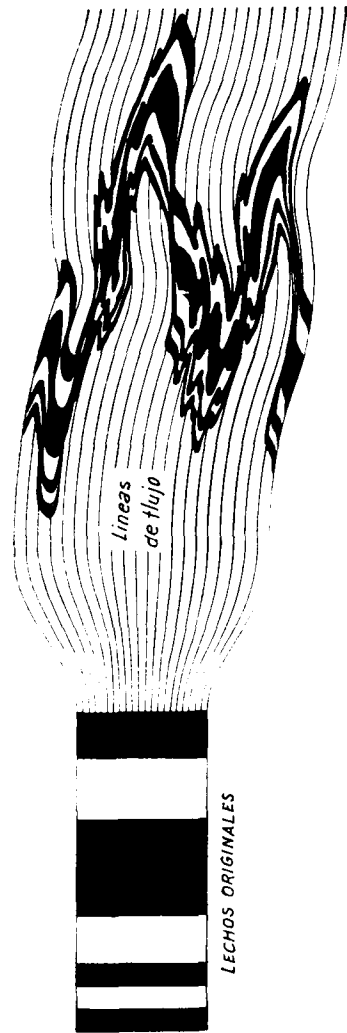


Fig. 19.—Pliegues similares que muestran dilatación al doble de anchura durante el plegamiento.

Los geólogos de campo, al cartografiar pliegues de los mostrados por las figuras 5c, 5f, 6 y 10, han dado por supuesto, casi invariablemente, que se trataba de estructuras de compresión. Nada más que una compleja historia de pura compresión podría producir pliegues semejantes a los de la

figura 10. Este ha sido el credo. Pero en todos estos ejemplos particulares, la compresión ha sido nula y todos, y cada uno de ellos, podrían producirse en un medio ambiente de dilatación.

PLEGAMIENTO CONCÉNTRICO

Anisotropía de la deformación

El plegamiento concéntrico, tal como el de la figura 4, obedece a la ley de conservación de potencias, es decir, que el espesor de cada lecho, permanece constante a lo largo de todo él. Esto supone el que una perpendicular a cualquier capa, en cualquier punto, lo es también a las capas superior e inferior y que el centro de curvatura es el mismo para todos los lechos en los puntos de intersección con tales normales, es decir, que los lechos son continuamente concéntricos. La limitación de que la deformación no cambie los espesores ortogonales sólo puede ser cumplida mediante una marcada anisotropía paralela a la estratificación.

Partamos de un plegamiento isotrópico sencillo en el que todos los lechos ofrecen idénticas propiedades de flujo y en que, como consecuencia, toda deformación está regida solamente por el campo de esfuerzos, con independencia de cómo este campo cruce la estratificación. Manteniendo sencillas todas las restantes variables, sustituyamos uno de cada dos lechos por otro dotado de distintas propiedades de flujo, de manera que fluya con una velocidad diez veces mayor, bajo la misma carga, que la que ofrecía el material original del lecho sustituido. En las nuevas circunstancias, y bajo un campo uniforme de esfuerzos, el alcance de la deformación durante un determinado tiempo será diez veces mayor en el material más dúctil o fluyente que en el otro. Esto quiere decir que las líneas de flujo resultarán mucho más apretadas en el material cedente, exactamente lo mismo que las líneas de flujo magnético se acumulan más apretadamente en los lechos de mayor permeabilidad magnética, o como las líneas de flujo hidráulico, que aparecen menos espaciadas, o más cerradamente apretadas, en lechos alternos cuya permeabilidad es diez veces mayor que la de los intermedios. Conforme incrementa la disparidad en velocidades de flujo, en el caso de pliegues, o la permeabilidad hidráulica o magnética en los ejemplos análogos, las líneas de flujo se van concentrando en forma incrementante en las capas más receptivas, hasta que llegan a ser virtualmente paralelas a la estratificación. En el límite, cuando la disparidad llega a ser muy grande, son paralelas a la estratificación y el resultado es el plegamiento concéntrico, en que la deformación tiene lugar enteramente por flujo cortante paralelo a la estratificación.

Se solía enseñar a los geólogos que el pliegue similar no era sino una forma extrema, consecuencia de una mayor intensidad, del mismo tipo de fenómenos que producía el pliegue concéntrico en los casos más sencillos. Esta idea es falsa. Los pliegues similares y los concéntricos constituyen casos ideales situados en los extremos opuestos de un espectro. El plegamiento similar responde a la deformación de material isótropo en que la estratificación no tiene importancia física. El pliegue concéntrico, está en el polo opuesto en que la estratificación controla la deformación, de tal manera, que toda la deformación resulta de resbalamientos de lecho sobre lecho y todo el flujo es paralelo a la estratificación. Ahora bien, esto puede tener lugar solamente si las resistencias al flujo en las separaciones entre lechos es despreciablemente pequeña en comparación con el flujo en dirección transversal. Pero la Naturaleza no suele satisfacer generalmente ninguna de estas condiciones ideales extremas. El plegamiento real se extiende a lo largo del espectro entre los extremos, cubriendo una parte en dirección al polo del plegamiento similar, y otra mucho más extensa hacia el polo del concéntrico con un basto plegamiento concéntrico de capas «competentes», debido a la cesión mucho más rápida de las delgadas capas incompetentes intermedias.

Nuestra experiencia empírica de la distribución de los plegamientos similares y concéntricos está totalmente de acuerdo con esta imagen. ¿Dónde encontramos pliegues concéntricos?, en las cuencas sedimentarias que reposan sobre fondos estables o plataformas, o flanqueando los empilamientos orogénicos que rebosan sobre estas plataformas. Y ¿dónde se aproximan más los pliegues hacia el polo de lo similar? En las zonas orogénicas axiales, entre las rocas cristalinas pizarreñas, así como en el hielo, la sal y el yeso, en que el material es casi o inherentemente isotrópico a la deformación. Los sedimentos de las plataformas se componen de margas, areniscas, conglomerados y calizas, que poseen gran amplitud de gama de velocidades de flujo bajo una determinada carga, una gama de viscosidades quizá del orden de un millón.

Es totalmente de esperar que aquellos pliegues constituídos en una serie interestratificada de tales materiales, cuya amplitud sea mayor en uno o más órdenes, que el espesor de los lechos, deberán conformarse razonablemente bien, con la condición de que las secciones proyectadas por arcos tangenciales concéntricos conserven espesores ortogonales. Pero conforme estas rocas queden profundamente enterradas en geosinclinales, y las temperaturas y presiones fluidas incrementen, su plegamiento se apartará cada vez más del tipo concéntrico y entrará en el campo del plegamiento similar. La viscosidad de toda clase de materiales cristalinos declina exponencialmente con la elevación de la temperatura absoluta. Todas las rocas fluyen más rápidamente, bajo una misma carga, conforme aumenta el soterra-

miento, pero este hecho no produce por sí mismo pliegues similares. Lo verdaderamente importante es que las temperaturas incrementantes y las presiones fluidas entran más a saco en las viscosidades de las rocas más «competentes» que en las de aquellas cuyas viscosidades eran ya bajas, y de esta manera se llega a una convergencia de viscosidades en las zonas orogénicas axiales. Tal convergencia arrastra consigo una isotropía física con respecto a la deformación, de aquí el plegamiento similar. Gustafson, Burrell y Garretty (1950), en su estudio clásico de los filones, intensamente deformados y mineralizados, de Broken Hill, subrayaron el hecho de que conforme las diversas formaciones adentraban en la zona atenuada, no tenía la menor importancia que la roca fuese una granulita granitífera, una pizarra

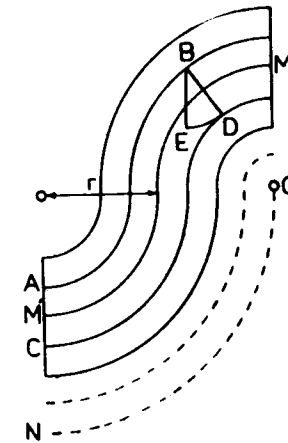


Fig. 20.—Longitudes de arco a lo largo de pliegues concéntricos.

de sillimanita o una roca verde, cualquiera que fuera el tipo de roca que estuviese próximo, experimentaba su deformación fluida, independientemente de su clasificación petrográfica o de su imaginaria competencia. El estilo tectónico de Broken Hill es, por consiguiente, afín al pliegue similar típico de la figura 5.

Desarrollo en longitud a lo largo de los pliegues concéntricos

Siempre que todos los centros de curvatura de cada elemento del pliegue queden fuera de la lámina plegada, la longitud de cualquier lecho concéntricamente plegado es la misma que la que tenía originalmente. Por consiguiente, el desarrollo longitudinal a lo largo de todos y cada uno de los lechos es el mismo que el de un flanco completo del pliegue medio de cresta a seno. Que ello es cierto puede apreciarse en la figura 20, que muestra so-

lamente dos centros de curvatura y en que el horizonte medio M se compone de dos cuadrantes iguales. Lo que los horizontes sucesivos ganan en desarrollo longitudinal, conforme se aproximan a un centro, lo pierden al alejarse del otro. La interpolación de cualquier número de centros de curvatura adicionales entre los que dan origen a la cresta y al seno no altera esa circunstancia. Puesto que el desarrollo longitudinal a lo largo del pliegue es constante, el área de la superficie plegada permanece también constante. Si tomamos un sector más corto, ABCD, la traza del pliegue AB es más corta que la traza del pliegue CD por el valor precisamente de la porción DF del arco, que resulta de trazar BE paralela a AC (véase Goguel, 1952,

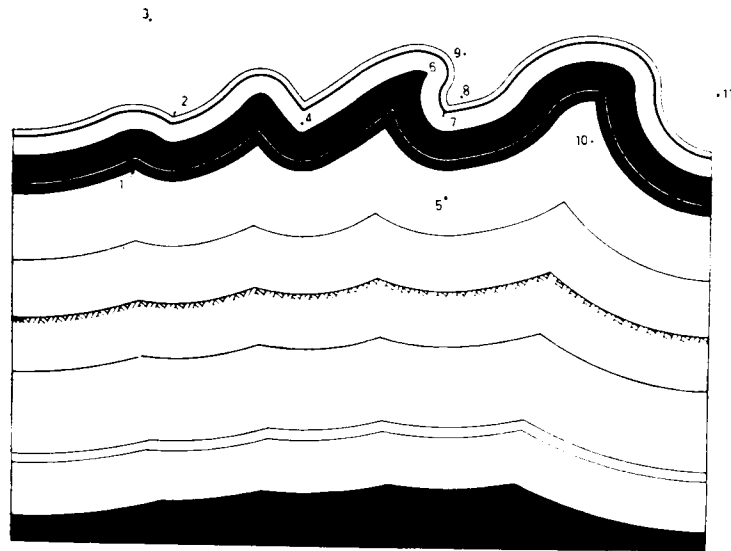


Fig. 21.—Los pliegues concéntricos disminuyen hacia abajo.

página 118). La longitud del doble flanco MM' es πr y la longitud del arco NO es también πr . Pero si trazamos otro horizonte a igual intervalo bajo O, la igualdad falla porque la ecuación sólo es verdadera mientras los centros de curvatura queden fuera de la lámina plegada. Por consiguiente, cualquier horizonte situado bajo el centro de curvatura de un pliegue anticlinal va adoptando forma acuminada y mide menor longitud dentro del pliegue, si es que éste sigue siendo concéntrico.

Los pliegues concéntricos de la figura 4 aparecen prolongados hacia abajo en la figura 21, que ilustra dos reglas importantes que gobiernan el comportamiento de los pliegues concéntricos:

- 1) Todos los pliegues concéntricos se extinguen en profundidad.
- 2) El desarrollo longitudinal según lechos de uno o una serie de pliegues permanece constante mientras que los centros de curvatura queden

fuera del sector, pero se hacen sustancialmente más cortos hacia abajo conforme se va alcanzando cada centro de curvatura (indicados por números).

La figura 22 muestra el resultado del estiramiento y «planchado» de cada uno de los lechos del pliegue de la figura 21. Los números de los centros de plegamiento que corresponden a los cambios de longitudes de los lechos, quedan indicados en la margen derecha de la figura. La única parte de estos pliegues que ha tenido un desarrollo libre es la comprendida entre 4 y 6. Todos los lechos situados por debajo de 6 son más cortos, y cada vez que es alcanzado un centro más de curvatura se origina una inflexión adicional en la curva de longitud de perfiles. Esto es tan cierto y aplicable para lo que queda por encima como por debajo de la formación maestra que rige la forma del pliegue. Hechos estos, que exigen reajuste de importan-

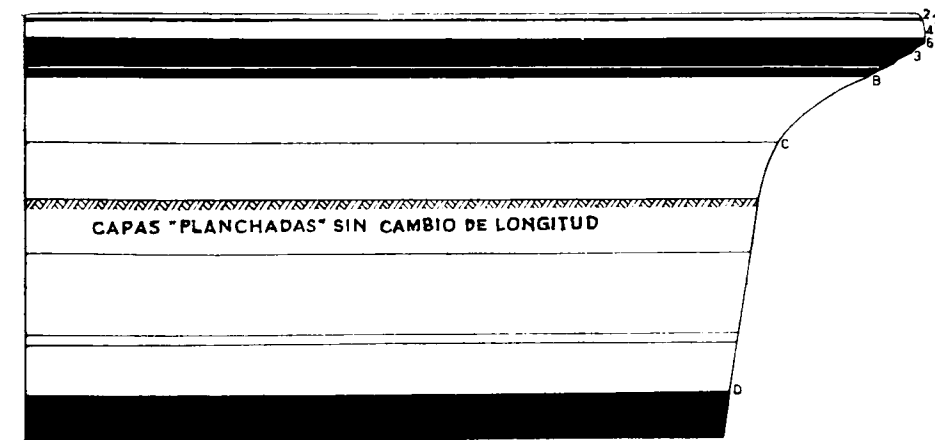


Fig. 22.—Longitudes de los lechos involucrados en los pliegues concéntricos de la figura 21.

cia por debajo. En la figura 22 la adaptación principal ha tenido lugar entre B y C, que constituye la zona débil que hizo posible este tipo de pliegues. Los estratos por debajo de C han permanecido relativamente inertes, mientras que el pliegue resbalaba por encima de ellos. Los pliegues concéntricos son, esencialmente, pliegues de cobertura y no persisten en profundidad. Aunque Goguel se dio cuenta de que cierto despegue queda implicado, se enfrentó con el problema arrugando el lecho más bajo, y mantiene ingeniosamente, de este modo, la longitud de cada lecho y su espesor ortogonal (fig. 23). No ha resuelto el problema del espacio mediante este arrugamiento del lecho más bajo, sino que lo ha empujado, sencillamente y como suele decirse, bajo la alfombra, escamoteándolo. El despegue queda, justo, fuera de su diagrama. La capa inmediata, en todo caso, debería separarse completamente del conjunto. No solamente hay despegue bajo, por lo menos, un flanco del pliegue, cuya capa más baja resbala una larga distancia sobre la superficie situada inmediatamente debajo, sino que estas dos super-

ficies deben separarse en toda la amplitud del pliegue. Además el acortamiento exige que el pliegue no afecte en modo alguno a las formaciones infrayacentes, o al basamento por debajo de él.

De Sitter (1956, pág. 199) ha tratado de enfrentarse con este dilema su-

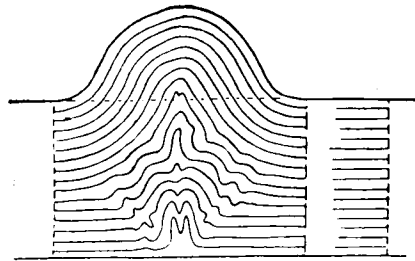


Fig. 23.—Solución propuesta por Goguel mediante arrugamiento del núcleo anticlinal para conservación tanto de la longitud del lecho como del espesor ortogonal.

giriendo que la falta de espacio en el núcleo del anticlinal (fig. 24) tiene como consecuencia la acción allí de mayores presiones, lo que trae como consecuencia roturas cabalgantes y extrusión tectónica de los estratos del núcleo. Pero este artificio no elimina la exigencia de despegue. Puede resolverse el problema en lo referente al estrato mostrado como superpuesto en la figura 24 pero, si hemos de creer que el acortamiento cortical es la

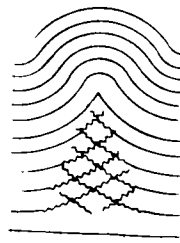


Fig. 24.—Falta de espacio en el núcleo de un pliegue concéntrico (según Goguel, 1952, figura 60, y De Sitter, 1956, fig. 137).

causa del plegamiento, tenemos que eliminar, destruir y hacer desaparecer todo el prisma del basamento que corresponde al acortamiento implicado en el pliegue. Y de todos modos aún persiste el despegue entre el pliegue, que acorta, y el basamento subyacente que permanece invariable.

Con la amplitud del pliegue disminuye rápidamente en profundidad, el ajuste de desarrollos longitudinales, entre los lechos altos y los bajos, debe tener lugar en la dirección de las superficies de estratificación. Lo que puede desarrollarse bajo la forma de un deslizamiento, lecho a lecho, de dis-

tribución continua si se trata dentro de una formación muy débil, con plegamiento disharmónico por encima y por debajo, o mediante un solo despegue tal como el representado en la figura 25. Si suponemos que los lechos de la parte extrema izquierda no se han desplazado con respecto al basamento, entonces el deslizamiento total según la superficie de despegue, bajo el miembro derecho del primer pliegue, es el acortamiento diferencial en los lechos más altos y más bajos de entre los plegados, quizá 500 metros, en un pliegue típico. El despegue bajo el segundo pliegue es mayor, quizá un kilómetro, y del orden de dos a tres kilómetros bajo la parte derecha del pliegue. Lo que llega a equivaler a un cabalgamiento sustancial, pero que aquí lo encontramos latente bajo un conjunto de pliegues «normales» de intensidad no muy grande. La existencia, deducida o implicada, de tales fallamientos cabalgantes ciegos, a profundidades comparativamente someras

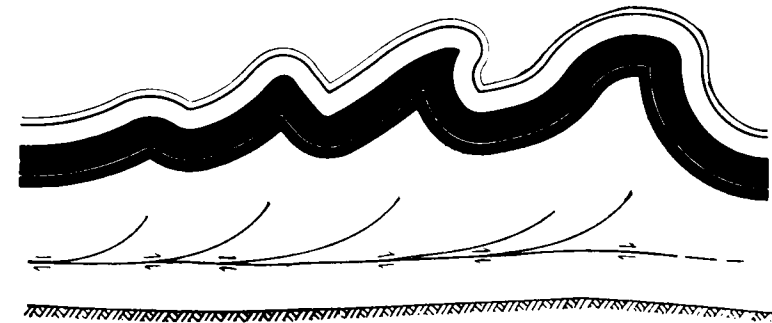


Fig. 25.—Despegue implicado por los pliegues concéntricos de la figura 4.

donde no hay indicios de fallamiento o cabalgamiento, constituye un factor bastante sobresaliente y arrastra consigo implicaciones importantes para la geología petrolera. Pero no por ello es menos válida, como nos lo demostrarán enseguida los ejemplos que a continuación exponemos.

La curva del canto de la derecha de la figura 22, que puede ser construida a partir de las medidas de buzamientos obtenidas en superficie, indica cuál es la profundidad de la principal zona de despegue. El perfil del plegamiento se determina de modo absoluto por los buzamientos obtenidos en superficie, como, por ejemplo, se ve en Busk (1929), y aquél, a su vez, pone de manifiesto la profundidad del despegue, siempre que los pliegues sean estrictamente concéntricos. De hecho, causa y efecto son a la inversa. La secuencia de viscosidades en los sedimentos determinan cuáles sean los lechos que actuarán en forma competente con respecto a los otros, y cuáles serán las capas que habrán de ceder. Esta secuencia de viscosidades es la que determina la forma de los pliegues, el espesor y la amplitud del plegamiento, y la profundidad del despegue.

Anticlinal de Burning Springs. West Virginia

El sondeo de Sandhill, en el anticlinal de Bruning Springs, en West Virginia, terminó, en 1935, en el basamento precámbrico a profundidad de 13.331 pies. Según el director de la Sociedad Geológica de Virginia Occidental, «probablemente ha habido pocas perforaciones, y, desde luego, ninguna en el área appalache, que haya sido objeto de análisis crítico tan minucio-

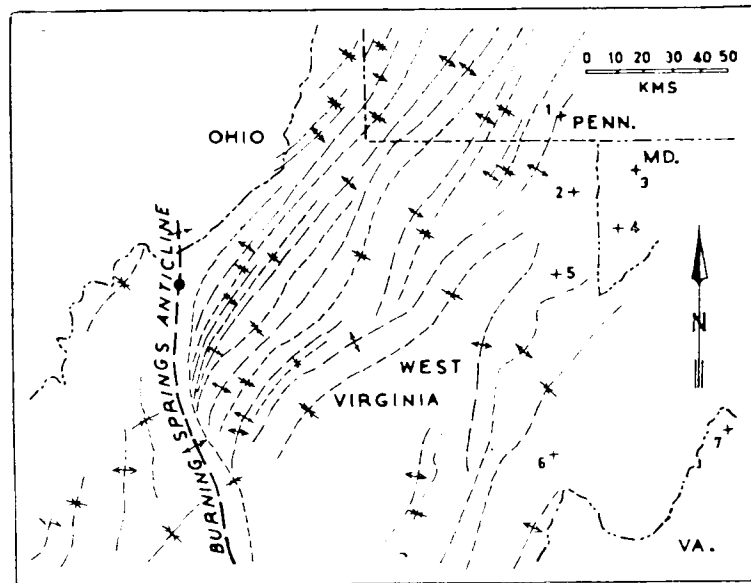


Fig. 26.—Marco estructural del anticlinal de Burning Springs (según Woodward, 1959). Los campos de gas numerados, con trastornos en el horizonte Oriskany de despegue, son: 1, Summit; 2, Terra Alta; 3, Accident; 4, Mt. Lake Park; 5, Etam; 6, Glady; 7, Bergton.

so como el aplicado por especialistas al sondeo de Sandhill». Las figuras 26 a 29 se reproducen de la publicación (Woodward, 1959) titulada «A symposium on the Sandhill deep well, Wood County, West Virginia».

La figura 26 muestra el marco regional del anticlinal de Burning Springs. Por el Oeste del anticlinal hay estratos tendidos, no plegados, que ofrecen una inclinación de menos de 20 pies por milla hacia el geosinclinal appalache. Por el Este yace un haz de pliegues suaves concéntricos, cada uno de los cuales se extingue, escalonadamente, al llegar al anticlinal de Burning Springs, que es pliegue frontal del sistema, y que presenta un plegamiento mucho más agudo. Tal esquema proclama la existencia de una superficie de despegue, por cabalgamiento, bajo todos los pliegues situados al Este,

que disminuye en magnitud con cada anticlinal sucesivo y que finalmente se alza en el interior del núcleo del anticlinal de Burning Springs, donde termina. Todos los estratos al Oeste del anticlinal son autóctonos, y no ofrecen desplazamiento con respecto al basamento que tienen debajo. Los

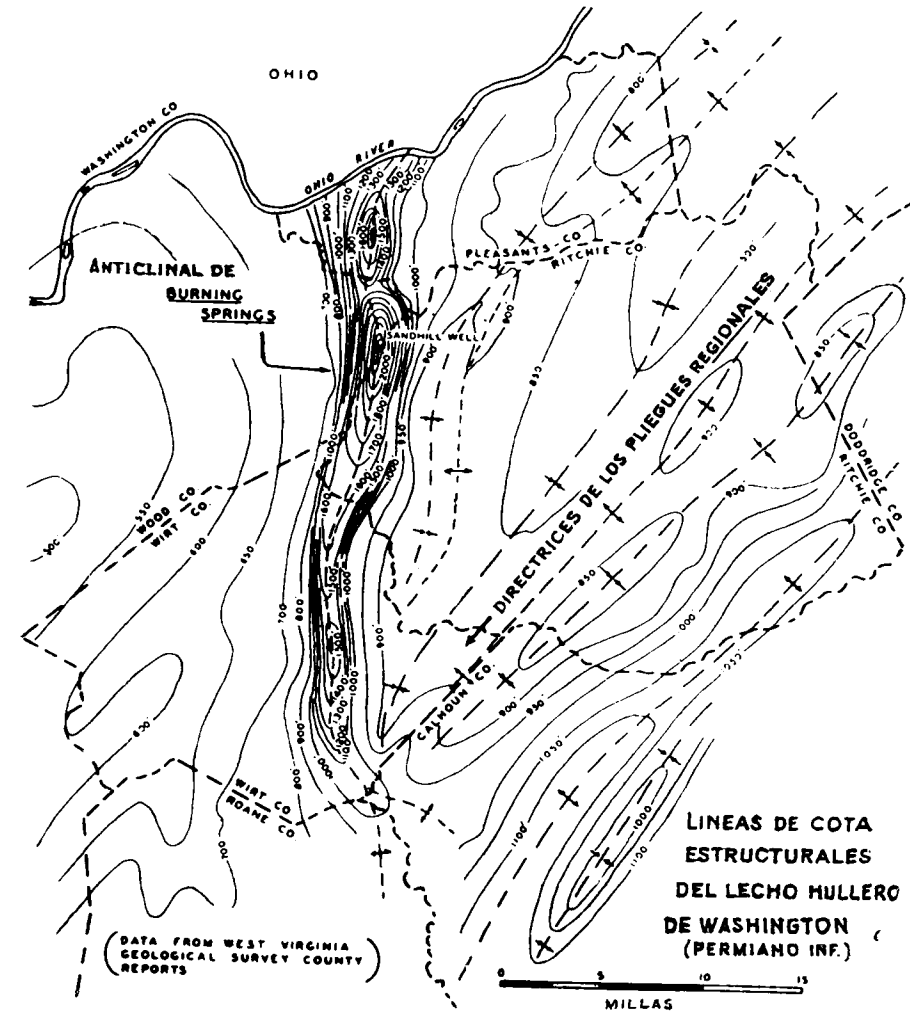


Fig. 27.—Estructura del anticlinal de Burning Springs, Virginia occidental, reproducido de Woodward, 1959 (mediante permiso del West Virginia Geological Survey).

estratos al Este del anticlinal de Burning Spring aparecen desplazados, todos ellos, en dirección Oeste, a lo largo de distancias que exceden de un kilómetro con respecto a su basamento, desplazamiento que incrementa hacia el Este. El anticlinal de Burning Springs está intensamente plegado (figura 27) y se cree que está fallado, a lo largo de su arrumbamiento, en la

superficie (Woodward, p. 11), pero no en gran escala, de modo que este resbalamiento, verdaderamente sustancial, es esencialmente ciego. El flan-

**ESTRUCTURA COMPUESTA
SONDEO DE SANDHILL**

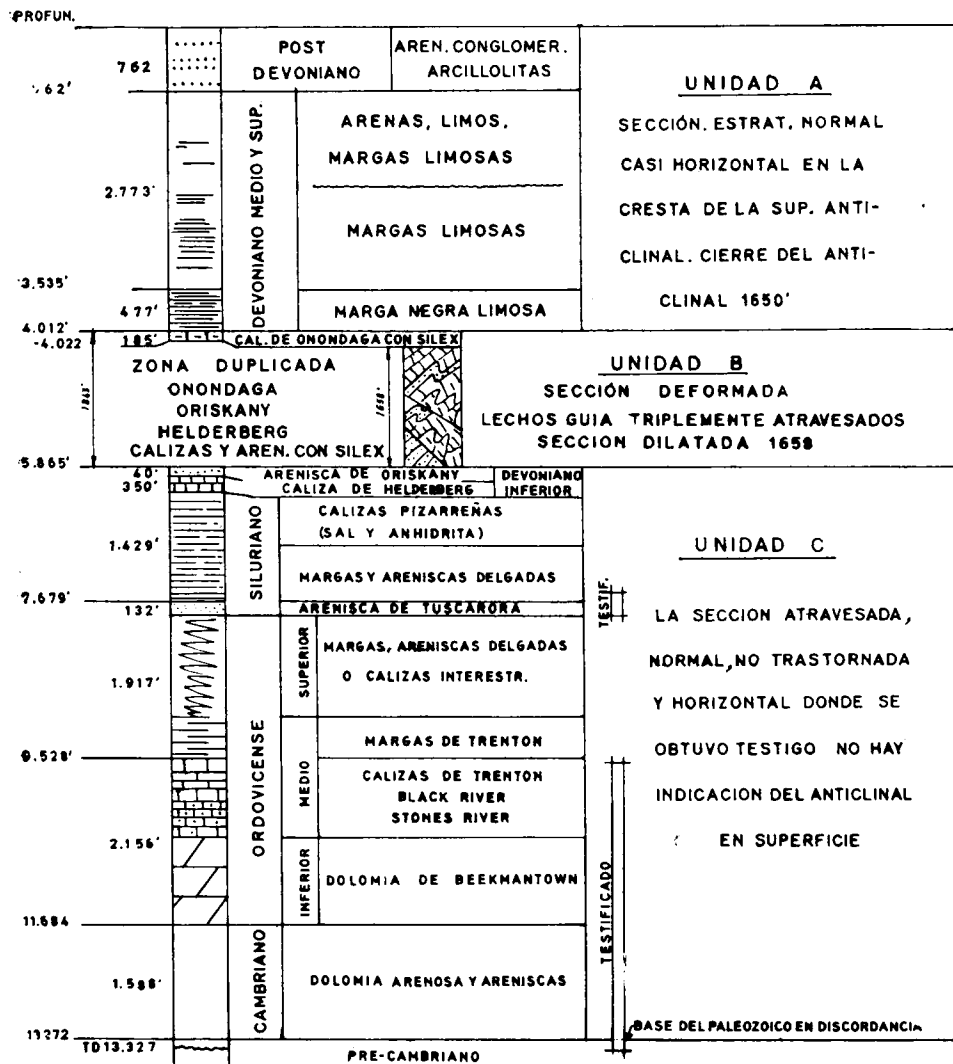


Fig. 28.—Interpretación estratigráfico-estructural del sondeo de Sandhill por Woodward (1959, p. 162). (Reproducido con permiso de la West Virginia Geological Society.)

co del anticlinal de Burning Springs que arrumba al Sureste debe evolucionar en profundidad a una falla sinistra de rasgamiento, aunque este hecho sólo se manifieste en la superficie por el escalonamiento de los pliegues.

Los ejes de estos pliegues escalonados, que arrumban hacia y terminan en el anticlinal de Burning Springs, son perpendiculares a la dirección del transporte, que a su vez es perpendicular al frente appalache, pero giran hacia la dirección del rozamiento de arrastre de este par sinistro, a lo largo del anticlinal de Burning Springs.

Todos estos hechos, la necesidad de un gran fallamiento cabalgante ciego, el rasgamiento sinistro soterrado, y el empujado fallamiento cabalgante del núcleo del anticlinal de Burning Springs, estaban implicados en el mapa de afloramientos superficiales, y podían deducirse de él mediante la aplicación de los principios del plegamiento concéntrico enumerados antes. Sin embargo, cuanto estos dispositivos fueron puestos de manifiesto por las perforaciones, ocasionaron confusión y sorpresa.

La figura 28 resume la información lograda mediante los sondeos, tal como la presenta e interpreta Woodward. Los primeros 4.012 pies hasta los Chert de Onondaga (Unidad A) manifestaron un comportamiento normal. No había trastornos indeseados, los lechos aparecían casi horizontales en la charnela del anticlinal y continuaba el mismo cerramiento de la superficie (1.650 pies). Los siguientes 1.843 pies (Unidad B) resultaron completamente anormales, y dieron lugar a toda clase de inconvenientes y problemas de agua y de perforación. Las unidades estratigráficas llegaron a repetirse hasta tres veces, y a lo largo de 1.858 pies de perforación sólo se perforaron 185 pies más de estratos adicionales. El espesor extra corresponde a la amplitud del anticlinal, que había desaparecido totalmente en la zona del invisible despegue. Una vez rebasado el despegue, los restantes 89.497 pies (Unidad C) de perforación se llevaron a cabo sin tropiezo mayor, los lechos estaban horizontales y no había huella alguna del anticlinal de Burning Springs.

El hecho de que el anticlinal desaparece realmente en la superficie de despegue, queda puesto de manifiesto con toda claridad por Woodward a partir de los cortes comparativos de la perforación de Sandhill y de los sondeos vecinos, hasta 10 millas al Este y al Oeste de aquél:

Cotas comparativas referidas a la superficie de la formación Oriskany

(Según Woodward)

Intervalos o cotas	10 millas al Oeste	Pozo de Sandhill	10 millas al Este
Elevación, Washington Coal.....	525' A. T.	2400' A. T.	850' A. T.
Elevación, Arenisca de Berea.....	— 1618' A. T.	288' A. T.	— 1218' A. T.
Intervalo, Berea-Huntersville.....	2900'	3260'	3600'
Cota, parte alta de Huntersville.....	— 4518' A. T.	— 2972' A. T.	— 4818' A. T.
Espesor, Huntersville.....	175'	185'	195'
Exceso de espesor, segmento B.....	—	1658'	—
Elevación, parte alta de Oriskany...	— 4393' A. T.	— 4815' A. T.	— 5013' A. T.

El Washington Coal del Permiano inferior ofrece un buzamiento regional de 16 pies por milla hacia el Oeste, y el anticlinal de Burning Springs se alza a 1.713 pies por encima de estas pendientes en el sondeo de Sandhill. La arenisca de Berea ofrece un buzamiento regional de 20 pies por milla hacia el Oeste, en el intervalo de 20 millas, y el anticlinal se alza a 1.708 pies sobre esta pendiente. La parte alta de la formación Huntersville tiene un buzamiento regional hacia el Este de 15 pies por milla (debido a un engrosamiento regional en dirección al eje del geosinclinal) y el anticlinal se eleva 1.696 pies por encima de esta pendiente. La formación de Huntersville, que debería tener un grosor de 185 pies en el sondeo de Sandhill, se repite a lo largo de 1.843 pies, lo que supone un exceso de espesor de 1.658 pies, que corresponde aproximadamente a la altura total del anticlinal, y, en la base de Huntersville (parte alta de Oriskany) el anticlinal ha desaparecido en el despegue. Este horizonte ofrece un buzamiento regional de 16 pies por milla hacia el Este, a lo largo del intervalo de 20 millas, y su cota, conforme se sondeó en Sandhill, es sólo de 38 pies por encima del gradiente medio. La amplitud del anticlinal declina desde 1.713 a 1.708 pies, o sea, cinco pies, en el intervalo estratigráfico Washington Berea, de 2.112 pies; de 1.708 a 1.696 pies, o sea, 12 pies en el intervalo estratigráfico Berea-Huntersville, de 3.260 pies; y de 1.696 a 38 pies, es decir, 1.658 pies, en el intervalo estratigráfico de Huntersville, de 185 pies. En el intervalo estratigráfico de 5.372 pies, por encima de Huntersville, el anticlinal pierde un pie de amplitud por cada 316 pies de estratos. Esto implica, por sí mismo, que algún despegue deslizante de orden menor tiene lugar en las zonas más débiles de los principales estratos constituyentes de la disposición arqueada. Pero en el intervalo de Huntersville la pérdida de amplitud es de 1.658 pies en 185 de estratos, o sea seis mil veces mayor, por pie, que en los estratos situados por encima. Esto constituye un auténtico despegue, aunque no se manifieste físicamente en la superficie del terreno. Es de la máxima importancia, en la industria del petróleo, que tales despegues sean predichos con anterioridad a las operaciones de perforación. El despegue debe prolongarse, en dirección al Este, bajo todos los pliegues de West Virginia, incrementando en desplazamiento con cada pliegue de la superficie. Especifica Woodward (1959, p. 168) que una de las características curiosas que han sido puestas de manifiesto por el desarrollo comercial de los campos de gas «tipo montaña», de Oriskany (como en Terra Alta, Accident, Summit, Gladly, Beraton, Etam y otros), es el de que haya una zona de deformación aguda, al nivel general del horizonte Onondaga-Oriskany-Helderberg, que no resulta visible en la superficie (ver fig. 26). Esta zona de trastornos es, manifiestamente, la superficie de despegue, que se empina hacia, y termina en el anticlinal de Burning Springs. Los campos de gas de Oriskany yacen a unos 150 kilómetros al Este del anticlinal de Burning Springs, y se

extienden a lo largo de unos 150 kilómetros según el rumbo (fig. 26). En esta área el despegue se encuentra más o menos a mitad del desarrollo que alcanzan entre su emergencia en el anticlinal de Burning Springs y su raíz en los Appalaches. En el accidente de Gladly el desplazamiento hacia el Oeste, según el despegue, debe de ser de varios kilómetros, como resultado de la acumulación del acortamiento superficial de todos y cada uno de los pliegues a través de West Virginia.

En la zona de despegue del sondeo de Sandhill los sondistas encontraron caudales intensos de agua salada, que se alzaron a más de 3.000 pies en la perforación, y que no hubo manera de rebajar (Corbett, 1959, p. 171-172). La presencia de este despegue, que ha constituido claramente una importante vía de migración de fluidos, pudo haber desempeñado un papel dominante en la migración del petróleo en esta región, y tener una importancia crucial, no sólo para la presencia de gas y de crudos en el Oriskany, sino también en la distribución, algo peculiar, del petróleo en Virginia Occidental.

La superficie de arrastre se hunde, finalmente, en la zona radical del orógeno appalache. Su esquema general es muy semejante al acabalgamiento más externo mostrado en el corte tectónico de la figura 44, que está basado en un corte trazado a través del Cumberland Plateau, más al Sur, a lo largo del frente appalache. Más próximos al eje del orógeno se presentan despegues en estratos más altos, que producen acabalgamientos más empinados, así como el plegamiento disharmónico tan claramente reflejado por los cortes trazados por Darton a través del cinturón antracitoso de Pennsylvania (Darton, 1940). Todo ello está ceñidamente de acuerdo con el corte general de la figura 44.

Plateaus de Allegheny y Cumberland

La figura 29, que es una reproducción de otra de King (1959, fig. 26) siguiendo a Rodgers (1953), muestra superficies de despegue acumulativas que se desarrollan, bajo los pliegues concéntricos de la región de Valley y Ridge en West Virginia y Tennessee, en margas pizarreñas del Cambriano medio pertenecientes a las formaciones Rome y Conasauga. Aquí los acabalgamientos se empinan hacia arriba asomando en la superficie de las zonas axiales de la mayor parte de los anticlinales, aunque el despegue principal es, en su mayor parte, ciego. La relación existente entre estas superficies de despegue y el orógeno como un todo, se muestran en la figura 44. Grandes desplazamientos latentes, paralelos a la estratificación, ubicados en las margas pizarreñas del Cambriano de esta región, ofrecen un ejemplo supremo de la falsa «inocencia» de la estratificación a que nos referimos en la introducción de este trabajo.

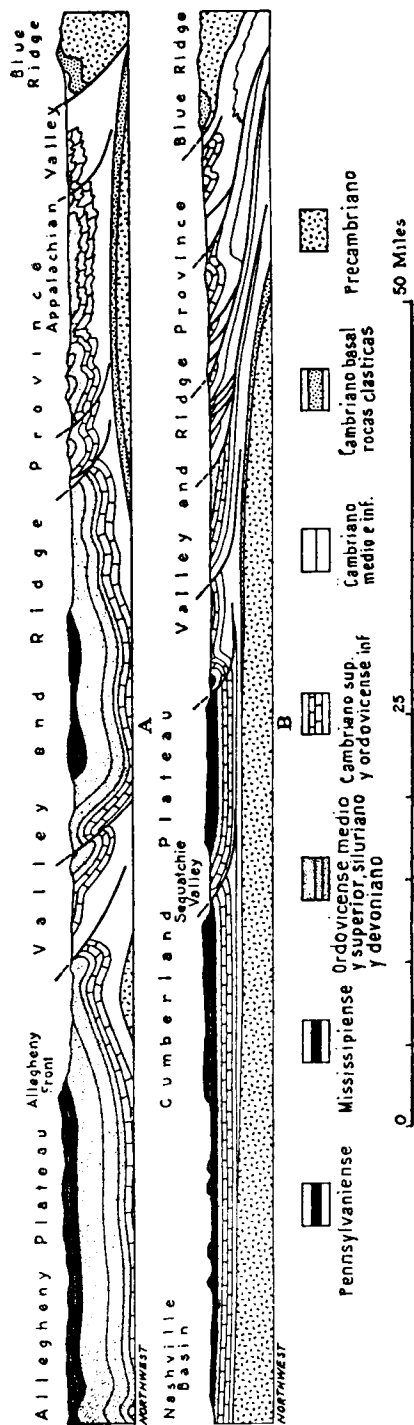


Fig. 29.—Despegues en las margas pizarreñas cambrianas de las formaciones Rome y Conasauga en la región Valley y Ridge de Tennessee.

(De King, 1959, siguiendo a Rogers, 1953.)

Esta región de Valley y Ridge es el área clásica que inspiró a Bailey Willys el establecimiento de la geometría del pliegue concéntrico. La otra región tipo para esta clase de plegamientos es la cadena del Jura, que constituye también un plegamiento peculiar mediante despegues, en este caso a lo largo de las formaciones salinas del Triásico y del Permiano (fig. 30). No es por casualidad por lo que domina allí el pliegue concéntrico, sino que así lo disponen las formaciones tectónicamente débiles.

Tanto para explicar el anticlinal de Burning Springs, como los pliegues y fallas cabalgantes de Valley y Ridge y los pliegues del Jura, se ha admitido la actuación de un acortamiento cortical, pero lo cierto es que no es circunstancia de exigencia imprescindible, ya que tales pliegues han de extinguirse necesariamente en profundidad y la corteza, bajo ellos, no se acorta. Lo que

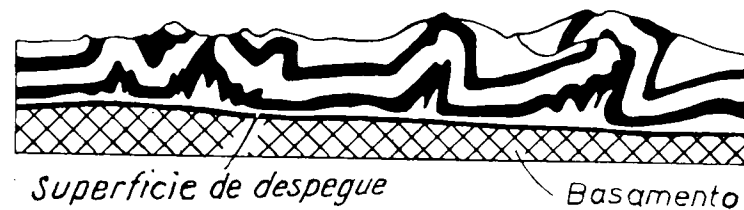


Fig. 30.—Despegue tipo Jura.

implica el hecho de la existencia de tales pliegues es una traslación de las capas superficiales, por desgarre cortante sencillo alrededor de un eje cortante horizontal. Esta traslación no ha de producirse necesariamente por compresión, sino que existen otros mecanismos, de manera que es falsa la implicación, deducida a partir de la presencia de plegamientos, bien sean concéntricos o similares, de que la corteza terrestre ha experimentado acortamiento.

Comparación y contraste entre los pliegues similares concéntricos.

PLIEGUES SIMILARES

- Deformación isotrópica.
- Dirección de cortantes independiente de la estratificación.
- Grosor de los lechos constante según la dirección del flujo.
- Aumenta el desarrollo longitudinal a lo largo del pliegue.
- Aumenta el área superficial del lecho.

PLIEGUES CONCÉNTRICOS

- Deformación anisotrópica.
- Cortantes paralelos a la estratificación.
- Grosor de los lechos ortogonalmente constante.
- Es constante el desarrollo longitudinal a lo largo del pliegue.
- Permanece constante el área superficial del lecho.

Persistente en profundidad a lo largo de la superficie axil (pliegues de fondo).	Se extingue en profundidad a lo largo de la superficie axil (pliegues de cobertura).
Implica falta de despegue por debajo.	Implica la existencia de despegue por debajo.
Implica transporte en la dirección de la superficie axil, que procede de una profundidad considerable.	El transporte según la dirección de la superficie axil, en la mayor parte del pliegue, resulta de transporte paralelo a la estratificación por debajo de aquélla.
No implica ni extensión ni acortamiento.	Implica acortamiento superficial pero no cortical.

Modelos análogos de plegamiento

Los primeros geólogos estructurales concebían la idea del plegamiento mediante modelos mentales de resmas de papel curvadas por compresión lateral. Tales modelos producen pliegues, pero implican limitaciones y restricciones, que son inherentes a la índole del modelo, pero no necesariamente a las condiciones de la Naturaleza. El modelo de papel supone una limitación del desarrollo longitudinal a lo largo del pliegue, así como una constancia en el área superficial del lecho, que ha de mantenerse la misma durante el plegamiento. También implica una cohesión nula entre lechos, conducente a un fácil resbalamiento a lo largo de las superficies de estratificación, así como la constancia de los espesores ortogonales de los lechos. Los modelos arrastran, como exigencia necesaria, el acortamiento del mazo o elemento plegado, que se asimila a un acortamiento cortical, ya que aunque el modelo requiere ciertamente la existencia de una superficie de despegue por debajo del lecho inferior, este hecho pasa inadvertido por encontrarse fuera de los límites del modelo.

Todas estas propiedades que acabamos de mencionar, lo son del plegamiento concéntrico que, como consecuencia, adquirió el estatuto de plegamiento normal o sencillo, mientras que a otros modos o tipos de plegamiento se los consideró como casos extremos o aberrantes, o forzados más allá de algún límite normal, no definido.

Se podría haber escogido un modelo diferente, disponiendo, por ejemplo, lechos de plastilina coloreada, y constituyendo o forzando en ellos pliegues, mediante empujes obtenidos alzando arietes (de diversas formas) por debajo, o inyectando un fluido denso a través de alargadas aberturas por debajo. Este modelo también habría producido pliegues, pero estarían constituidos en material isotrópicamente deformable, en el que además no habría falta de cohesión a lo largo de las superficies de los lechos. El área limitante del

elemento plegado permanecería invariable durante la deformación, pero aumentaría notablemente el desarrollo longitudinal a lo largo del pliegue, así como las superficies a lo largo de la estratificación; el espesor ortogonal de los lechos se reduciría en los flancos, y todos los espesores ortogonales serían iguales a, o menores, que el espesor ortogonal original; la estratificación permanecería constante en la dirección del flujo, y no habría despegue bajo el pliegue, así como tampoco exigencia alguna de acortamiento cortical. Todas estas propiedades lo son de los pliegues similares.

Los experimentos llevados a cabo para crear domos salinos han seguido este esquema, pero las cúpulas salinas no han sido consideradas, en todo caso, como estructuras de compresión. En tiempos recientes el grupo ruso dirigido por Belousov ha producido experimentalmente variedad de tipos de pliegues originados por movimientos verticales mediante pistones simultáneos de bloques de basamento. Esta clase de ensayos se aproxima más a la reproducción de las circunstancias reales terráneas que cualquier otro experimento tectónico. No hay implicado acortamiento cortical. El «pistón» no tiene por qué ser forzosamente, algo más rígido (*), o más viscoso. La sal es más móvil que el material al que intruye y, de igual manera, la presión activa en los núcleos de los pliegues de las zonas axiales de los orógenos puede residir en materiales reóicos.

Esta misma camisa de fuerza, mental, del plegamiento de resmas de papel, nos lleva a la noción de que los pliegues han de ser largos en la dirección de sus ejes, y de que, en el caso ideal, la superficie plegada puede ser engendrada por una línea recta que se desplaza paralelamente a sí misma, el así denominado pliegue cilindroideo. Sin embargo, gran parte de los plegamientos no pueden ser asimilados a esta idea o esquema, sino que son producidos por una insaculación penetrante que se alza empinadamente en un sitio. Un domo salino constituye el ejemplo obvio, pero los domos méisicos en mantos orbiculares y otras muchas estructuras también corresponden a este tipo, en que cada superficie está moldeada como una capucha o envolvente, la cual descansa sobre otra análoga, y así sucesivamente. Este es el plegamiento *paraboloide*. El eje de la capucha paraboloide está constituido por la dirección del flujo, y todos y cada uno de los lechos mantiene su espesor si se miden en esa dirección. La sección transversal del paraboloide, perpendicular al eje del flujo, puede ser circular, o elíptica, o adoptar formas más involutas. La elipse puede resultar tan excéntrica que la superficie plegada constituya una lengua aplastada cuyo eje se orienta en la dirección del flujo. Las lobas de flujo individuales que se constituyen en el interior de un domo salino son, por lo general, de este tipo (p. e., la sal que

(*) De hecho el factor de rigidez es completamente irrelevante. Es la viscosidad lo que importa (véase Carey, 1954).

se muestra en negro en la fig. 34), como también lo son muchas de las lomas que presentan las migmatitas, los neises y los grupos minerales hipotermales. Allí donde aumente la sección transversal en la dirección del flujo la superficie se amplía, pero cuando convergen las líneas de flujo la superficie no encoje de nuevo como un elástico, sino que converge solamente de manera aproximada dentro de su propia superficie; después de una serie de tales estiramientos y constricciones, la superficie ofrece muchas arrugas, grandes y pequeñas, que son tan características de los pliegues en la sal, el hielo y las pizarras, o de cualquier cosa o material que haya fluido a gran distancia. Los ejes de estas arrugas yacen en la dirección del flujo, no en la perpendicular a ella, como insisten en afirmar algunos estudiantes de petroes-

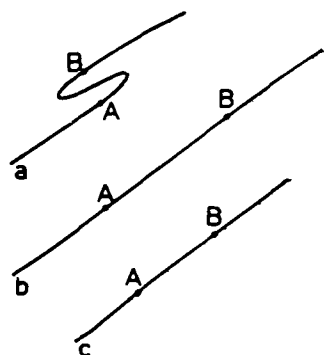


Fig. 31.—Cortes sucesivos según las líneas de flujo de un pliegue paraboloidal, que muestra el desarrollo de pliegues menores (repliegues) por ondulación de las líneas de flujo.

estructuras, y no constituyen pliegues de arrastre (drag folds) según la acepción comúnmente adoptada. Un afloramiento del tipo de la figura 31 (a) pudiera ser interpretado como indicador de un par sinistro dispuesto en el plano del papel. Pero si se trata de un caso de plegamiento paraboloidal el movimiento es perpendicular al papel y pudiera haber una distancia considerable a lo largo de la línea de flujo. La posición de A y B pudiera ser como en la figura 31 (b) o todavía más abajo como en 31 (c). El plegamiento similar implica una gran extensión de la superficie de estratificación y, una vez extendida ésta, se requeriría una gran cantidad de factores de azar para que volviera a contraerse precisamente en la misma línea. De aquí que las rocas que han fluido a grandes distancias, adopten la superficie arrugada típica del tejido denominado crepé, con largos pliegues aflautados o abullonados en la dirección del flujo.

Todo ello resulta de fácil comprensión si pensamos con la ayuda de un modelo realístico, pero resulta, por el contrario, muy difícil de imaginar el ple-

gamiento paraboloidal, si lo que tenemos en la mente es un material como el papel. Lo que nos suministra una importante enseñanza: en geología tenemos la costumbre de pensar imaginando modelos, o bien analogías físicas, o modelos bajo forma de símbolos algebraicos, adoptados como representantes de las propiedades de la Tierra. Muchos de estos modelos implican una generalización, bien sea mayor o bien menor, que la de la Tierra real. De aquí que el pensar en términos de modelos nos lleve a conclusiones que son válidas para el modelo, pero que no lo son, en forma obligada, para la Tierra misma.

Interpretación de un esquema de plegamiento

La figura 32 representa el mapa de una tectonita de complicado plegamiento. Las líneas onduladas corresponden todas ellas a la estratificación. Las partes en claro corresponden a zonas carentes de afloramiento. Todas las pen-

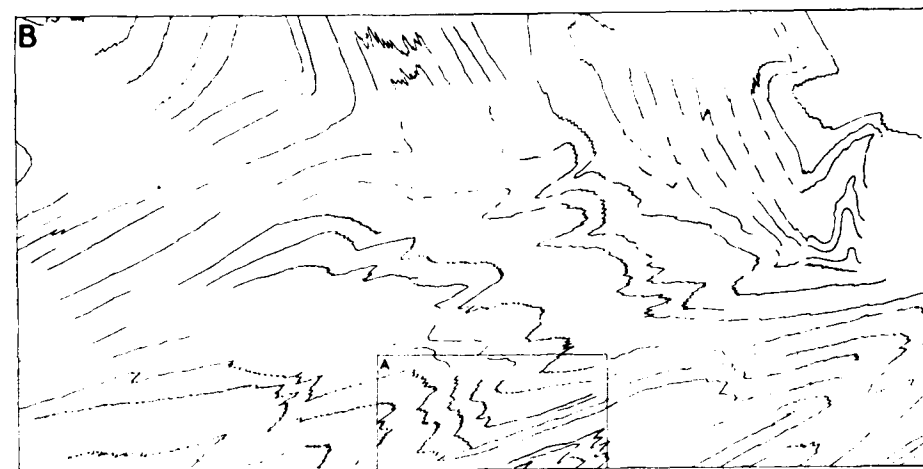


Fig. 32.—Representación en planta de una tectonita plegada (parte del plano de un piso de mina).

dientes son empinadas. Toda la deformación es consecuencia de flujo sin fracturación. Mapas parejos a éste podrían encontrarse en muchas zonas del escudo canadiense. La parte meridional del mapa presenta una marcada orientación E-NE que gira a otra más noresteada en el ángulo Sureste. Pero en el área septentrional del mapa la orientación es N-NO. Lo que sugiere claramente un área de plegamiento superimpuesto con intensa compresión, procedente tanto del N-NO. como del NE. La figura 33 representa una visión más regional de la misma área y de sus alrededores, a menor escala. Esta visión más amplia nos confirma los ejes E-NE. y N-NO., pero

tenemos además un cierto rumbo adicional de orientación. NS. Los buzamientos son sostenidamente empinados. La representación en planta nos muestra intensa crenulación, tanto en pequeña como en gran escala. Podríamos llegar a la conclusión, sin duda, de que estas estructuras resultan de una intensa superposición de estructuras que hayan experimentado intensa compresión horizontal en no menos de tres orogénesis.

Sin embargo, esta apariencia es totalmente errónea. La compresión horizontal en este área es nula. La dirección del transporte ha transcurrido a lo largo de los ejes del plegamiento —perpendicularmente con respecto a la superficie de papel— no transversalmente y sobre la superficie de su



Fig. 33.—Ubicación regional de la figura 32 (el área de la figura 32 está señalada con B).

plano. Estos mapas han sido calcados directamente del mapa del domo salino Grand Saline en Texas (Muehlberger, 1958).

Enseñanzas que nos ofrecen los domos salinos

La figura 34 representa un corte a través del domo salino de Heide, en Alemania (según Bentz, 1949), el cual muestra repetidas inyecciones de sal que se suceden domo arriba. La sal representada en punteado es la más alta desde el punto de vista estratigráfico, y la figurada en negro en la más baja. A la derecha de la sal están los estratos triásicos [Bunter (18) a Muschelkalk (14)], invertidos y volcados hasta buzarse unos 30°, pero al revés, cabalgantes sobre el Cretáceo [Hauterivense (9) a Senonense (4)], con halita todavía más vieja cabalgante sobre el Triásico invertido. Si en un trabajo de cartografía geológica de superficie nos encontrásemos con esta pro-

yección tan intensamente cabalgante, llegaríamos sin duda a la conclusión de que había tenido lugar un intenso acortamiento cortical, y, sin embargo, éste es absolutamente nulo en el área considerada. La sal ha sido inyectada verticalmente según un pliegue diapírico complejo a través de estratos que no han sido plegados, sino rechazados lateralmente por ella y finalmente cabalgados en una dirección. Si la estructura hubiera sido perfectamente simétrica, la sal hubiera cabalgado en todas direcciones, pero tal perfección es rara y cualquier asimetría tiende a acentuarse a sí misma. La enseñanza de este ejemplo es que debemos resistirnos a la tentación de interpretar todo acabalgamiento como debido a acortamiento cortical, porque tal conclusión no es de deducción forzosa.

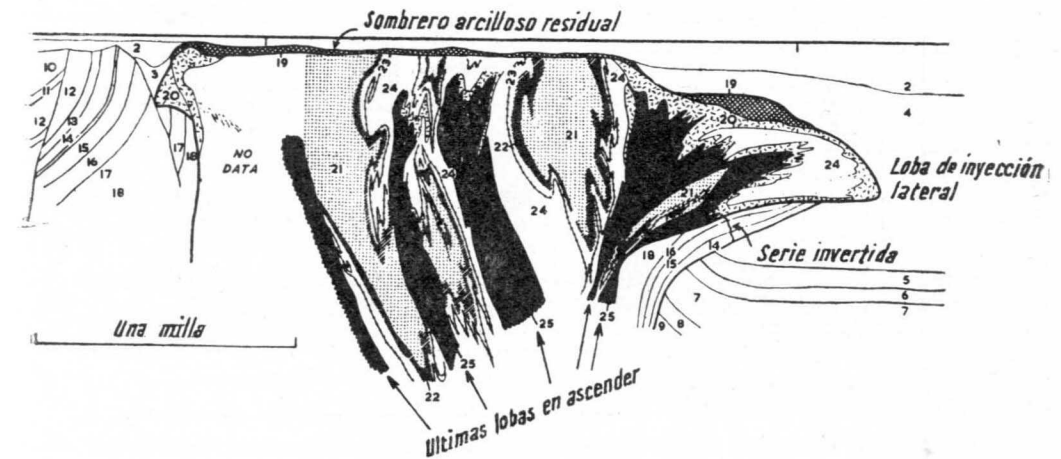


Fig. 34.—Sucesivas lomas de intrusión de sal puestas de manifiesto por la minería de la potasa en el domo salino de Heide, Alemania (según Bentz). (1) Diluvial; (2) Terciario; (3) Cretáceo Superior; (4) Senonense; (5) Turonense; (6) Cenomanense; (7) Albense; (8) Aptense; (9) Hauterivense; (10) Lías; (11) Rético; (12) Keuper medio; (14) Muschelkalk superior; (15) Muschelkalk medio; (16) Muschelkalk inferior; (17) Lechos rojos; (18) Bunter; (19) Sombrero de arcillas residuales; (20) Sombrero de anhidrita; (21) Halita más joven; (22) Arcilla salífera roja; (23) Lecho de sal potásica; (24) Halita joven inferior; (25) Halita vieja.

El plegamiento de los domos salinos es un fértil campo para la meditación tectónica. Nettleton (1936) y otros muchos autores han subrayado la capacidad de aplicación de la mecánica de fluidos a su análisis. La figura 35, reproducida de Carey (1954), nos muestra cómo la densidad de los sedimentos geosinclinales promedios es menor que la de la sal (2,2) cuando acabados de depositar, pero incrementa, con la carga de soterramiento, hasta alcanzar valores considerablemente mayores que los de la sal sometida a la misma carga. La situación ofrece analogía con la de una capa de jarabe denso que yace sobre una capa de aceite, viscoso pero más ligero, siempre

que adoptemos una escala de tiempos suficientemente larga como para que tanto los limos como los sedimentos se comporten reódicamente. La sal, por consiguiente, se alza, como una gota, como una lágrima, penetrando a través de los sedimentos. A profundidades de unos 500 metros la densidad de la sal y la de los sedimentos adyacentes es equivalente, y por encima de aquélla el trabajo realizado en contra de la gravedad es menor si la sal se inserta, abriéndose paso lateralmente entre los sedimentos, y alterando los estratos más jóvenes situados por encima.

Todavía es más instructiva la analogía que resulta de comparar el comportamiento de una capa de sal más ligera situada por debajo de un paquete

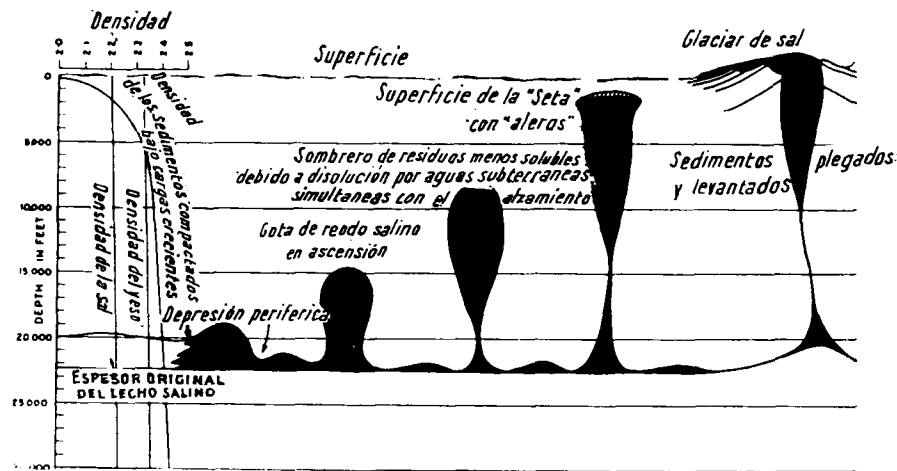


Fig. 35.—Inversión de densidades causante de la ascensión de domos salinos (Carey, 1954).

de sedimentos más densos, con el de una capa de un fluido caliente (y, por consiguiente, menos denso) bajo otro más frío y más denso. El resultado es la constitución de una serie de células de convección, cuya circulación no tiene otra motivación mecánica que la diferencia de densidades. Tanto en el caso del domo salino como en el de la célula de convección, la energía motivadora del movimiento es la energía gravitativa potencial. Aún podemos llevar un grado más allá el examen de la analogía cúpula salina-célula de convección. La circulación de convección tiene forma toroide, hacia arriba en el tronco central, radialmente hacia afuera en la parte superior, y hacia abajo en dirección a la base y luego radialmente hacia adentro en dirección a la columna central. El transporte de la sal dentro del domo ofrece precisamente esta forma.

En el tronco del domo de sal el flujo es ascendente. En la parte alta se dirige radialmente hacia las márgenes, en forma simétrica en el caso ideal pero, más corrientemente y debido al buzamiento regional o a alguna otra

desigualdad de circunstancias, el flujo se inclina en alguna dirección favorecida, como ocurre en la parte derecha de la figura 34. En el sinclinal marginal el flujo descende, conforme la sal soportante huye de por debajo, y este flujo centripeto de la sal completa el circuito toroide.

La analogía con respecto a un toroide convectivo es ceñida, pero no perfecta. En general, la viscosidad de un medio convectivo varía sólo ligeramente a lo largo de todo el circuito, pero en el toroide sal-sedimento la viscosidad de la sal es de un orden a dos más reducido que la de los sedimentos, lo que trae consigo tres consecuencias:

a) Las áreas de las secciones transversales de la sal son un orden o dos más reducidas que las secciones de las porciones correspondientes de sedimentos. b) La sal avanza uno o dos órdenes más allá que los sedimentos (la ascensión de la sal es por lo menos diez veces mayor que la subsidencia

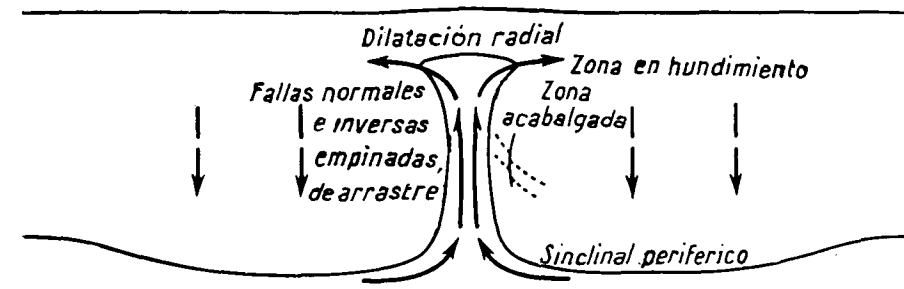


Fig. 36.—Circuito toroide de un domo salino resultante de la misma clase de inversión de densidades que presenta un circuito toroide de convección.

experimentada por el sinclinal anular marginal). c) La sal fluye sin fractura mientras que son numerosas las fracturas que, en relación de dependencia directa con respecto al movimiento toroide, aparecen numerosas en los sedimentos. O, dicho de otra manera, la sal funciona reódicamente para esta escala de tiempo, mientras que los sedimentos ocupan una posición intermedia entre los reodos y los sólidos quebradizos (ver Carey, 1954). La probabilidad de fracturamiento incrementa conforme se desarrolla el domo, no como consecuencia de un incremento de los esfuerzos, sino por el incremento de velocidad en la actuación del esfuerzo. En las primeras etapas la diferencia de esfuerzos en los materiales es infinitésima, pero, con cada incremento experimentado por el domo, el peso (relativo) de la columna de sal es menor y el de la columna de sedimentos más grande, de modo que el domo se alza a velocidad acelerada; además, el fallamiento contribuye incrementantemente al transporte total de sedimentos, comenzando donde las líneas de flujo yacen más apretadas y extendiendo su dominio conforme acelera la velocidad de flujo.

La analogía con el circuito toroide de una célula de convección nos pro-

porciona una explicación completa del esquema tectónico de las diversas partes de un domo salino (fig. 36).

1.—En la parte alta del sombrero del domo salino el circuito se dirige radialmente hacia afuera. De aquí que este área experimente dilatación y produzca característicos esquemas tensionales con fosas (fig. 37), que han sido

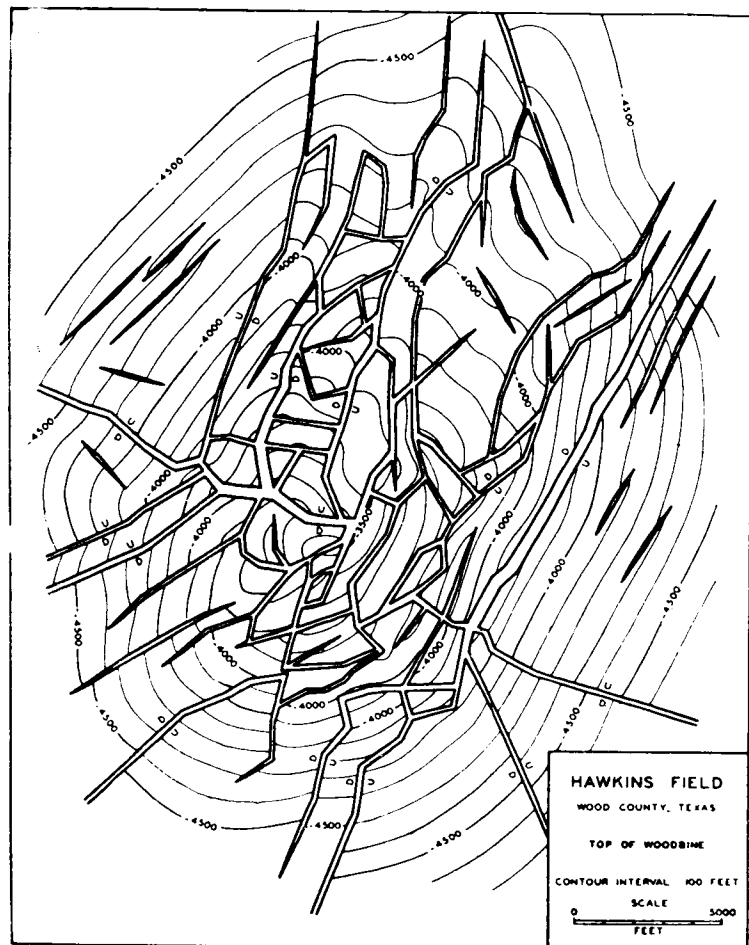


Fig. 37.—Estructuras de tensión por encima del domo salino de Hawkins, en Tejas. (Según Parker y Mac Dowall, 1951.)

espléndidamente reproducidas por Parker y Mac Dowall (1951) en modelos acomodados a escala por lo que a su dinámica se refiere. Estas fracturas de tensión se adscriben corrientemente al estiramiento del domo salino y esta explicación es válida, puesto que la tensión es inevitable, de todos modos, en este área centrífuga.

2.—La región inmediatamente adyacente a este área de dilatación, la

zona saliente en alero, ofrece tectónica cabalgante, de un tipo que se acerca al de los mantos horizontales, con estratos empinadamente desplomados (fig. 34). Estos cabalgamientos tienen lugar en la dirección y sentido de las líneas de flujo del toroide, y adaptan el movimiento de la sal, fluyente con mayor rapidez, al desplazamiento más lento de los sedimentos. El movimiento de estos cabalgamientos es un retro-flujo continuo con respecto a las fallas limitantes de la sal que rodean el tronco. A este respecto resultan mecánicamente análogos a los cabalgamientos que se muestran en la figura 34 (próximos al núm. 14 de aquella figura), aunque en la figura 36 la diferencia de viscosidades es menos acentuada que en la figura 34, de aquí que la zona de cabalgamiento esté más repartida.

2.—Los sedimentos que rodean el tronco muestran el intenso arrastre ascensional correspondiente a aquella parte del circuito, con empinadas fallas inversas dotadas de arrumbamientos periféricos.

4.—La superficie cilíndrica de contacto entre los sedimentos y la sal se caracteriza por intensos resbalamientos, debido a la gran diferencia entre los parámetros de flujo de los sedimentos y la sal.

5.—El tronco salino presenta un complejísimo plegamiento poli-paraboloide, dotado de intensa crenulación debida a la gran distancia de transporte.

Los domos salinos son suficientemente pequeños y sencillos, y como además se desarrollan por completo sobre un piso inerte, nos resulta fácil visualizar la totalidad de la estructura. Los orógenos son más grandes y más complejos, y están dotados de raíces mal definidas. Pero la comprensión integral de los domos salinos nos adelanta una gran parte del camino para la comprensión de los orógenos.

Enseñanzas que derivan del glaciar de Malaspina

La figura 38 reproduce un mapa, compilado por Sharpe, que muestra en planta el plegamiento que produce el glaciar de Malaspina, conforme ejerce empuje hacia el pie de monte, presión que descarga desparramándose lateralmente dondequiera que haya espacio a niveles más bajos. Las flechas indican la dirección del flujo de las diversas lobas. La anchura de la loba principal es de unos treinta kilómetros. La figura 39 muestra, para objeto de comparación, el tipo de estructuras que se encuentra en los Alpes. La zona axil constituye una zona de raíces, en que todos los mantos se alzan empinadamente, surgiendo del surco preorogénico de los Alpes. Uno a uno se vuelcan y fluyen hacia el NO, como grandes corrimientos, algunos cabalgando netamente por encima, otros incrustándose en las partes traseras de los más adelantados. Las estructuras más externas en los pre-Alpes son las que se desplazaron más lejos. Algunas lobas, más reduci-

das en cantidad, se vuelven hacia el SE. Si no absolutamente fiel, en el detalle, este diagrama contiene ciertamente los aspectos fundamentales de las



Fig. 38.—Planta del esquema de flujo del glaciar de Malaspina en Alaska. (Según Sharpe, 1958.)



Fig. 39.—Corte que muestra el esquema de pliegues de flujo análogo, en que determinado material fluye hacia arriba y la loba se aplasta bajo la acción de su propio peso.

estructuras alpinas. Sin embargo, ha sido obtenido a partir del mapa del glaciar de Malaspina, mediante un sencillo cambio de la relación entre las escalas verticales y horizontales según la proporción de tres a uno. Este cam-

bio se practica para tener en cuenta la diferencia que supone, en el caso de los Alpes, el que la loba, extruída hacia arriba, esté sobrecargada por la acción de la gravedad, mientras que en el caso del glaciar de Malaspina la única resistencia al movimiento de extensión es la resistencia lateral.

Hecha abstracción del cambio de proporción, ambos diagramas se corresponden línea por línea, pliegue por pliegue, puesto que son, en realidad, el mismo. Sin embargo, los geólogos alpinos nos dicen que los Alpes representan un gran acortamiento, y que el cinturón correspondiente a los actuales cabalgamientos tenía primitivamente ocho veces la anchura que ofrece ahora, o sea, que ha sido comprimido hasta reducirse a un octavo de la anchura original. Sin embargo, sabemos que la loba de Malaspina produjo esquemas geométrica y estructuralmente análogos, mientras se dilataba a treinta veces su anchura original. ¿Sería entonces quizá aceptable la conclu-

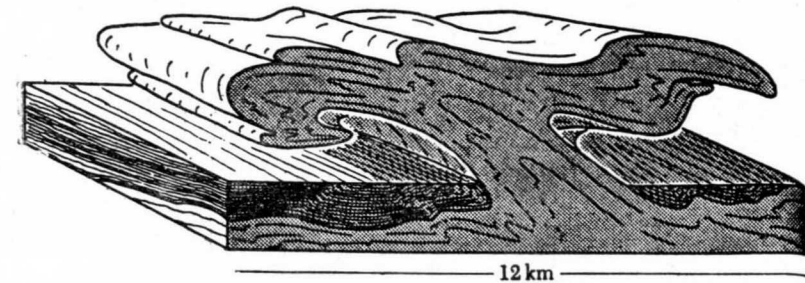


Fig. 40.—Regurgitación de neis de migmatita, diapíricos, en Groenlandia. (Según Haller, 1956.)

sión de que las estructuras de los Alpes pudieran haber sido producidas por la extrusión hacia arriba de los contenidos del geosinclinal, desparramados después lateralmente allí donde a la pila le falló el apoyo lateral? Las mandíbulas de la zona de extrusión pudieran además haber permanecido inmóviles mientras el material era estrujado a partir del interior (como en el caso del glaciar de Malaspina), o incluso podrían haber estado sujetas a dilatación y expansión en el transcurso del proceso. En el primer caso la longitud conjunta de la corteza habría permanecido invariable; en el segundo la longitud de la corteza habría incrementado durante la formación de los Alpes.

Haller (1956) ha trazado cortes y bloques, como el de la figura 40, que representan la deformación de las migmatitas durante la orogénesis caledoniana de Groenlandia oriental. Interpretó correctamente estas estructuras como un flujo de extrusión, y llegó a la conclusión de que no había exigencia de acortamiento cortical.

Estructura de un orógeno

No todos los orógenos encajan en un molde único, pero, sin embargo, todos ellos ofrecen diversos rasgos comunes. Del lado de fuera, hacia el flanco, suele haber un escudo de basamento. Apoyándose marginalmente sobre él existen estratos en facies carbonático-arcilloso-cuarcíticas, que engrosan hacia el geosinclinal y buzan regionalmente en esa dirección, constituyendo un sinclinal (p. e., el sinclinal de los Allegheny) cuyos espesores, facies y tectónica, son asimétricos. Es sencillo y delgado el flanco que limita con el escudo. El flanco orogénico ofrece primero pliegues concéntricos (p. e., la región de Valley y Ridge), luego acabalgamientos, con estratos engrosantes puestos de manifiesto en horizontes stratigráficos cada vez más bajos, hasta que finalmente se alcanza el borde bajo la forma de horsts de basamento pre-orogénico cabalgantes sobre el ante-sinclinal (p. e., Blue Ridge, Green Mountains, etc., en los Appalachés; y Mt. Blanc, Aar, etc., en los Alpes). Más allá de este reborde yacen el cinturón de grauwaekas (schistes lustrés), y la zona orogénica axial de tectónica vertical con sus raíces de mantos, pliegues paraboloideos, domos de neises en mantos orbiculares, diápiros migmáticos y diápiros graníticos.

Los tipos de movimiento difieren en estas zonas respectivas. El del escudo es moderadamente positivo. El miembro del ante-sinclinal del lado del escudo se hunde suavemente en todas partes, pero con ritmo incrementante hacia el orógeno. El cinturón de Valley y Ridge experimenta plegamiento concéntrico con despegues soterrados y fallamiento cabalgante huyendo del orógeno. Todo ello no implica acortamiento real de la corteza, sino sólo el rebose gravitativo de las extrusiones axiales sobre el margen del sinclinal, el cual a su vez es arrastrado hacia arriba y hacia afuera, alejándose del orógeno y cabalgando a los sedimentos. Esta zona es absolutamente equivalente a la de cabalgamientos del lado derecho de la figura 34 (pero a mayor escala) y equivalente a la zona de empuje lateral de la figura 39. La zona axial del orógeno proclama la vigencia de movimientos verticales de cada elemento lineal, como ocurre en los troncos de los domos salinos. La figura 41 muestra elementos de agitación circular debidos al movimiento vertical, perpendicular al plano de la figura, como ocurría en la planta del domo salífero Grand Saline (fig. 33).

En ambas figuras (41 y 33) el flujo es ascendente, perpendicular al plano de la figura. Todos los buzamientos son empinados. Los domos de neis en mantos, ubicados en la zona axial, muestran en sus repliegues de arrastre y asociados, una estructura tipo abeto (fig. 42), cuyos pares indican que los domos son diapíricos, estructuras de alzamiento vertical. La idea de que los pliegues de arrastre deberían disponerse justo en la dirección opuesta de-

riva, desde luego, de la aceptación del plegamiento concéntrico (desarrollo longitudinal constante a lo largo del pliegue, que resulta posible gracias a los deslizamientos entre capa y capa) y no es de manera alguna obligado que conserve su validez en pliegues de otros tipos. Los pliegues de arrastre indican, sin embargo, el sentido del par cortante local del desgarramiento sencillo.

Los sedimentos de grauwaekas, cherts y espilitas, acumulados en pro-

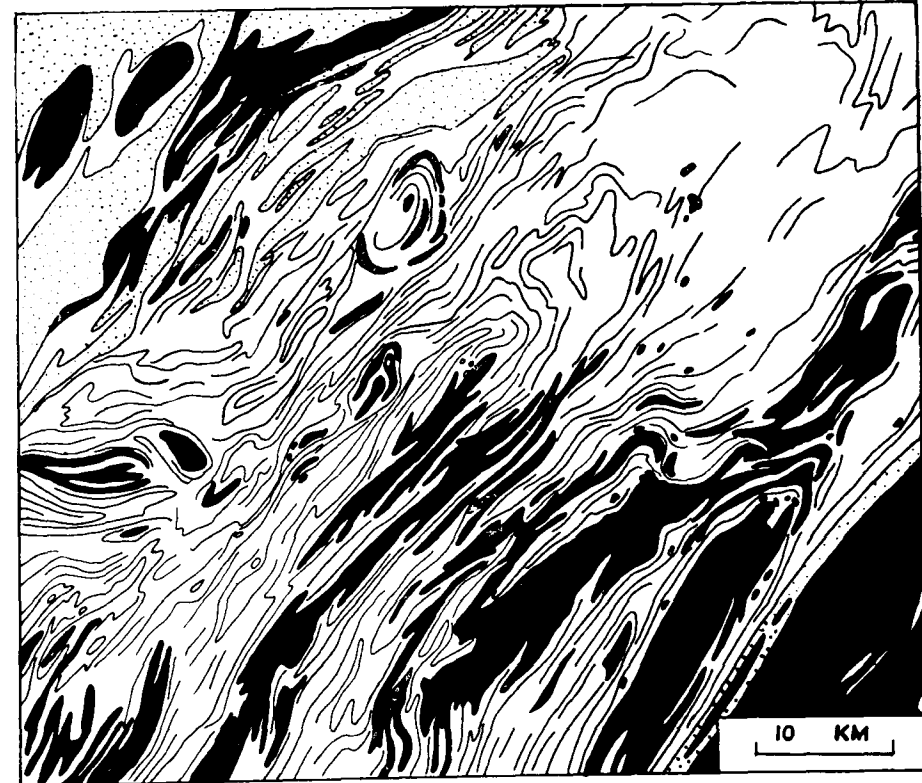


Fig. 41.—Zona axial appalache en Carolina del Norte. El movimiento es ascendente, perpendicular al plano de la figura. En negro el granito; cebra, rocas ultramáficas; punteado, estratos más jóvenes. Las líneas curvas muestran los arrumbamientos de los estratos geosinclinales.

fundas trincheras oceánicas, afloran seis u ocho kilómetros por encima de su lugar de procedencia. Los núcleos metamorfizados alcanzan corrientemente la zona de cianitas cuya génesis requiere un soterramiento de 18-20 kilómetros. La presencia de tales grados de metamorfismo de los núcleos del cinturón orogénico en la superficie actual, no son indicadores de una falta de acuerdo entre los resultados de campo y de laboratorio, sino solamente que hay una gran cantidad de transporte vertical implicado en las zonas axiales orogénicas. Esta conclusión no es totalmente coincidente con

la de Billings (1960, p. 380), que dice que «siempre que veamos cianitas en el campo ha habido eliminación erosiva por lo menos diez millas de roca», ya que la remoción del material recubrente puede haber tenido lugar, en parte, por rebose tectónico sobre el ante-sinclinal.

Las figuras 43 a y 43 b reproducen una comparación establecida por MacGregor (1951, fig. 6 A y 6 B) entre «batolitos gregarios» que constituyen domos migmáticos diapíricos, en Rhodesia y en Canadá, en rocas de edades semejantes y a escala análoga. MacGregor estima que el movimiento consiste en un flujo ascendente más bien que en compresiones tangenciales y afirma (p. xli): «la fuerza dominante, causante del plegamiento del complejo de buzamiento de Rhodesia, parece ser la gravedad». La figura 43c, ofrecida como tema comparativo, muestra domos migmáticos en la Guayana francesa, reproducidos de Choubert (1960). Afirma Choubert en su

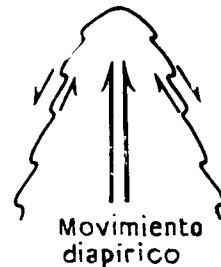
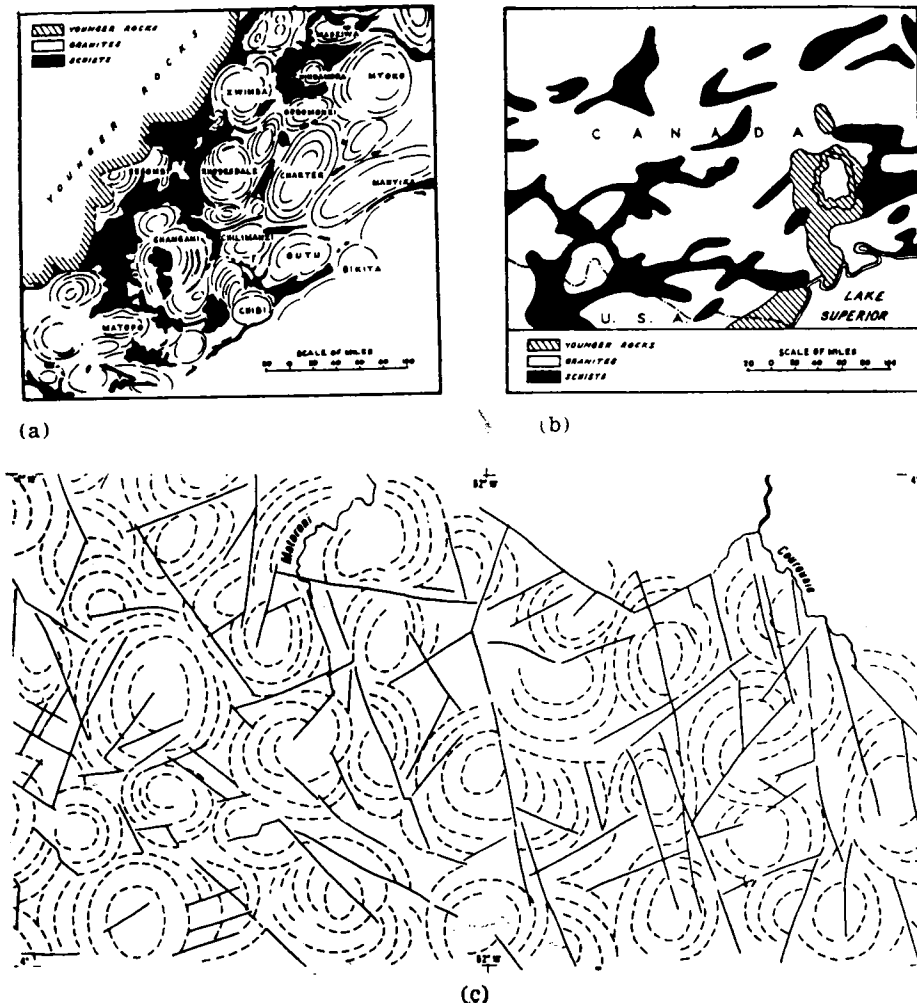


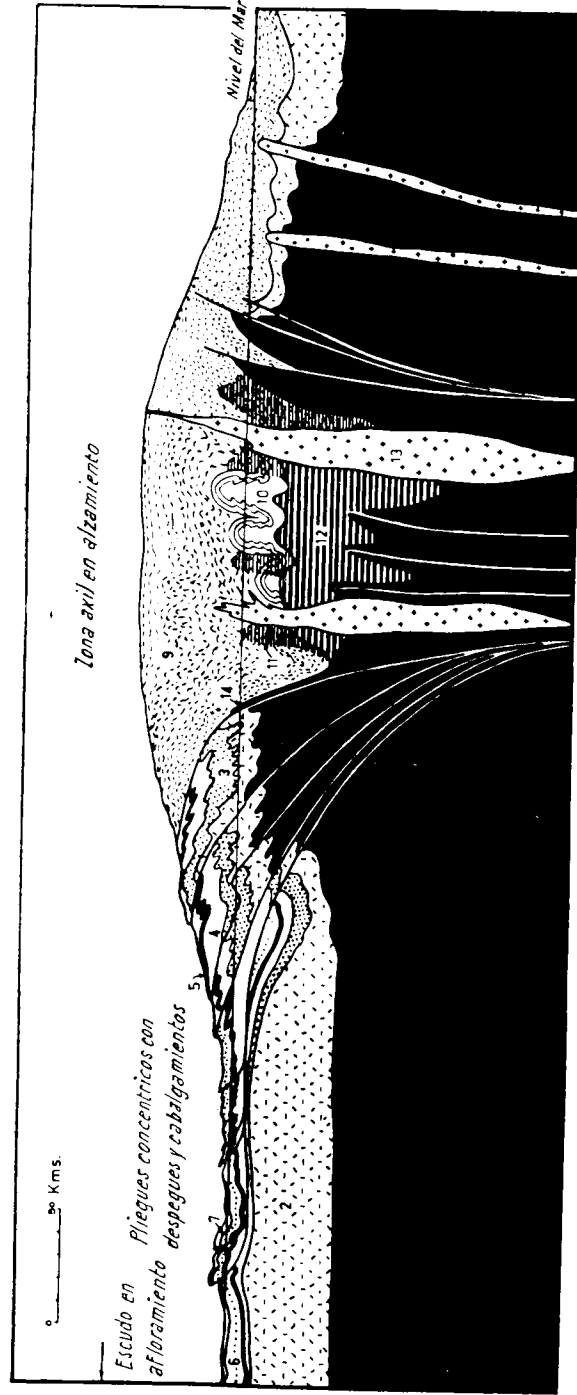
Fig. 42.—Plegues de arrastre por fricción, en domo de disposición en abeto, constituido por neises en mantos, que implican movimientos ascendentes.

resumen (p. 801), que «estas estructuras pueden ser perfectamente circulares. No hay dirección preferente visible, incluso si localmente acontecimientos de orden secundario puedan aplastar las formas concéntricas hasta constituir elipses. Esta isotropía pone claramente de manifiesto que las fuerzas tangenciales no han desempeñado papel alguno en estas tectónicas. Tenemos allí un ejemplo de deformación debida únicamente al juego de fuerzas verticales» (traducción S.W.C.). Los batolitos graníticos y los troncos de los cinturones orogénicos son diapíricos, con un abombamiento general en domo en las zonas profundas, en que son norma las temperaturas elevadas y las viscosidades reducidas, pero que resultan impacientes, transgresivos y perforantes, en las zonas superficiales en donde las viscosidades del magma y de los sedimentos invadidos son de un orden muy diferente. El espectro de viscosidades en la zona orogénica produce una jerarquía de inyección diapírica: esquistos diapíricos a través de grauwackas, migmatitas a través de pizarras, y granitos magmáticos y pórfidos que atraviesan todo el conjunto.

La figura 44 representa un corte a través de la mitad de un orógeno (los Appalachés). Ha sido trazado de modo tal que se ajusta con absoluta rigidez a todos los datos conocidos y se ha dibujado a escala natural, es decir, a igualdad de escalas verticales y horizontales. (La mayor parte de los cor-



tes de orógenos deforman exageradamente la escala de verticales.) Incluye la discontinuidad de Mohorovicic, aunque es mucho más fácil trazar cortes verosímiles de los orógenos si se la deja fuera. La estructura de superficie se ajusta firmemente a todo lo que se conoce de la transversal de Allegheny



- Fig. 44.—Corte a través de los Apalaches con restauración esquemática.
- | | |
|--|--|
| 1. Manto. | 9. Grauwackas, pizarras y esquistos de geosinclinal. |
| 2. Basamento silíceo. | 10. Domo de neis. |
| 3. Cambriano inferior. | 11. Sedimentos granitizados. |
| 4. Cambriano inferior y medio. | 12. Manto alterado. |
| 5. Carbonatos del Paleozoico inferior. | 13. Granito magnético. |
| 6. Paleozoico medio. | 14. Cinturón serpentínico. |
| 7. Carbonífero. | |

Plateau, y del Blue Ridge hasta Carolina del Norte, según las guías preparadas por la Geological Society of América para la reunión de North Carolina. Los 160 kilómetros más occidentales del corte son idénticos a lo que representa la figura 29, que muestra ese mismo sector pero a escala más grande. Los despegues que allí se mostraron son sencillamente las líneas de flujo ascensionales y radiales, que guardan una analogía absoluta con las líneas de flujo ascendentes y radiales y los cabalgamientos de la figura 34.

La cota de la zona axial de expulsión, según muestra la figura 40, se alza a casi 50 kilómetros. Esto es, desde luego, ficticio, puesto que los orógenos son presa rápida de la erosión conforme se alzan, y porque grandes cuñas clásticas de sedimentos reciclados se acumulan alrededor de la zona en alzamiento. De aquí que si las estructuras de plegamiento se proyectan y extrapolan a su imagen completa, se producen de manera inevitable cotas más altas que las que hayan existido en época alguna.

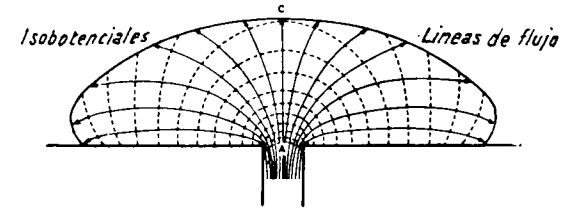


Fig. 45.—Lineas de flujo (flechas) e isopotenciales (punteadas) en las masas extrusivas.

Durante la regurgitación de la zona axial la cota de la cresta orogénica alcanza un equilibrio dinámico, incluso aunque prosiga la extrusión ascendente del núcleo orogénico. Si, por ejemplo, un material viscoso, como la miel, se estruja a través de una abertura entre materiales rígidos o más viscosos (fig. 45), la presión estática en el punto A iguala a la carga del material superpuesto AC, de modo que resulta un gradiente de presión de A a B, originante de flujo en esa dirección a una velocidad que depende solamente de la viscosidad y de ese gradiente de esfuerzos. Si la miel está siendo estrujada a velocidad mayor, entonces el material fluirá, y la cresta C deberá alzarse hasta que la altura AC sea suficientemente grande como para ser causa de que el material fluya hacia B a la misma velocidad a que procede de debajo. Después el crecimiento se produce principalmente por flujo de rebose en B y la altura C se alza solamente a la velocidad suficiente para mantener el gradiente de esfuerzo sobre la distancia AB incrementante. La figura 45 esquematiza las líneas de flujo y las superficies isopotenciales durante el flujo. Las líneas de flujo son las direcciones en que se situarán las superficies de cabalgamiento, cada línea de flujo cabalgando a la que tiene por debajo. Este esquema debe compararse con las disposiciones relativas del flujo y falla de las figuras 34, 36, 39 y 41. Nótese que estas superficies

de fallamiento cabalgante se vuelven hacia abajo, adentrándose en la raíz diapírica de la que surgen, y por ello difieren fundamentalmente del tipo más superficial de empuje gravitativo cuya sola superficie se vuelve hacia arriba, a un afloramiento abierto, como un corrimiento de tierras gigantesco.

Si estiramos la mitad izquierda de la figura 44, lo que resulta se parece mucho a lo representado en la figura 46, y podría pasar muy bien por un corte trazado a través del Golfo de Méjico, en que J, K, P, N y Q representan respectivamente los espesores máximos del Jurásico, Cretáceo, Paleogeno, Neogeno y Cuaternario. La discontinuidad de Mohorovicic (Moho) se alza desde unos 35 kilómetros de profundidad, bajo los Ozarks, hasta a menos de 10 kilómetros, bajo el Golfo, recubierta por basalto, sobre el que todavía se depositan actualmente sedimentos cuaternarios. El buzamiento premesozoico desciende, desde la superficie, en los Ozarks y Ouachitas, hasta una profundidad de por lo menos 12 kilómetros a lo largo de la costa actual y debe acuñarse totalmente antes de alcanzar la margen del delta. Los sedimentos yacen, por consiguiente, en un surco asimétrico a través de lo menos 12 kilómetros de profundidad, para descansar sobre un piso emergente de basamento continental por un lado, y un piso ascendente simaico por el otro. Los sedimentos en J, K, P, N y Q parece que deberían presentarse, todos ellos, en facies grauwaquicas, pero en el antepaís evolucionan a carbonatos y a facies más cratónicas.

Si ahora comenzase la regurgitación, en el sitio indicado en la figura 42 por una doble flecha, aparecería un anticlinorio emergente adentrado en el mar, que suministraría una gran cuña clástica de sedimentos tipo flysch, los cuales pasarían probablemente a continentales, y el lento deslizamiento gravitativo daría origen en estos jóvenes sedimentos a los incipientes flancos de los pliegues. Finalmente la adelgazada cuña de basamento alcanzaría la superficie y cabalgaría a lo largo de una fractura sobre el profundo y asimétrico sinclinal no volcánico, con un eje no alejado de la actual línea de costa. Las estructuras, que resultarían solamente de movimiento vertical en esa localidad, se parecerían a las de la figura 44 y también a las del lado derecho de la figura 34.

En la figura 44, el basamento pregeosinclinal emerge como rebanadas cabalgantes que se sobreponen al surco miogeosinclinal. Se pueden encontrar, sin embargo, otros cinturones de basamento pregeosinclinal más adentro, en el corazón de la zona geosinclinal. Si la etapa temprana (tafrogénica) del geosinclinal da origen a fosas anastomosantes, con pilares intermedios (como los Basin and Range horsts de Nevada, o, a mayor escala, el pilar del Ruwenzori en Africa Central), estos pilares de basamento se convierten en macizos en la consiguiente zona axil, y pueden llegar a ser transportados con los mantos principales. Algunos de los mantos alpinos parecen responder a tal historia.

Al comparar las figuras 44 y 46 resulta aparente que las grauwackas reposan directamente en un piso simaico, o casi. Me ha parecido siempre que esto era una consecuencia inevitable, puesto que las zonas de los geosinclinales descienden constantemente a lo largo de decenas, incluso de cen-

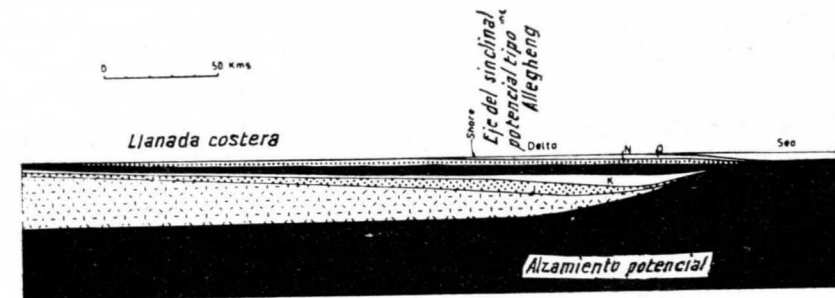


Fig. 46.—Corte a través de la planicie costera y del Golfo de Méjico, que es un geosinclinal contemporáneo.



Fig. 47.—Arcos y cuñas clásticas de los Appalaches (según King, 1959).

tenas de millones de años. Cargas mucho menores han sido causa de grandes sustanciales de ajuste isostático en los pocos millares de años que han transcurrido desde la fusión de los mantos de hielo del Labrador y de Escandinavia, y ello en regiones de corteza no volcánica y de elevada estabilidad. No hay carga gravitativa sustancial que pudiera persistir durante tiempos de ese orden de magnitud, de modo que los empilamientos geosinclinales han tenido que crecer y desarrollarse mientras permanecían por do-

quier esencialmente en equilibrio isostático, como por cierto lo está actualmente la Gulf Coast. Las fosas estrechas pueden constituir cargas negativas y estar sujetas, no obstante, a proceso de hundimiento, si la velocidad de la extensión, o estiramiento cortical es mayor que la velocidad de corrección local, pero incluso estas cargas transitorias son corroboradas por anomalías positivas en la corteza adyacente, de modo que secciones transversales que miden hasta 100 o más kilómetros están próximas al equilibrio.

Algunas características muy significativas del orógeno appalache aparecen en la figura 47, que se reproduce de King (1959). El frente contiguo al miogeosinclinal aparece festoneado por una serie de arcos. El cabalgamiento es más intenso en las convexidades de los mismos. Donde los arcos incurvan en concavidad hacia el núcleo en geosinclinal cristalino el plegamiento y el fallamiento cabalgante son menos intensos. Esto es lo opuesto de lo que podría esperarse si los Appalaches hubieran sido producidos por compresión hacia adentro, pero es, por el contrario, lo más natural si el plegamiento tuviera como causa un proceso de emergencia y expansión rebosante tal como lo sugieren las figuras 39 y 45. Incluso aunque el proceso de regurgitación comenzase por extrusión igualitaria todo a lo largo del surco (lo que no es muy probable), esta igualdad es inestable, puesto que la más ligera desigualdad resulta favorecida, y aumenta como consecuencia de que las rocas más calientes se encuentran allí más altas y la velocidad de flujo, bajo la misma carga, aumenta en forma exponencial con la temperatura (Carey, 1954, p. 69). De aquí que cualquier uniformidad inicial del movimiento ascensional todo a lo largo del surco tiende a desarrollarse como una extrusión máxima en un punto, con un rebose hacia afuera y fallamiento cabalgante arqueado, a partir de tal foco.

Resulta claro del examen de la figura 47 que tal tipo de tumor rebosante se desarrolló en Carolina del Norte durante el Ordovicense medio, y esparció productos detríticos, según una cuña clástica, a través de Kentucky y Tennessee. En el Ordovicense superior un tumor sedimentario semejante comenzó a elevar su hinchazón en New England y su despojo tectónico y detrítico se extendió bajo forma de mantos cabalgantes (Klippe tectónica) y como una espesa cuña de clásticos a través del Estado de New York. Durante el Devoniano superior se desarrolló un tumor sedimentario en Maryland y extendió sus productos clásticos a través de Pennsylvania. Finalmente, durante el Pennsylvaniense, apareció una hinchazón en Georgia y extendió su escombros a través de Alabama. En la época en que se originaba cada uno de esos abultamientos puede ser que tuviera lugar una extrusión ascendente, menos pronunciada, todo a lo largo del surco. Donde quiera que el abultamiento resultaba máximo, el rebose tectónico originó cabalgamientos dirigidos hacia afuera, los plegamientos eran también má-

ximos, y el cinturón circundante de clásticos reciclados era también más importante. Un equivalente moderno de estos abultamientos ascendentes lo encontramos en la orla de islas al suroeste de Sumatra, que se alzó a partir de la principal línea de surcos de la fosa de Java, y yace en el eje principal de una anomalía negativa gravitativa. Están suministrando al presente, sin duda alguna, una gruesa cuña de sedimentos clásticos al apilamiento sedimentario contiguo.

El esquema en arcos, acabalgamientos y cuñas clásticas de los Appalaches, resulta clara y sencillamente si se atribuye a regurgitación extrusiva, pero resulta muy anómalo cuando se trata de explicar por la teoría de la compresión, tan pasada de moda.

El basamento continental adelgaza gradualmente bajo el geosinclinal, que debe representar, por consiguiente, una zona de estiramiento. Estamos bien lejos, por cierto, del duplicado grosor de rocas continentales que imaginaba para el fondo geosinclinal el moribundo concepto tectónico; el espesor real del basamento continental, por el contrario, debe aproximarse a cero. Sin embargo, esto implica que la raíz orogénica debe proceder del manto. Existen, por lo menos, dos maneras en que podría producirse este proceso: *a*) Podría tener lugar un acceso de nuevo granito magmático, resultante de profunda diferenciación dentro del manto. Tanto Van Bemmelen como Rubey han sugerido la posibilidad de mecanismos causantes de dicho efecto, aunque mi propia inducción me lleva a otro mecanismo diferente asociado a la expansión del interior profundo de la Tierra. *b*) El geosinclinal asienta en una zona de dilatación de la corteza terráquea y se inicia como un valle de desgarramiento en el cratón, con sistemas de fallas marginales que quedan gradualmente soterradas conforme la corteza adelgazada y la sedimentación prosigue su curso. Las fallas marginales que enmarcan la zona del Golfo, o el lado septentrional de la cuenca de Aquitania, el escarpe de Lisboa en Portugal, y el Darling Scarp y fallas asociadas de Australia occidental, son todos ellos accidentes de este tipo. Esta zona sujeta a proceso de dilatación penetra profundamente en el manto. La discontinuidad de Mohorovicic, que comienza a 35 kilómetros de profundidad, se abre camino hacia arriba hasta el fondo del mar (ver Carey, 1958, fig. 3) y resulta implicado un movimiento ascensional situado a gran profundidad. Aguas calientes y otros fluidos pueden conducir a una profunda serpentización del manto sobre tal zona, y este hecho podría suministrar la raíz, que solamente es conocida por su densidad y velocidad sísmica promedio. Los muy extensos afloramientos de serpentinita de cinturones orogénicos tales como los de Nueva Caledonia pudieran ser quizá bloques tipo pilar pertenecientes a la región central de una estructura como la señalada con (12) en la figura 44. La figura 44 muestra ambas soluciones (*a*) y (*b*), arriba, que no se excluyen mutuamente y que podría resultar, ambas, correctas. También

muestra una lengua de serpentinita inyectada tectónicamente (14 de la figura 14), derivada del manto e intruida a lo largo de una empujada margen situada en el contacto entre la zona axial y la zona de los mantos cabalgantes rebosante hacia afuera. Cinturones serpentínicos de este tipo son corrientes en los sistemas orogénicos.

Clark y Fyfe (1961) mostraron que en este ambiente es posible la existencia de líquidos ultrabásicos y, puesto que la zona geosinclinal tal como se ha interpretado aquí ofrece un exceso de gradiente de temperatura a lo largo de toda su historia, resulta realizada la probabilidad del mecanismo propuesto por Clark y Fyfe. La trinidad de Steinmann es su consecuencia natural.

Un orógeno tal como el que acabo de delinear no implica compresión o acortamiento cortical, sino meramente rebose. El geosinclinal se inicia como una zona de extensión o estiramiento de la corteza y su dilatación puede continuar a través de todas las fases de subsidiencia, sedimentaria y diastrófica. No hay hecho alguno en la geometría o construcción de un orógeno que se oponga a la proposición de que los bloques cratónicos de antepaís situados en los lados opuestos de un orógeno se separen alejándose unos de otros, incluso durante el momento álgido de la orogénesis.

CONCLUSIÓN

En este trabajo no me he ocupado de plegamiento de bloques, cuya materia ha desarrollado Belousov en Rusia con tanta capacidad, que desempeña su papel dominante en la etapa temprana de los orógenos, y que constituye parte del esquema de la historia del plegamiento en Wyoming. Tampoco he tocado la materia del plegamiento según cortantes sencillos en los casos en que el eje cortante no es horizontal, como ocurre en el plegamiento concéntrico, sino vertical, como es el caso dominante en California y en Papúa y que es el que constituye la segunda etapa de la historia de Wyoming. He omitido toda clase de referencias a la estructura más corriente sobre la superficie de la Tierra, la cuenca cratónica y, junto con ella, el esquema de Brock de escudos embutidos de Africa.

Lo que he hecho es tratar de demostrar que el axioma, consagrado por el tiempo, de que el plegamiento y la orogénesis son debidos forzosamente a estrechamiento o acortamiento es un mito. Hemos echado un vistazo a la teoría y casos de pliegues similares para intentar encontrar una prueba evidente de compresión, sin lograrlo. Hemos examinado de la misma manera el tipo de pliegue concéntrico, pero sin más éxito que en el caso de pliegues de tipo similar, y también hemos comprobado que las zonas axiales del núcleo

orogénico han experimentado una gran traslación vertical, pero no logramos encontrar una prueba manifiesta de compresión, como no sea la de una fe reverente en que existe.

BIBLIOGRAFÍA

- BENTZ, A. (1949): *Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland*. Amt. für Bodenforschung, Hannover-Celle.
- BILLINGS, M. (1960): *Diastrophism and Mountain Building*. «Geol. Soc. Am. Bull.», Vol. 71, pp.363-398.
- BUSK, H. G. (1929): *Earth Features*. Cambridge U. Press.
- CAREY, S. W. (1954): *The Rheid Concept in Geotectonics*. «Jour. Geol. Soc. Aust.», Vol. 1, pp. 67-117.
- (1958): *The Tectonic Approach to Continental Drift*. Continental Drift—a symposium, University of Tasmania, Hobart.
- CHOUBERT, B. (1960): *Le Problème des Structures Tectoniques Surimposées en Guyane française*, «Soc. Géol. France», 7 S, Vol. II, No. 7, pp. 855-861.
- CLARK, R. H. and FYFE, W. S. (1961): *Ultrabasic Liquids*, «Nature», Vol. 191, No. 478 A, p. 159.
- CORBET, D. M. (1959): *Drilling Appalachian Area Deep Well to Basement Rock*, a Symposium on the Sandhill Deep Well, Wood County, West Virginia. «Rept. of Investigations», No. 18, W. Virg. Geol. Surv.
- DARTON, N. H. (1940): *Some Structural Features of the Northern Anthracite Coal Basin, Pennsylvania*, «U. S. G. S. Prof. Paper», No. 193 D, pp. 779-802.
- DE SITTE, L. U. (1956): *Structural Geology*, McGraw-Hill, New York.
- GOGUEL, J. (1952): *Traité de Tectonique*, Masson, Paris.
- GUSTAFSON, J. K., BURRELL, H. C. and GARRETTY, M. D. (1950): *Geology of the Broken Hill, N. S. W.*, «Bull. Geol. Soc. Am.», Vol. 61, 12, pt. I.
- HALLER, J. (1956): *Probleme der Tiefentektonik Bauformen in Migmatit-Stockwerk der Ostgrönländischen Kaledoniden*, «Geol. Rundschau», 45, pp. 159-167.
- HILLS, E. S. (1939): *Outlines of Structural Geology*, Methuen, London.
- KING, P. B. (1959): *The Evolution of North Africa*, Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey, U. S. A.
- MACGREGOR, A. M. (1951): *Some milestones in the Pre-Cambrian of Southern Rhodesia*, «Trans. Proc. Geol. Soc. S. Africa», Vol. 54, XXVII.
- MUEHLBERGER, W. R. (1958): *Internal Structure of the Grand Saline Salt Dome, Van Zandt County, Texas*, Univ. Texas Bur. Ec. Geol., «Rept. of Investigations», No. 18.
- NETTLETON, L. L. (1936): *Fluid Mechanics of Salt Domes, Gulf Coast Oilfields—a Symposium*, «Am. Assoc. Petrol. Geol.», pp. 79-108.
- NEVIN, C. M. (1949): *Principles of Structural Geology*, Wiley, New York.
- O'DRISCOLL, E. S. (1962): *Experimental Patterns in Superposed Similar Folding*, «Jour. Alberta Soc. Petr. Geol.», Vol 10, No. 3, pp. 95-144.
- PARKER, T. J. and McDOWALL, A. N. (1951): *Scale Models as a Guide to Interpretation of Salt-Dome Faulting*, «Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.», Vol. 35, No. 9, pp. 2076-2094.
- POWELL, J. W. (1876): *Geology of the Uinta Mountains*, «U. S. Geog. and Geol. Surv. of the Terr.», pp. 10-11.
- RAMSAY, J. G. (1960): *The Deformation of Early Linear Structures in Areas of Repeated Folding*. «Jour. Geol.», Vol. 68, No. 1, pp. 75-93.
- REYNOLDS, D. L. and HOLMES, A. (1954): *The Superposition of Caledonoid Folds on an*

- Older Fold System in the Dairadians of Malin Head, Co. Donegal*, «Geol. Mag.», Vol. XCI, No. 6, pp. 417-433.
- HODGERS, J. (1953): *The Folds and Faults of the Appalachian Valley and Ridge Province*, «Kentucky Geol. Surv.», No. 1, pp. 150-156.
- SHARP, R. P. (1958): *Malaspina Glacier, Alaska*, «Geol. Soc. Am. Bull.», Vol. 69, No. 6, pp. 617-646.
- STOCES, B. and WHITE, C. H. (1935): *Structural Geology, with Special Reference to Economic Deposits*, Macmillan, London.
- VAN HISE, C. R. (1896): *Principles of North American Pre-Cambrian Geology*, «16th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.», Pty. 1, pp. 581-843.
- WEISS, L. E. (1959): *Geometry of Superposed Folding*, «Geol. Soc. Am. Bull.», Vol. 70, No. 1, pp. 91-106.
- WILLIS, B. and WILLIS, R. (1934): *Geologic Structures*, McGraw Hill, New York.
- WOODWARD, H. P. (1929): *Structural Interpretation of the Burning Springs Anticline*, a Symposium on the Sandhill Deep Well, Wood County, West Virginia, «Rept. of Investigation», No. 18, West Virginia Geol. Surv.

H. NONN

LOS SEDIMENTOS ANTIGUOS DE LA RIA DE AROSA: ALGUNAS CONCLUSIONES GEOMORFOLOGICAS

R É S U M É

La Ría de Arosa et les glaciaires adjacents ont dû beaucoup de leurs aspects à la succession d'une phase de profonde altération chimique tertiaire et d'une phase de nettoyage par ruissellement avec des températures encore assez élevées. À un climat subtropical humide a du succéder un ou des épisodes de climat méditerranéen.

Sans doute assez longtemps après, les rivages monastériens ont profité de ces apports continentaux pour édifier des cordons et des terrasses.

Entre temps des niveaux marins antérieurs aient déjà repris ces apports.

Quoiqu'il en soit, la présence de terrasses marines prouve que les rivages de la Ría de Arosa étaient déjà acquis dans leurs grandes lignes lors du dernier interglaciaire.

La Ría est donc assez ancienne, préfigurée sans doute dès la fin du tertiaire par une cuvette d'altération granitique.

En el cuadro de nuestras investigaciones sobre la geomorfología de Galicia Occidental (1), hemos podido observar muchos cortes en material detrítico, especialmente en los alrededores de la ría de Arosa. Al ser azoicos estos depósitos, hemos recurrido al análisis morfológico y granulométrico de las arenas y cantos (2), y a la determinación de los minerales arcillosos por los rayos X (3). Ello ha permitido llegar a ciertas conclusiones que deseamos presentar aquí.

(1) El autor ha emprendido desde hace varios años una tesis doctoral sobre la geomorfología de las regiones costeras de Galicia, bajo la dirección del Prof. Guilcher (de la Sorbonne) de acuerdo con la Comisión Nacional de Geología. Don Isidro Parga Pondal ha seguido siempre con interés y afecto, que mucho agradecemos, nuestras investigaciones, a las que ha prestado mucha ayuda.

(2) Métodos puestos a punto por Cailleux y Tricart.

(3) Estos trabajos fueron efectuados en el Instituto de Geología de la Universidad de Strasbourg.

I. PRESENTACIÓN GENERAL

La ría de Arosa se ofrece a nuestros ojos de manera muy diferente de las otras «rías bajas». Le falta el rígido marco montañoso que contiene la penetración del océano en un corredor bien calibrado. La unión del océano y la tierra, celebrada por Miguel de Unamuno en sus «Andanzas y visiones españolas», es aquí particularmente íntima. Paisaje lleno de matices, donde «tierra y mar abrazados bajo el cielo mejen sus lenguas» y donde, apaciguado, «el mar que duerme en las tranquilas rías, buscando acaso olvido a sus tormentas, se consume de sed de agua dulce que de las cimas llega, y mira al Ulla...»

Ciertamente los relieves no están ausentes, pero no sirven sino de marco alejado, salvo en el lado oriental de la ría. Pero, incluso allí, grandes planos inclinados se interponen entre ellos y el estuario del Ulla.

La ría de Arosa se subdivide en dos partes. Una, interna, más estrecha, que está dominada por los imponentes relieves del monte del Treito al norte y Xiabre al sur. La otra, al oeste de la línea Carril-Cabo Cruz, presenta orillas bajas, escotadas por bahías abiertas en el granito intrusivo de Caldas, que en el hinterland forma solamente cerros de débil amplitud.

El sector interno no es rico en depósitos, pero aclara el contexto en el cual éstos se sitúan. La sierra del Treito es un horst complejo, muy probablemente un fragmento de penillanura fracturada según accidentes de orientación NE.-SW. y NW.-SE. y levantado a 550-600 metros de altitud. Este aplanamiento puede considerarse como de edad terciaria: su datación más precisa es inminente (4). Los lignitos plegados de Puentes de García Rodríguez indican que la deformación de la penillanura se realizó durante todo el Mioceno, en tanto reinaba en Galicia una flora forestal de tipo similar al de China o de Virginia (5). Desde entonces, las fracturas de la sierra del Treito han sido explotadas por la erosión (así como los sectores de rocas gneísicas o esquistas), la cual ha abierto allí «en abanico» glaciales inclinados hacia los niveles de base (ría de Arosa, fosa de Padrón). Estos glaciales no son hoy drenados más que por pequeños riachuelos, minúsculos en comparación con estos alvéolos, que se han encajado de 8 a 15 metros. Es preciso, pues, admitir un modelado del relieve en el que la erosión lateral se hace suficientemente importante para llevarse los productos de alteración de las rocas trituradas o más frágiles, constituidos bajo el bosque subtropical, aunque conservados por él.

Esta fase de erosión, en la que los procesos mecánicos han reemplazado a la alteración química, y que ha creado los glaciales, ¿puede ser datada?

(5) H. NONN y J. MÉDUS [5]: NOTAS Y COMUNICACIONES, núm. 70

(4) El Sr. Portela, ingeniero geólogo de la Empresa Calvo Sotelo, de Puentes de García Rodríguez, ha descubierto sedimentos fosilíferos, cuya determinación será pronto conocida.

El gran glacis desarrollado en el flanco NE. del Xiabre, asurcado por los ríos Louro y Valga, y que se sumerge bajo la ría de Arosa aguas abajo de Puenteceures, permite abordar la discusión, pues hemos encontrado allí depósitos detríticos interesantes.

Pero la segunda parte o más extensa de la ría de Arosa, es la que nos proporciona mayor cantidad de información. Allí los relieves elevados están alejados de las orillas, y se sitúan por fuera del afloramiento del granito intrusivo de Caldas. Además del Xiabre, está el monte Castrove y sus contrafuertes (San Mamed, Fontefría, Chandelore). Los glaciales inclinados arrancan de ellos en dirección de la desembocadura del Umia, de la ensenada de Dona, del tómbolo del Grove. Se señalan por su pendiente débil (4-5°) y bastante continua, al pie de vertientes un poco más inclinadas (8-11°); por sus contornos sinuosos y su coincidencia con rocas bastante frágiles: dioritas, granito de grano grueso, esquistos como en el valle de Meaño-Simes o en el de Nantes. Todos ellos se abren ampliamente, y vienen a confundirse en el alvéolo granítico que constituye el afloramiento del granito de biotita de Caldas.

Paralelamente, la ría cesa de ser un estuario anegado para convertirse en una cubeta en la cual ha penetrado el mar.

Todo esta zona, y en particular el litoral, son ricos en depósitos que permitirán precisar:

- a) Las condiciones de elaboración de los glaciales.
- b) Su edad.
- c) La posición de las antiguas orillas costeras.

Nos proponemos clasificar los sedimentos detríticos bajo tres rúbricas de importancia desigual:

- 1) Los depósitos asociados a los glaciales.
- 2) Los mismos depósitos removidos.
- 3) Las playas antiguas típicas.

II. LOS DEPÓSITOS ASOCIADOS A LOS GLACIALES

a) En la base del glacis de los ríos Valga y Louro, a la altura del kilómetro 2 de la carretera de Puenteceures a Carril, una fábrica de ladrillos ha abierto una explotación de arcilla. El corte resultante permite observar: la roca de base totalmente alterada en 12 metros visibles, caolinizada *in situ*; incluso hemos visto allí un bolo de granito completamente descompuesto, cuyas aureolas era aún bien apreciables. Esta descomposición, o bien está ligada a los climas cálidos y húmedos del Mioceno, o bien es el resultado de acciones hidrotermales. Precisamente aquí, una fractura oblicua NE.-SW. viene a injertarse en la fosa tectónica de Padrón-Pontevedra. Por tanto, difícilmente podemos escoger entre estas dos explicaciones de la alteración.

Sobre la roca alterada se halla un material detrítico que comprende capas de cantos, de arena y de arcilla; el depósito, de 1 a 2 metros de espesor, cambia frecuentemente de aspecto. Frecuentemente puede observarse en la base una capa de cantos de espesor variable, conteniendo algunos muy bien rodados de tipo marino (6). La mayor parte de los cantos —cuar-



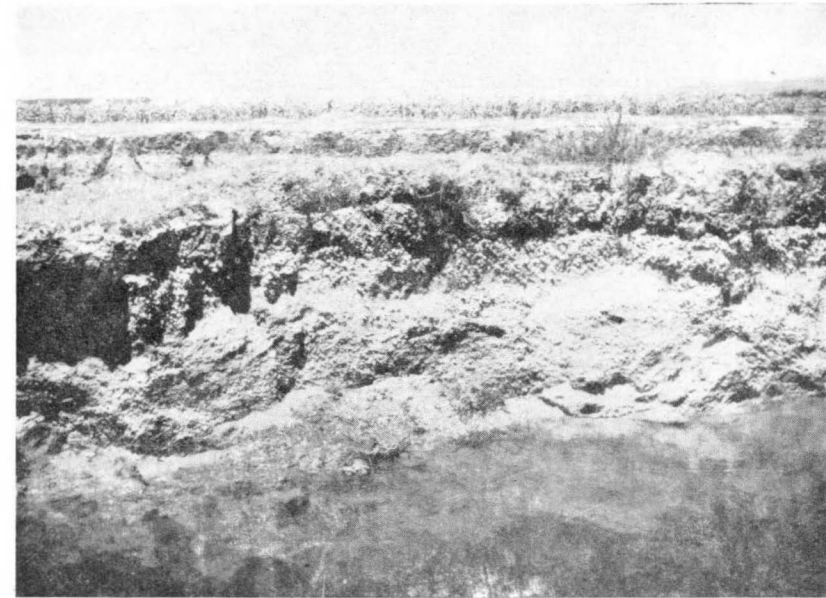
1. Noalla. Formación detrítica compuesta de arcilla caolinica coronada por cantos cuarzosos poco desgastados. La parte superior está constituida por limo de coluvionamiento englobando los guijarros que proceden de encima.

zosos en su totalidad— están, sin embargo, poco rodados (v. cuadro 1) y tienen el aspecto de poliedros de aristas romas. Es posible, pues, que el depósito haya tomado algunos elementos de una terraza marina o estuario. Otras veces, hay una capa de arcilla caolinica, encerrada entre dos horizontes ferruginosos, descansando sobre la roca alterada.

(6) Este corte ya ha sido señalado por C. Teixeira [7], p. 43, quien ha visto en él una playa antigua. El autor la ha indicado igualmente en forma breve en su publicación [2], p. 188.

Por encima, alternan lenticulas de cantos y de arena de 10-12 cms. de espesor, aproximadamente en 0,60 metros. La parte superior está constituida por un banco de más espesor de cantos (0,40 m.), que se sitúa a unos diez metros sobre el nivel del mar.

Para nosotros este depósito lo consideramos como de esparcimiento torrencial, relleno de un estuario en circunstancias de regresión. El glacis ha debido desarrollarse fácilmente, sobre una roca tan alterada, poco tiem-



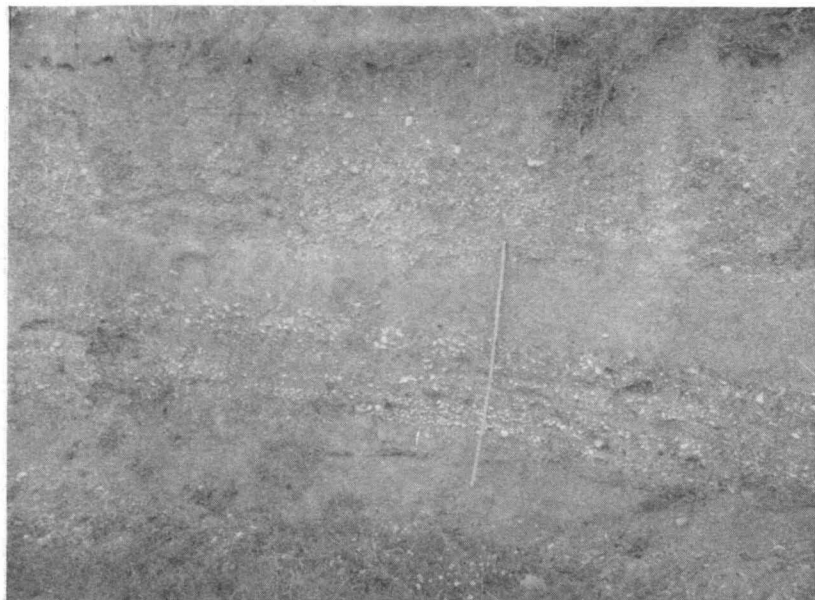
2. Ronjique. Base visible del material del cono, con cantos abundantes y desgastados.

po después de la alteración de la misma; la caolinita fue primeramente lixiviada, y poco después los más groseros fueron arrastrados, ya desaparecido el bosque.

b) *El glacis de Meaño-Nantes y sus depósitos.* Ya nos hemos referido a su amplitud. La observación de detalle, desde la parte superior a la inferior, ha permitido comprobar que su desarrollo coincidía con rocas más alterables que sus alrededores, y que las características de glacis no eran un efecto de su utilización para el cultivo. Puede fácilmente observarse cómo los vallecitos se encajan de 8 a 10 metros en la roca en que se encuentran, la cual forma asimismo los interfluvios planos que los separan. Progresivamente, se ve un coluvionamiento reciente, irregular y bastane delgado (aproximadamente de 1 metro), recubrir un pavimento de cuarzo. Hay que llegar a la altura del Empalme de Dena, a unos 40 metros de altitud, o a Dena,

o bien a Couto de Arriba, para encontrar un material derrubial de más espesor. Pero desde entonces éste se hace muy interesante.

En el *Empalme de Dena*, en más de 2 metros de altura, un corte permite observar depósitos torrenciales en lenticulas donde alternan bancos de gravas o pequeños cantos de cuarzo poco rodados (el cuarzo es todavía el material único que los forma) con capas de 30 a 40 centímetros de espesor, de arena fina con arcilla caolínica.



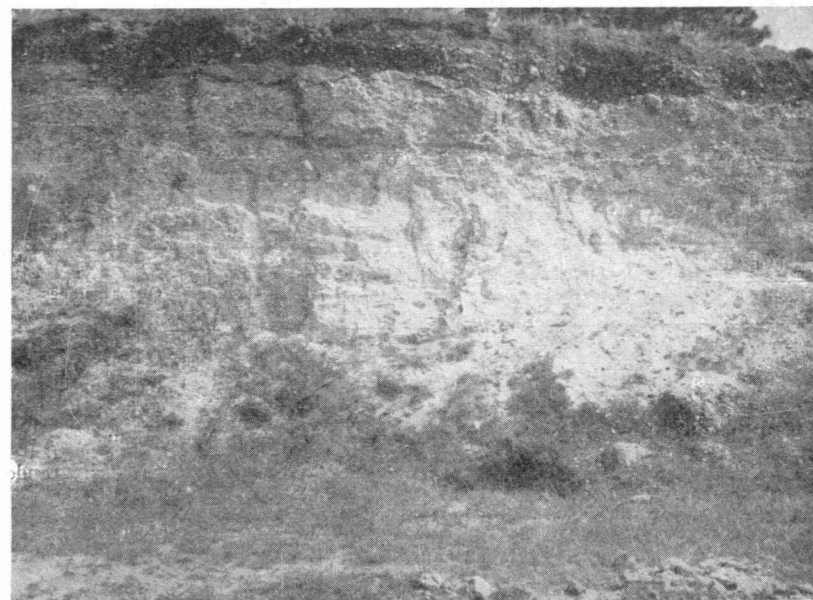
3. *Ronjique*. Otra facies de los depósitos, formados aquí de capas sucesivas de arcilla lodosa y de cantos de tamaño pequeño, clasificados y estratificados, y en los que el desgaste es bastante débil.

Prosiguiendo nuestro trayecto hacia el mar, hacia *Fianteira*, la capa de cantos aumenta de espesor y se le puede observar con 6 metros de ancho. El material, muy poco desgastado, es algo más grosero, y las lenticulas, aún apreciables, son más irregulares.

El conjunto muestra, pues, un cono de acumulación torrencial con base grosera, y con material cada vez más fino hacia la parte superior, poco o nada retocado por el mar a pesar de su proximidad (por otra parte, las condiciones de abrigo en que se encuentran impedirían un retoque importante).

c) En *Noalla*, vuelto hacia el péndulo del tómbolo del Grove, otro corte más puede verse en el mismo tipo de material: gravas cuarzosas pobremente desgastadas, se intercalan entre capas de arcilla blanca o rosada en lechos discontinuos. La arcilla es siempre rica en caolinita. Después, el ma-

terial fino de lavado y de débil arroyamiento: los cuarzós forman, de ahora en adelante, un canturreal grosero en bolsas irregulares entre las arcillas y gravillas. Por último, encima el coluvionamiento reciente adquirió algunos cascajos venidos de más arriba (cf. foto 1). Así, pues, el material de los conos ofrece muchas analogías con las facies del siderolítico terciario. Mas ¿en qué momento podemos situarlo en la cronología de la evolución geo-



4. *Revolta*. Corte en donde se muestra la superposición, de abajo arriba, de arena blancuzca, grava y finalmente pequeños cantos que forman, tras su consolidación, un banco resistente.

morfológica? El Mioceno parece excluído, puesto que ha sido un período de clima cálido y húmedo con vegetación forestal. ¿Es preciso, pues, ver en estas acumulaciones una formación homóloga de las «rañas» encontradas en las regiones continentales de España y Portugal? Y en esta eventualidad, ¿se trata del Villafranquiense? ¿O bien de interglaciares?

No parece que los interglaciares deban tomarse en consideración; pues los conos son acumulaciones continentales que, como se verá, han sido reelaborados por las playas antiguas. No está excluído, sin embargo, que los períodos glaciares hayan sido en Galicia «pluviales», como en Africa del Norte. De ello tenemos otros testimonios (7). En la hipótesis de un arroyamiento brutal durante estos períodos, es preciso pensar de todas formas en un período antiguo: Gunz, Mindel o Riss, pues las playas monastirienses del interglaciar Riss-Wurn, en ellos encontraron sus materiales.

(7) H. NONN [3], pp. 102-105, y H. NONN y J. TRICART [4], pp. 41-44.

III. LOS DEPÓSITOS TORRENCIALES RETOCADOS

a) En Ronjique Arnoza (8), el material de los conos ha sido vuelto a tomar por el mar. Proveniendo sin duda de un relieve aislado de 158-163 metros de cota (el Montefaro), cantos y arcillas caolínicas han ganado la zona litoral. En las explotaciones de arcilla para la fábrica de ladrillos pueden verse varios cortes en donde las lenticulas de arenas y de cantos alternan con campos de arcilla fangosa. Aquí lo más original es que los cantos, del tamaño de grageas, están rodados (cf. cuadro), y que forman dos acumu-

CUADRO I
Resultados morfométricos

Cantos	Media del índice de desgaste	Media del índice de aplastamiento	Observaciones
Localidad			
Km. 2 W Puenteceures	97	1,82	Cuarzo (sin los cantos bien rodados)
»	250	1,66	Cuarzo (con ellos)
Revolta	205	1,65	Cuarzo (los más grandes 4-6 centímetros)
Ronjique	363	2,11	Id.
Sisán	315	1,50	Cuarzo
Tabueiros	266	1,77	Id.
La Lanzada	417	2,09	Medidas solamente sobre cuarzos
Aduana W	400	2,14	Cuarzo (los más grandes 4-6 centímetros)
Aduana E	393	1,66	Cuarzo

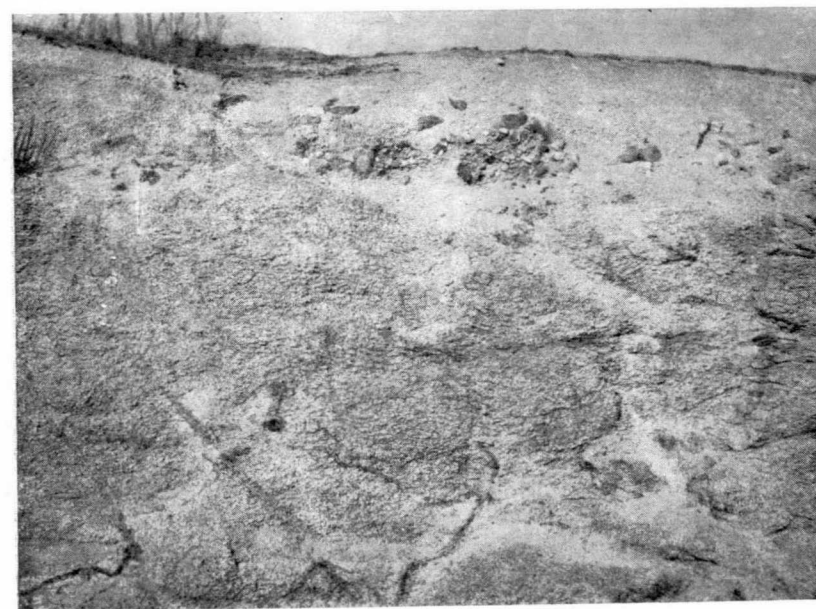
Arenas N.º	Localidad	Desgaste				Relaciones con la granulometría
		S D	S Rd	Rd	R	
D _{2t}	Revolta	26	54	14	6	Clasificación bastante buena. Arena fina.
D ₂	Revolta	8	64	20	8	Clasificación bastante buena. Arena bastante gruesa.
D ₃	Revolta	40	60			Clasificación mediana.
D ₅	Aduana E	58	42			
D ₆	Aduana W	74	26			Clasificación mediocre.
D ₄	Aduana W	78	22			Clasificación mediocre.

S D = Sin desgaste. S Rd = Subredondeados. Rd = Redondeados. R = Redondeados.

(8) Esta playa antigua ya fue señalada por nosotros. V. H. NONN [2], p. 188.

laciones superpuestas: una que alcanza de 2-5 metros y otra a +15 metros. El desgaste es tal que no podría haber sido adquirido por un transporte de 1,5 kilómetros. Por tanto, es preciso pensar que aquí los cantos han sido removidos por las olas.

La base está constituida por la misma arcilla caolínica que se continúa en dirección de la isla de La Toja, bajo 2-3 metros de agua, recubierta de arena limosa superficial. Se la extrae en el mar para la fábrica de ladrillos.



5 La Lanzada Acantilado en que se apoyan los elementos de la playa antigua mal separados de la arena grosera que los engloba.

b) En *Revolta*, al norte de Noalla y al oeste de Ronjique, una terraza de 800 metros de longitud y 300 de anchura puede observarse a 24 metros por encima del nivel del mar. A primera vista, ofrece ciertas analogías con Ronjique. No obstante, si bien la granulometría de los cantos es muy similar, el desgaste es aquí menor. Por otra parte, los cantos pequeños no forman más que la parte superior, cementada por material ferruginoso, de un depósito más importante. Por debajo de 0,40 metros de cantos existen 2,80 metros de arena dispuesta en capas, blanquecina, lavada de la arcilla caolínica que la envolvía. Dos niveles se superponen: uno de arena fina, otro de arena mediana y gruesa. Las curvas granulométricas muestran una clasificación manifiesta, y la morfoscopia un desgaste claro. Aquí, pues, el material detrítico ha sufrido también profundos retoques (v. cuadro I y curvas granulométricas).

c) Los alrededores de la desembocadura del río Umia, representan, por último, otro lugar en donde se observa la remoción de los depósitos torrenciales. En la gándara de Sisán, a 30 metros de altitud, alternan lenticulas delgadas de cantos cuarzosos englobados por arena con otras lenticulas constituidas únicamente por arena. Su disposición no es la de un cono torrencial, pues es visible una estratificación entrecruzada a la manera de las que se observan en los depósitos de estuario. La acumulación, de 4 metros de espesor, descansa sobre arcilla caolínica, y ésta a su vez se halla recubriendo el granito intrusivo descompuesto.

Arena y cantos muestran huellas de sensible desgaste, sin que se pueda decir si éste ha sido determinado por efecto del mar o del Umia. Lo importante es que el depósito (terracea eustática fluvial o depósito de estuario) en su forma observada, ha debido realizarse en un nivel de 30 metros de altitud. Situándose el retoque, en estas condiciones, en el Tirreniense I (interglacial Mindel-Riss), el aporte inicial de los derrubios debería ser por lo menos del Mindel. Este corte plantea el siguiente problema general: ¿Habría habido en la región varios aportes torrenciales en momentos correspondientes, por ejemplo, a dos «pluviales» distintos? ¿Y, por tanto, dos retoques diferentes, uno en el Tirreniense y otro en el Monastiriense? Se puede también admitir un solo aporte antiguo seguido de retoques ulteriores interglaciares. Las condiciones locales no permiten decidir sobre esta cuestión.

Añadamos que el corte de Sisán no es único: cerca, en Carrasqueira, una terraza constituida por abundantes cantos pequeños englobados por arena, prolonga en 5-7 metros hacia abajo (altitud: 20-25 metros) la acumulación de Sisán. Se encuentra, por tanto, aún más elevada que el nivel superior de cantos rodados de Ronjique.

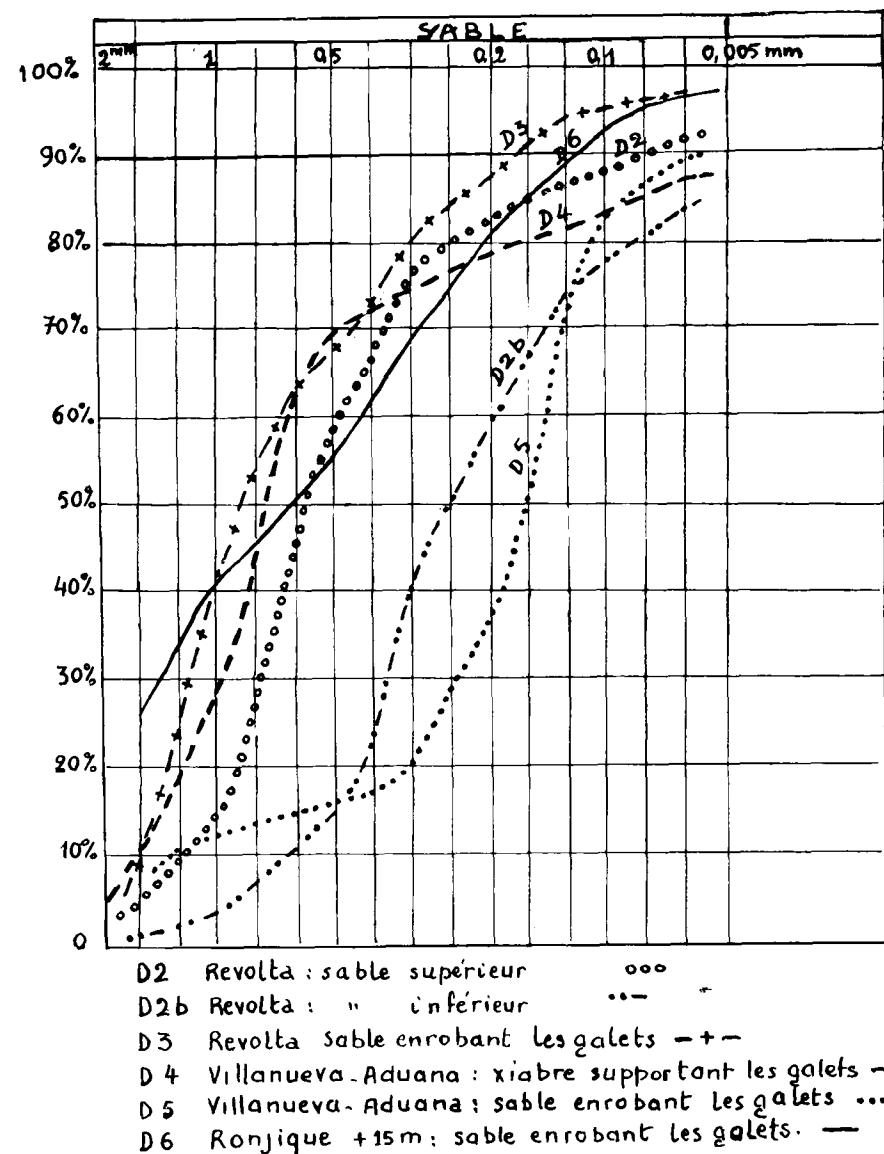
Por el contrario, en Tabueiros, hay una terraza situada a + 5 metros formando una pequeña colina cubierta de eucaliptos. Dicha terraza parece similar a la acumulación de cantos de Revolta, al menos por lo que se refiere a la arena.

Este escalonamiento no altera las hipótesis que acabamos de considerar. Todavía no nos es posible decidir.

VI. LAS PLAYAS ANTIGUAS TÍPICAS

En cambio, podemos concluir con toda certidumbre que el litoral de la ría de Arosa ya había sido adquirido en el Monastiriense (interglacial Riss-Wurm). Como en las demás rías bajas, esta costa presenta varias playas antiguas.

La más extensa se sitúa en La Lanzada, en el acantilado próximo a la Punta de Lapa. A 3-5 metros de altura, sobre granito profundamente alte-



rao y recubierto de un xabre grueso, se encuentran cantos de gneis, de granito y de cuarzo: los más grandes están constituidos por las rocas cristalinas. Algunos tienen 12 a 20 centímetros de eje mayor: su desgaste, medido sobre el cuarzo, es elevado. No hay duda, pues, sobre el origen marino de este fragmento de terraza (v. cuadro I).

Otra acumulación al mismo nivel puede observarse al norte de Villanueva de Arosa, en *La Aduana* (Cuatro Cuadros) (9). Trátase de hecho de dos aspectos diferentes de una misma playa antigua. Al Oeste, en la plataforma que se termina en la playa del Rego, los cantos forman una terraza que ha sido minada por el mar en micro-acantilado. Su granulometría, débil en la base, aumenta hacia 4-5 metros (como sucede en un cordón litoral). La arena se encuentra bajo los cantos o los engloba, y el conjunto descansa sobre la roca *in situ* alterada, en la cual ha excavado el mar paqueñas marmitas.

En el segmento de costa en dirección de la Punta del Rial (al este de Aduana), hemos hallado en tres ocasiones distintas, acumulaciones, en bolsas de 2-3 metros de longitud y dos de altura, de cantos más grandes, en material arenoso bastante puro y de color claro.

Tanto en La Lanzada como en La Aduana la filiación de estas playas antiguas con los depósitos torrenciales no resulta evidente. La presencia en la primera de cantos «alóctonos», y notablemente la de gneis y granitos que no son nunca incluidos en las acumulaciones torrenciales, sugiere que el Monastiriense era entonces desfavorable a una alteración química pronunciada, y que la roca sana estaba desembarazada de sus productos de alteración. Por otra parte, las arcillas contenidas en los niveles de playa son pobres en caolinita y están enriquecidos en illita (v. cuadro II).

CUADRO II

Naturaleza de las arcillas

N.º	Localidad	% Caolinita	% Illita
D ₂	Empulme Dena	30	10
	Revolta	30	10
	Ronjique	30	10
5	Isla de la Toja	100	
	Sisán	80	20
	Aduana	60	40
	Aduana	50	50

(9) El autor lo había ya señalado en 1958 [2].

CONCLUSIONES

1) La ría de Arosa y los glaciares adyacentes sin duda han debido mucho de sus aspectos a la sucesión de una fase de profunda alteración química terciaria y de una fase de lavado por arroyamiento con temperaturas aún bastante elevadas (migración del hierro, costras...). A un clima subtropical húmedo ha debido suceder un episodio o episodios de clima de tipo mediterráneo, responsable de las acumulaciones torrenciales.

2) Sin duda, bastate tiempo después, las costas monastirienses se han aprovechado de estos aportes continentales para edificar cordones litorales y terrazas (marcándose el intervalo de tiempo por un empobrecimiento de los depósitos en caolinita).

3) Durante este tiempo, parece que niveles marinos anteriores —alto Monastiriense (+ 15 m.), Tirreniense I (+ 25-30 m.)—, ya hayan removido estos aportes.

4) Sea como fuera, la presencia de terrazas marinas claras, o de acumulaciones retocadas por el mar, prueba que las costas de la ría de Arosa habían sido ya adquiridas en sus grandes líneas en los tiempos del último interglaciario. La ría es, pues, bastante antigua, y prefigurada sin duda desde el fin del Terciario, por una cubeta de alteración granítica.

BIBLIOGRAFÍA

- [1] A. CAILLEUX y J. TRICART (1959): *Initiation a l'étude des arenas et des galets*. «C. D. U.», 3 tomos. París.
- [2] H. NONN (1958): *Contribución al estudio de las playas antiguas de Galicia*. NOTAS Y COMUNICACIONES, núm. 50, págs. 177-193.
- [3] H. NONN (1960): *Les dépôts de la «rasa» cantabrique dans sa partie occidentale (Galice, Espagne)*. «Rev. de Géomorphol. Dynam.», núms. 7, 8 y 9, págs. 97-105.
- [4] H. NONN y J. TRICART (1960): *Étude d'une formation périglaciaire ancienne en Galice (Espagne)*. «Bull. Soc. Géol. France», t. 2, págs. 41-44.
- [5] H. NONN y J. MEDUS: *Primeros resultados de estudios geomorfológicos y palinológicos en la cuenca de Puentes de García Rodríguez (Galicia)*. NOTAS Y COMUNICACIONES, núm. 70, y «Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage», núm. 15.
- [6] I. PARGA-PONDAL (1958): *El relieve geográfico y la erosión diferencial de los granitos en Galicia*. «Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage», núm. 6. Publicado en el libro «Homaxe a Ramón Otero Pedrayo», 1958.
- [7] C. TEIXEIRA (1949): *Plages anciennes et terrasses fluviales du littoral du N.W. de la Péninsule Ibérique*. «Bol. Mus. e Lab. Min. e Geol.», Lisboa, núm. 17, págs. 33-48.

Dr. W. D. GRIMM(*)

LOS CUARZOS IDIOMORFOS COMO MINERALES INDICATIVOS DE LAS FACIES SALINAS

NOTA DEL TRADUCTOR:

He considerado como extraordinariamente interesante e instructivo el trabajo del Dr. Grimm, en sí, y sobre todo en su aplicación a nuestro país, donde tan abundantes son los cuarzos bipiramidados en el Trías superior. Por cierto, que en mi reciente trabajo acerca de los Materiales salinos del suelo español afirmé, con un poco de precipitación, que no los conocía en otras formaciones. Pero al leer más tarde el trabajo del Dr. Grimm, me vino a la memoria que, por lo menos una vez, había visto cuarzos bipiramidados en una formación de origen, distinta del Trías superior, y casi podría asegurar que fue en caliza carbonífera, sin que pueda precisar la localidad exacta, probablemente en el valle de Riosa, ni la edad exacta, aunque casi me atrevería a afirmar que fue en la Caliza de Montaña. Comentando el caso con el Dr. Gómez de Llerena, me dijo que así era en efecto, y que tanto el Prot. Llopis Lladó como él habían visto cuarzos bipiramidados en la Caliza de Montaña de Asturias.

Sería trabajoso, pero probablemente factible, localizar el punto de mi hallazgo, revisando las libretas de campo. Y sería interesante que se reuniese la información de todos los geólogos que conozcan localidades de hallazgo de cuarzos bipiramidados en formaciones distintas del Trías, cuidando de señalar si estiman que su origen es primario en la formación, aunque sea más moderno, o bien si procede de un proceso de erosión y de resedimentación.

Por mi parte me brindo gustoso a recolectar y sistematizar esta informa-

(*) Traducción directa del original alemán por J. M. Ríos, del trabajo titulado *Idiomorphe Quarze als Leitminerale für Salinare Fazies*, aparecido en «Erdöl und Kohle. Erdgas. Petrochemie», año 15 (1962), págs. 880-887. Editorial von Hernhausen KG, Hamburgo. El Dr. W. D. Grimm, autor de este trabajo, desempeña sus funciones en el Instituto de Geología y Mineralogía, general y aplicada, de la Universidad de Múnich.

ción, si es que no hay algún otro geólogo encariñado con el tema y que desee hacerlo.

ABSTRACT

Idiomorphic quartz crystals as marker minerals for saliferous facies: On the authority of approximately 150 occurrences of authigenic quartz observed, it is demonstrated that the quartz separated under saline conditions constitutes an important, perhaps even the most important, part of the crystallized quartz newly formed in the sediment. Specially characteristic for this type of formation are the idiomorphic quartz crystals which are discussed in detail. They appear in the saline epochs of earth history and are strictly limited to areas of salt or rocks influenced by salinity. As marker minerals, they are important both for the correlation of strata and the indication of facies. In petroleum geology, the new crystallization of quartz is significant especially as an indication of saline conditions in the broadest sense during the formation, as an evidence of euxine facies, and for the reconstruction of the history of oil migration and diagenesis of petroleum deposits.

ZUSAMMENFASSUNG

Am Beispiel von etwa 150 Fundpunkten authigenen Quarzes wird bewiesen, daß Quarzausscheidungen unter salinaren Bedingungen einen erheblichen, vielleicht sogar den wichtigsten Anteil des im Sediment neugebildeten Quarzes darstellen. Besonders charakteristisch für diesen Bildungstyp sind idiomorphe Quarze, auf deren Erscheinungsformen näher eingegangen wird. Sie treten in den Salinarepochen der Erdgeschichte auf und halten sich streng an den Verbreitungsbereich der Salze oder salinar beeinflussten Gesteine. Als Leitminerale haben sie stratigraphischen und fazialen Aussagewert. In der Erdölgeologie sind Quarzneubildungen vor allem wichtig zur Indikation salinärer Bildungsbedingungen in weitestem Sinne, als Hinweise auf euxinische Faziesräume und zur Rekonstruktion der Geschichte der Ölmigration und der Diagenese einer Erdöllagerstätte.

RESUMEN

Como síntesis de la información suministrada por unas 150 localidades en que se hallaron cuarzos autígenos, se llega a demostrar que la separación del cuarzo, bajo circunstancias de ambiente salino, constituye quizás la proporción más importante del cuarzo de neoformación en los sedimentos. Son especialmente característicos de este tipo de constitución los cuarzos *idiomórficos*, cuyas formas de manifestación se analizan más detalladamente. Se presentan en aquellas épocas de la historia de la Tierra que están caracterizadas por la importancia de sus formaciones salinas y se constriñen estrictamente a los dominios de extensión de las sales, o de las rocas sometidas a circunstancias salinas. Tienen un valor muy expresivo como minerales índice, o minerales guía, y tanto en sentido estratigráfico como facial. En la geología petrolera las neoformaciones de cuarzo son, sobre todo, de importancia como indicatrices de circunstancias salinas de constitución y, en sentido más restringido, de los ámbitos faciales euxínicos, así como para la reconstrucción de la historia de la migración del petróleo y de la génesis en los yacimientos.

I. SEPARACIÓN DEL ÁCIDO SILÍCICO BAJO CIRCUNSTANCIAS SALINAS

Los factores hasta ahora descritos como de exigencia más importante para la constitución inorgánica de cuarzo, en los sedimentos, son los siguientes: Alteración de la presión (solución bajo presión y reprecipitación según el principio de Riecke). Elevación de la concentración de SiO_2 en la solución (evaporación, descenso de la temperatura). Precipitación de anhídrido silícico coloidal disperso en aguas que, como consecuencia de algún proceso extraordinario, han quedado sobresaturadas en aquella materia. Por el contrario no se atribuía ninguna intervención importante en la precipitación del anhídrido silícico (según los experimentos fundamentales, de los investigadores alemanes en los años veinte), a la influencia de aguas de alto contenido electrolítico, es decir, de condiciones salinas. En una conferencia del autor (*), éste se manifestó en contra de tal cuerpo de doctrina, que queda todavía aferrado en la mente de muchos sedimentólogos. Como consecuencia del estudio de las circunstancias puestas de manifiesto en 150 localidades de cuarzos de neo-formación, pudo ser demostrado que en medio salífero —es decir, dotado de elevada concentración electrolítica e independientemente de las variaciones del pH— se llega, no obstante, a precipitaciones de anhídrido silícico, de modo que: *las neoformaciones de cuarzo bajo influencia de ambiente salino representan la proporción esencial, quizás la más importante, del cuarzo generado en el sedimento.*

Un contenido anormalmente alto de ácido silícico en el agua, originado por ejemplo por emisiones volcánicas, procesos hidrotermales, o descomposición intensificada de minerales silicáticos, favorece la precipitación de SiO_2 en los medios salíferos, pero no es condición necesaria, de exigencia. También a partir de aguas normales con contenidos en SiO_2 entre 1 y 50 mg./l, en los que tengamos todos los ácidos silícicos en disolución molecular, en su mayor parte bajo forma de ácido ortosilícico (H_2SiO_4) (10), se llega, en circunstancias salinas y en determinadas condiciones, a la precipitación de la casi totalidad del ácido silícico presente en la solución. Una de estas condiciones, siempre presente en la Naturaleza, pero que fue descuidada en los experimentos precedentes, reside en la presencia de gérmenes de cristales, tal como lo ha demostrado Bien, Contois y Thomas (2) en sus investigaciones llevadas a cabo en el delta del Mississippi. Al parecer hay que atribuir también a las soluciones acompañantes una influencia, en la precipitación de SiO_2 , bien sea estimulante o nociva, correspondiente a los procesos de crecimiento del cuarzo mediante síntesis hidrotermal (19). Son sobre todo los sulfatos los que parecen ejercer esta influencia estimulante de la precipita-

(*) Sesión de otoño de 1961 de la Sociedad Geológica Alemana en Hamburgo.

ción. Cuando junto al SiO_2 se encuentran en la solución, además, otros iones —p. e. metales—, pueden éstos llegar a precipitar conjuntamente con la sílice, en ambiente salino. Se comprende de esta manera que, formaciones silíceas autígenas, sobre todo los cuarzos idiomórficos que describiremos más adelante, se encuentran siempre en los yacimientos minerales de los siguientes tipos de génesis: aportaciones de materia por vía hidrotermal, o vulcánico-exhalativa, en aguas salíferas, en lodos salinos, o en rocas salíferas.

Los tipos de manifestación que resultan de la precipitación de la sílice en rocas, bajo influencia de ambiente salino, dependen del tipo de la roca huésped, de la cantidad y tipo de solución del ácido silícico aportado, y de la velocidad de cristalización. Si el ácido silícico se encuentra en la solución en enriquecimiento intensamente anormal, y bajo forma predominante de dispersión coloidal, tiene lugar sobre todo bajo forma de gel, como ópalo, o en rápido crecimiento desordenado, sin ordenación cristalina. Si, por el contrario, se separa poca sílice, a partir de aguas de tipo de concentración normal, con escasa proporción de sílice, se llega a un crecimiento ordenado de cristales de cuarzo. En este proceso los granos de cuarzo detriticos, de una arenisca, quedan recrecidos por la sílice de neo-formación, mediante constitución de caras cristalinas, de modo que se originan areniscas cristalinas. Las rocas no cuarcíferas quedan penetradas por cristales de cuarzo de crecimiento metasomático (figs. 1 a y 1 b) que son predominantemente idiomórficos, en parte también de constitución irregular, los cuales —en caso de un aporte intensificado de sílice— crecen hasta constituir una textura sedimentario-cuarcítica (fig. 2 a). Todos estos tipos pueden presentarse independiente o autónomamente, pero también conjuntamente o ligados por tránsitos. Son comunes a todos los tipos las inclusiones relictas del material original al que han recrecido, o en el que han penetrado.

II. FORMAS DE MANIFESTACIÓN DE LOS CUARZOS IDIOMÓRFICOS

Son especialmente los cuarzos idiomórficos que han crecido metasomáticamente en rocas receptoras no silíceas los que constituyen, como consecuencia de su amplia repartición y de su conformación característica, minerales índices o minerales guía de los sedimentos constituidos bajo influencia salina. Si bien muchas de sus características —p. e. el tamaño y el color— son específicas de la localidad de origen, no obstante, la mayor parte de las formas apuntan netamente, con independencia de las características locales, a su origen salino. Sobre todo su habitus, determinadas características de sus formas, así como el tipo y cantidad de inclusiones, permiten, en la mayor parte de los casos, establecer una diferenciación con respecto a los de constituciones hidrotermales o de temperaturas aún más elevadas. Los cuar-

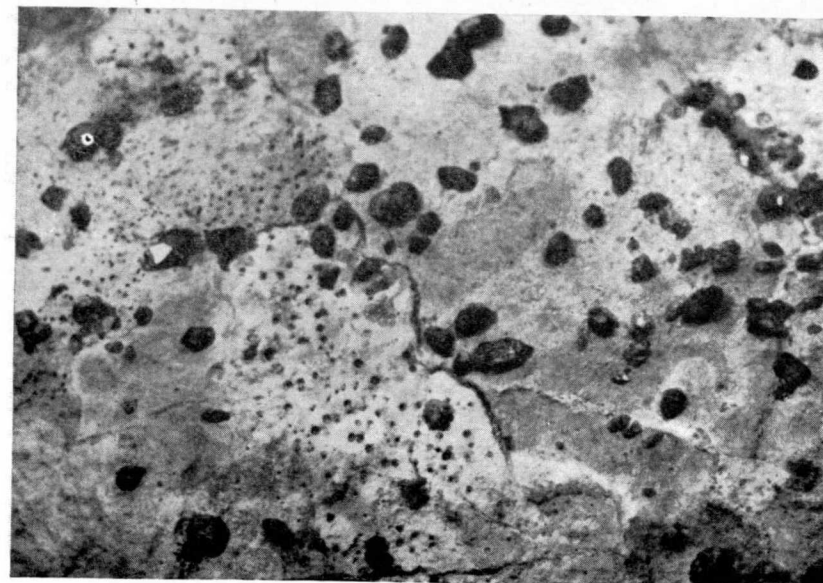
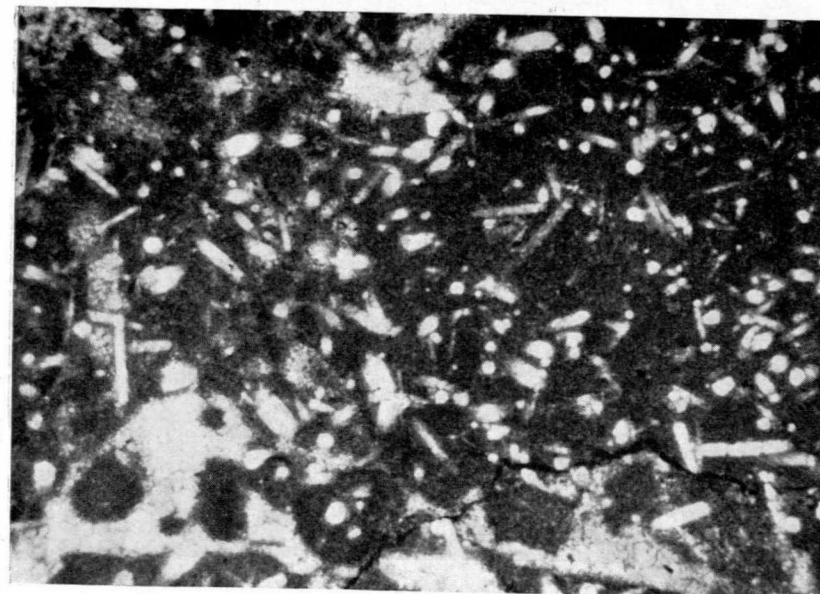


Fig. 1.—Cuarzos idiomorfos, de neoformación en roca.

- a) Arriba: Cuarzos bacilares y secciones transversales en caliza margosa (del límite Ladin-Karn). Las grietas aparecen sanadas por betunes. Algunas zonas aisladas presentan recristalización bastante calcítica. Gorno, en los Alpes italianos. Según R. Vaché. Lámina delgada, nícoles = 30 X.
- b) Abajo: Cristales de cuarzo en caliza (Anis) denudados por meteorización de la roca. 0.8 X. Mieminger Berge, Tirol. Según H. Miller, reducción 0.8 X.

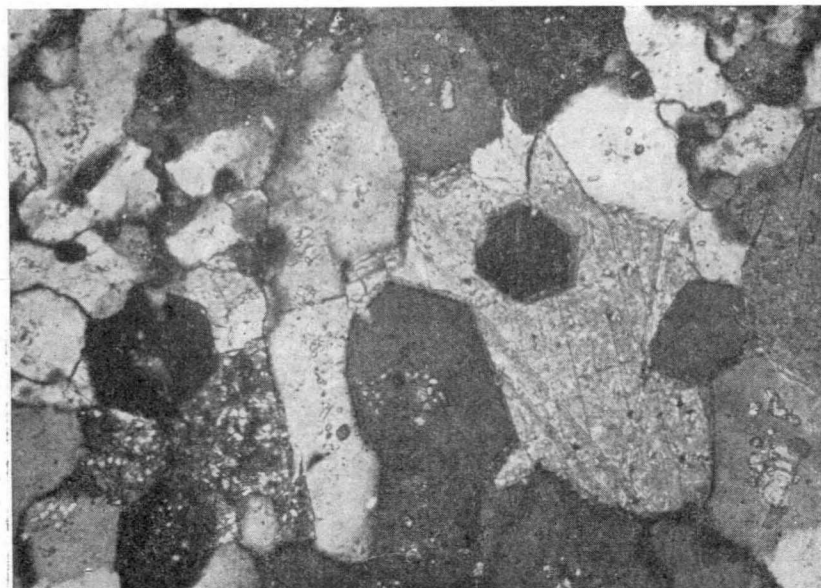


Fig. 2.—Desalajamiento por cuarzo e inversión del desalajamiento por la roca madre.
 a) Arriba: Isleo, calizo, recrecido de cristales de cuarzos de neoformación, en su mayor parte xenomorfos, reunidos en una textura cuarcítica. Insertos en la caliza y englobados en ella cuarzos de delimitación idiomorfa. Gorno, Alpes italianos (límite Ladin/Karn). Según R. Vaché. Lámina delgada, nicóles X. 110 X.
 b) Abajo: Cuarzos idiomorfos de neoformación en calizas débilmente margosas (límite Ladin/Karn). Cristales de cuarzo parcialmente desalajados por calcita (rebordes calcíticos) o desalajados enteramente (rosetas de calcita). Gorno, Alpes italianos. Según R. Vaché. Lámina delgada, nicóles X. 220 X.

zos idiomórficos se encuentran insertos en todos tipos de rocas, en general en repartición desordenada, lindando con caótica, pero ocasionalmente también ordenados, en relación con texturas, sobre todo en relación con direcciones de permeabilidad privilegiada de la roca. De todas maneras prefieren, como rocas huéspedes, los carbonatos, anhidritas y yesos; las pelitas actúan, con toda seguridad a consecuencia de su reducida permeabilidad, como inhibidoras del crecimiento cristalino.

Durante el transcurso de su crecimiento es frecuente que los cuarzos presenten el siguiente plan de desarrollo de superficies cristalinas (fig. 3):

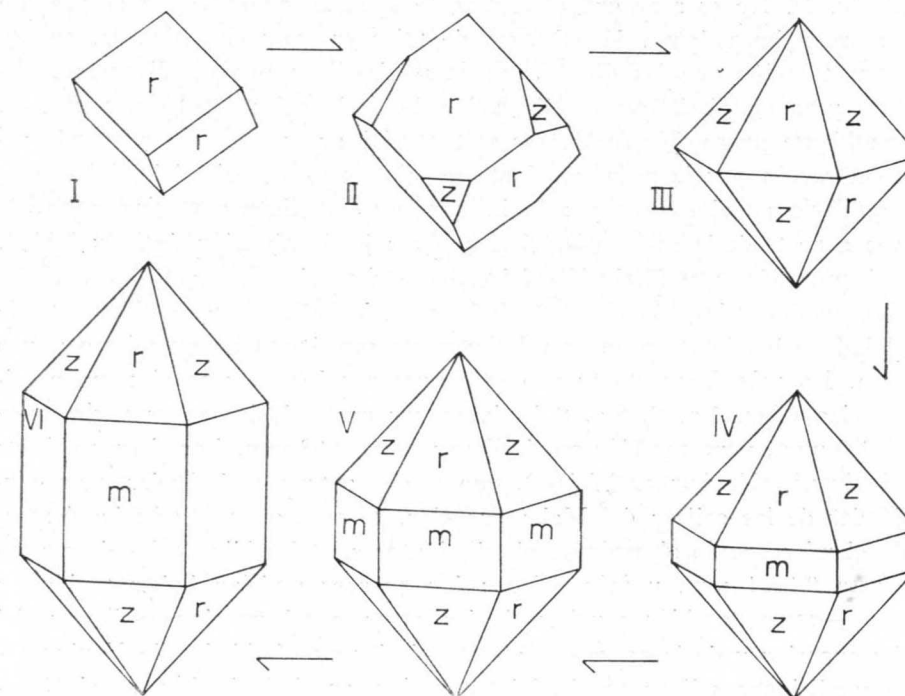


Fig. 3.—Serie evolutiva del crecimiento de los cuarzos idiomórficos.

En representación esquemática según los hallazgos en diversos yacimientos. Sucesión a partir del romboedro positivo r (?) (cuarzo pseudocúbico, I), luego el romboedro negativo z (?) (combinación $r + z$: cuarzo pseudo-cúbico con vértices truncados, II) hasta el dihexaedro, III; luego el prisma m (combinación $r + z + m$: cristal de cuarzo normal, con prisma alargado, IV, V, VI (cristales girados unos 10° alrededor del eje principal e inclinados unos 14° hacia adelante).

Durante el estado embrionario los cristales aparecen, en las preparaciones delgadas, con frecuencia como secciones rómbicas (ver más adelante y figura 8 b), es decir, están constituidos como dihexaedros, si bien precisamente en los cristales más pequeños un romboedro predomina sobre el otro. Solo bajo crecimiento incrementante se constituyen gradualmente las superficies prismáticas.

También Tarr (17) observó en los cristales de cuarzo en yeso procedentes de Acme (Nuevo Méjico) la sucesión, en primer lugar, del romboedro positivo (p), seguido del negativo (z), y sólo después aparece el prisma (m). Se llega, por consiguiente, con tamaño incrementante, a la siguiente serie evolutiva: cuarzo pseudo-cúbico (forma cristalina sencilla de r), después dihexaedro (combinación p + z) y, finalmente, a los cristales prismáticos corrientes (combinación r + z + m).

El crecimiento cristalino depende del tipo de la roca alojante y de la ordenación de sus cristales con respecto al cristal de cuarzo de neo-formación (fig. 4). No es raro que el cuarzo de neo-formación se vea desplazado por la roca hospedante. En el caso de tales «retro-penetraciones», se demuestra también que las diferentes caras cristalinas oponen diversas resistencias, y presentan diferente resistencia a las influencias penetrantes (fig. 5). El cambiante juego de penetración metasomática por cuarzo y renovada retro-penetración por la roca encajante, es una consecuencia del lábil estado de equilibrio en el sedimento: la influencia salina lleva a neoformación de cuarzo a costa de la roca huésped (fig. 2 a); la disminución de la salinidad, por el contrario, a redisolución del cuarzo (fig. 2 b).

El tamaño de los cuarzoides puede variar considerablemente de localidad en localidad, pero es relativamente monótono en un mismo punto o zona. Lo más frecuente es que se encuentren los cuarzoides al tamaño microscópico (figs. 1 a, 6, 8 a, 8 d), la mayor parte de las veces varía entre 0,4 y 1,0 mm., pero también puede llegar hasta 0,02 mm. Las tierras silíceas de Neuburg («Neuburger Weiss»), que se encuentran en bolsadas o en concavidades de las calizas del Malm superior, se componen, según ha demostrado el microscopio electrónico, de diminutos cristales idiomorfos de cuarzo de hasta 0,0001 mm. y más chicos; los cuarzoides podrían haber tenido su origen —como también muchas de las otras neo-formaciones silíceas del Malm superior y de la cobertura albense de las proximidades de Neuburg— bajo condiciones salinas en el Malm superior, en el Purbeck o en el Cenomanense; la acumulación en las bolsadas del Malm fue posterior, como resultado de la concentración selectiva de meteorización y transporte. Al parecer tales diminutos individuos de cuarzo, en rocas de origen salino, son de repartición mucho más extensa que lo que hasta ahora se sospechaba, puesto que —cuando no han sido objeto de enriquecimiento por concentración— su existencia es apenas perceptible mediante los métodos normales de petrografía sedimentaria al uso (*). Localidades de yacimientos con cuarzoides

(*) Otro yacimiento de cuarzo que corresponde al de «Neuburg Weiss» tanto por su material, tamaño de grano y tipo, y que ciertamente depende de circunstancias salinas de constitución, ha sido comunicado al autor, mientras tanto, por el Dr. Weiner, de Karlsruhe, que lo tiene actualmente en estudio desde un punto de vista petrográfico. Se trata de una arcilla cuarcífera finísima —falsamente denominada «trípoli»— procedente del Muschelkalk medio de la vecindad de Pforzheim, donde ya se conocían, en la misma formación y en can-



Fig. 5.—Cuarzos idiomorfos de hasta 0,4 mm. de longitud de neo-formación en caliza margosa (límite Ladin/Karn).

Bacilos de cuarzo ampliamente retro-desalojados por calcita (áreas granudas). La forma rómbica de los núcleos de cuarzo en el centro del cristal (áreas unitarias) está condicionada por un desplazamiento preferente de las caras romboédricas del cuarzo. Gorno, Alpes italianos. Según R. Vaché. Lámina delgada, nicoles X. 100 X.

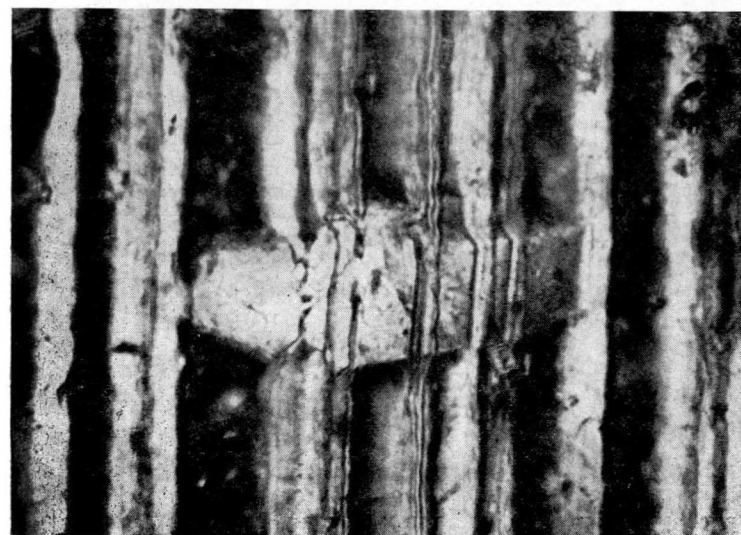


Fig. 4.—Cristales de cuarzo de longitud aproximada 0,1 mm. de neoformación en calcita maclada (límite Ladin/Karn).

Sólo una serie maclada de la calcita ha sido desplazada por el cuarzo; la otra permaneció, en parte, conservada a través del cuarzo. Constituye una prueba de la dependencia del crecimiento del cristal con respecto a las ordenaciones mutuas de los cristales circundantes y los neo-cristales de cuarzo. Gorno, Alpes italianos. Según Vaché. Lámina delgada, nicoles X. 330 X.

de mayores dimensiones, hasta varios centímetros de longitud, son más raros (figs. 1 b, 7) y entonces son de máximo interés para el coleccionista: p. e. los transparentísimos «diamantes» de Marmarosch, Carrara, Herkimer, (fig. 7 a la izda. arriba), Quebec y del valle del Pecos; los «jacintos» rosados de Jena, y de diferentes localidades de España, donde se conocen bajo la de-

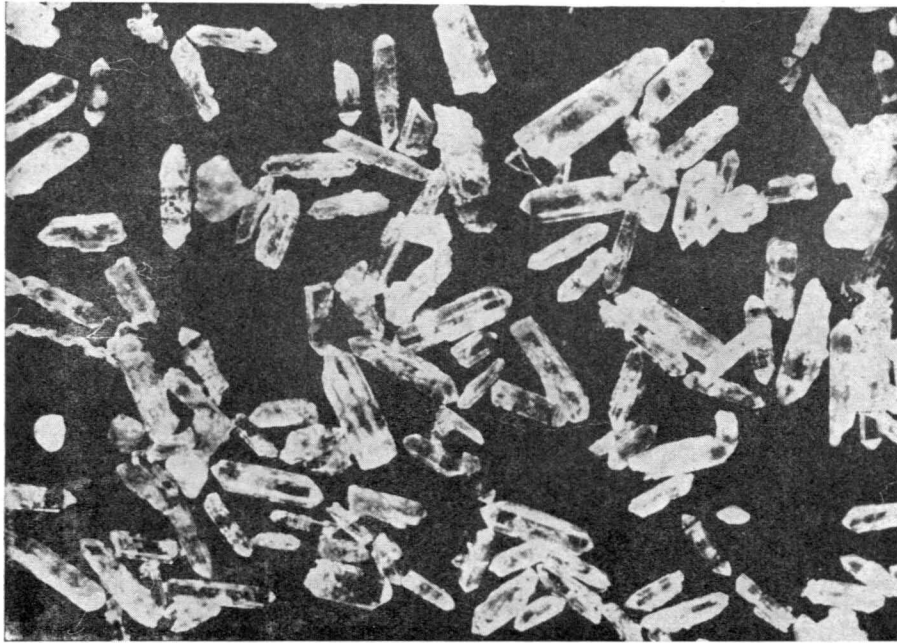


Fig. 6.—Cuarzos idiomorfos procedentes del Malm superior anhidritico. 3. 6, long. 0,1...1,5 mm. escogidos de muestras de lavado de los restos microscópicos de una perforación petrolífera. El *habitus* de los cristales es anormalmente aguzado para un origen condicionado por la influencia salina. Perforación Dammme I (Baja Sajonia). Profundidad, 145 nm. Gewerkschaft Brigitta. 10 X.

nomiación de «jacintos de Compostela» (fig. 7 izda. abajo). Los cuarzos translúcidos procedentes de los lodos salinos de Itabira (Brasil), que tanto por su constitución como por su génesis podrían, muy bien, pertenecer al tipo que estamos estudiando, llegan a alcanzar una longitud de hasta medio metro.

El hábito achatado, con una baja relación de longitud-anchura, más o menos entre 1,5 y 3,0, es característico de los cristales de cuarzo de origen salino. Entre unos 1.000 cuarzos medidos, procedentes de unas 30 localidades, el de hábito más achatado presentaba una relación de 1,1; el más acicular de 5,5.

idad, neoformaciones de cuarzo de otros tipos, por ejemplo, y entre otros, los «cuarzos fértidos de Pforzheim» con sus inclusiones de anhidrita.

La forma cristalina más frecuente (fig. 7) es la hexagonal, de prismas cortos apuntados en ambas extremidades por romboedros positivos y negativos. Son extremadamente raras las restantes superficies. Es frecuente que, como consecuencia del desarrollo predominante de un solo par de planos del prisma, se llegue a una constitución tabular de los cristales, y, a veces, se acentúa la simetría trigonal por un crecimiento más acentuado de las superficies prismáticas alternas. Una de las características diferenciales más importantes, con respecto a los cristales de cuarzo de otros tipos de constitución, es la preferencia por los romboedros cuyo origen es el ámbito salino. Las caras del prisma quedan con frecuencia muy reducidas, e incluso faltan por completo, de manera que resultan formas dioctahédricas, semejantes a las de los cuarzos de altas temperaturas. Una especialidad la constituyen los cuarzos «pseudo-cúbicos», que resultan de la represión del prisma y de uno de los romboedros, y por consiguiente quedan constituidos predominante, e incluso exclusivamente, por las superficies del otro romboedro (fig. 3, I y II). Se conocen tales cuarzos pseudo-cúbicos, procedentes de diversas localidades, pero no son exclusivos de sedimentos constituidos bajo la influencia de ambientes salinos, sino que caracterizan también las constituciones hidrotermales. Son frecuentes los crecimientos en agrupaciones de cristales paralelos (fig. 8 d), radiales o irregulares, de dos o más individuos. Es también frecuente que se encuentren cuarzos chicos injertados en otros mayores. Son raros, por el contrario, los casos conocidos de auténticas maclas.

Las inclusiones en los cuarzos idiomorfos (fig. 8 a a 8 d) han preservado, con frecuencia, las características petrográficas ambientales que reinaban antes del metasomatismo y, en muchos casos, ayudan a la interpretación de la génesis del cuarzo por lo que se refiere a su relación de dependencia con respecto a un medio sometido a influencias salinas. Por consiguiente, parece estar sumamente indicada la investigación microscópica. Casi siempre encontramos abundantes partículas de la roca encajante contenidas en el cristal de cuarzo. Pueden ser incluso tan abundantes que se originen estructuras de tipo criba. Con frecuencia se acumulan en un núcleo y, ocasionalmente, sólo existe una fina película de cuarzo puro que recrece el núcleo, rico en relictos. El engrosamiento de la cobertura de las inclusiones mediante varias cáscaras de cuarzo cristalino, permite deducir la ocurrencia de un crecimiento rítmico de la envoltura cuarzosa, quizás como consecuencia de aportaciones discontinuas de ácido silícico (fig. 8 c, d). En el caso de las inclusiones que no han sido desplazadas por completo durante el crecimiento metasomático, sino que se han conservado como relictos, se trata, en la mayor parte de los casos, de carbonatos, anhidritas o yesos. En otros casos sólo las materias extrañas, en muy repartida difusión, han sido capaces de resistir al desplazamiento, como lo son las sustancias bituminosas y carbo-

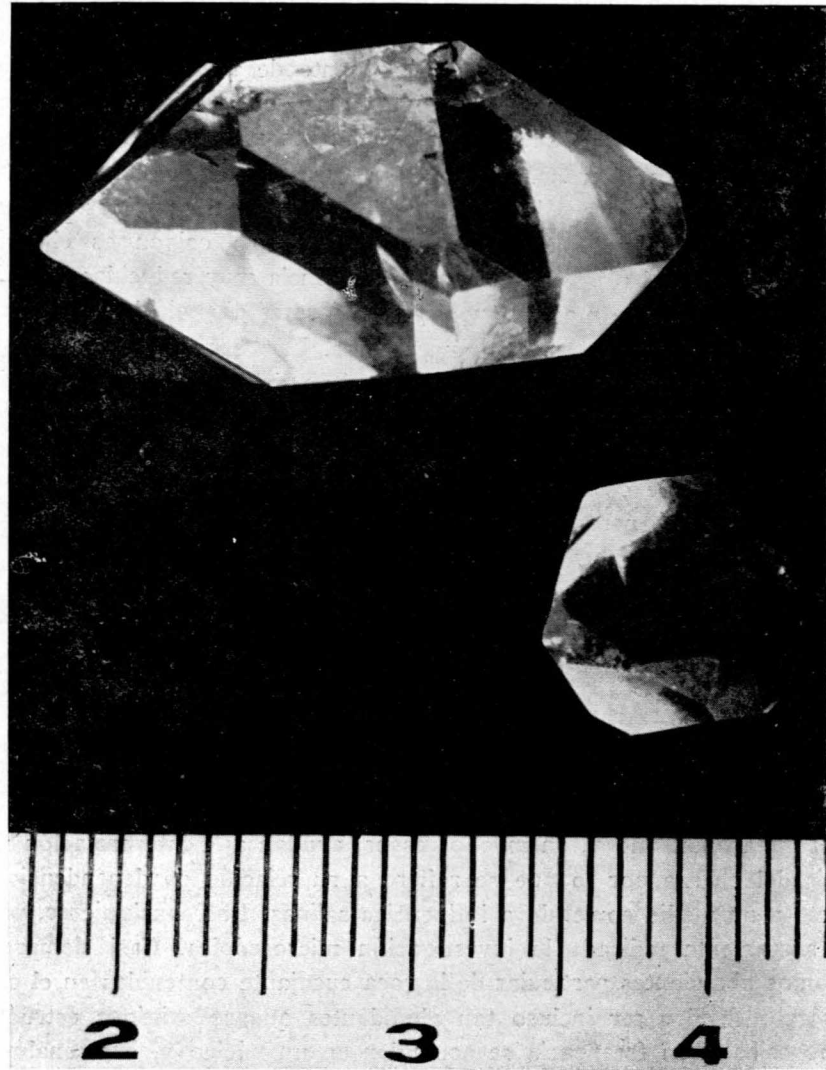


Fig. 7.—Cristales de cuarzo de diferentes constituciones. Aumento, 1,25 X.

Fig. 7 a.—«Diamantes de Herkimer, de neoformación en dolomias bituminosas, en parte con inclusiones bituminosas. Middleville y Little Falls, cerca de Herkimer, N. Y. U. S. A. Según J. M. Visser.



Fig. 7 b.—Cuarzos rojos idiomorfos crecidos en yesos rojos, fibrosos del Keuper («Jacintos de Compostela»), salpicados de inclusiones de yeso y hematitas. Teruel, Según J. G. Llarena.

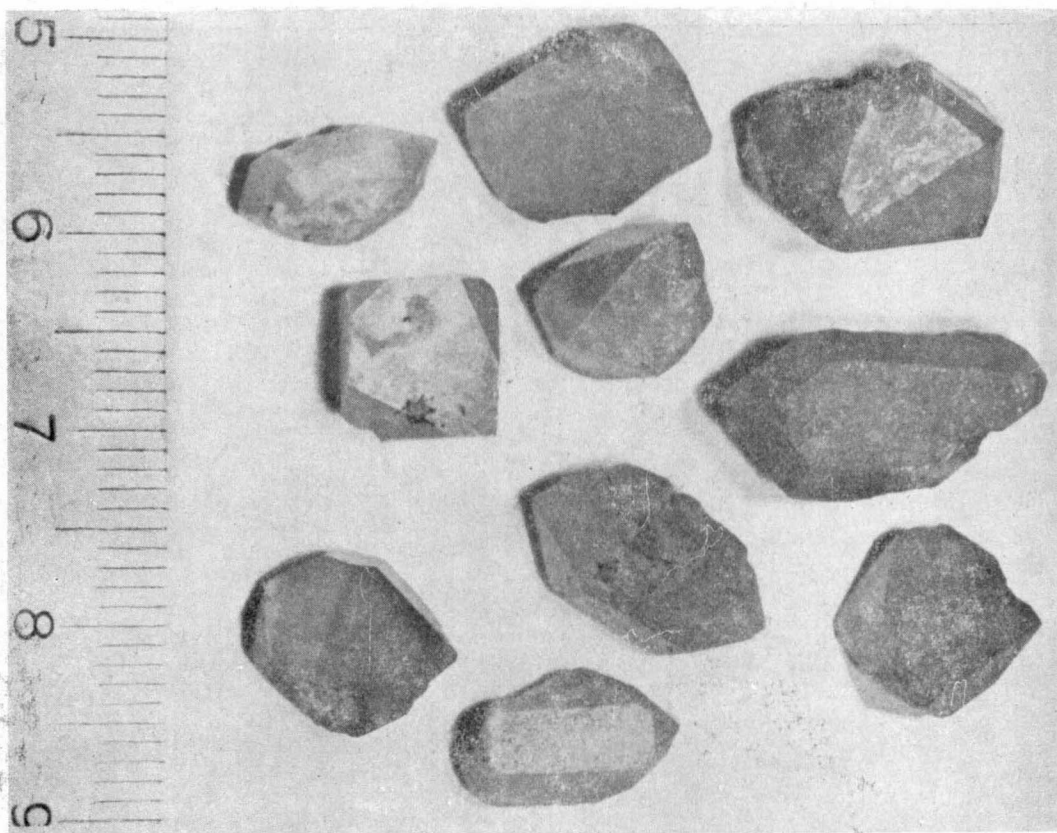
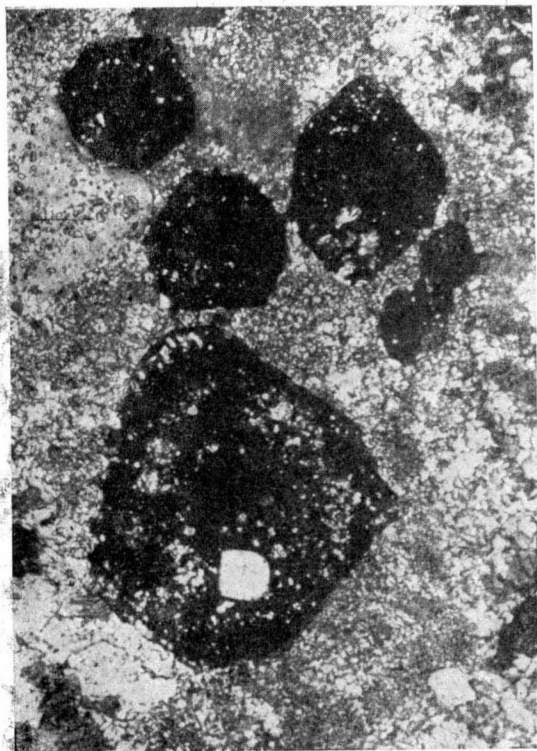
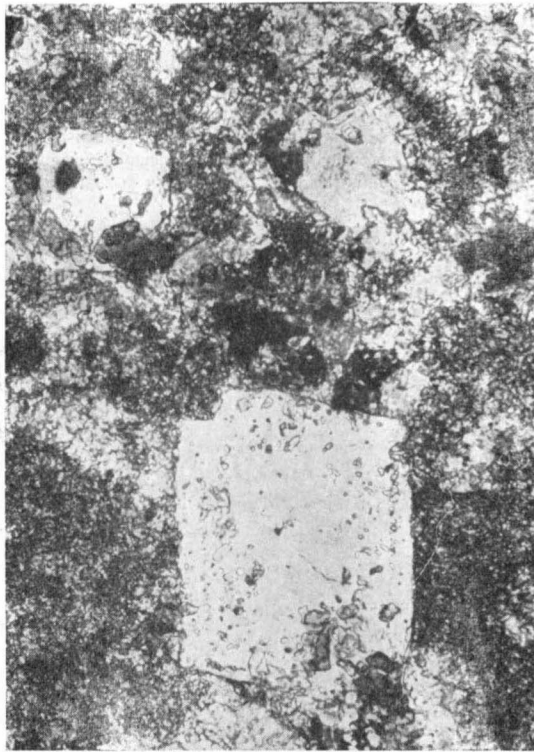


Fig. 7 c.—10 cuarzos idiomorfos, blancos y rojizos, con intrusiones de anhidrita, e inclusiones de hematites de neoformación en anhidrita. A la derecha, arriba: Diéxaedro. Abajo, en medio: Cuarzo pseudo-cúbico. Procedente de Kalabagh Salt Range, Pakistán. Según E. Habertelner.

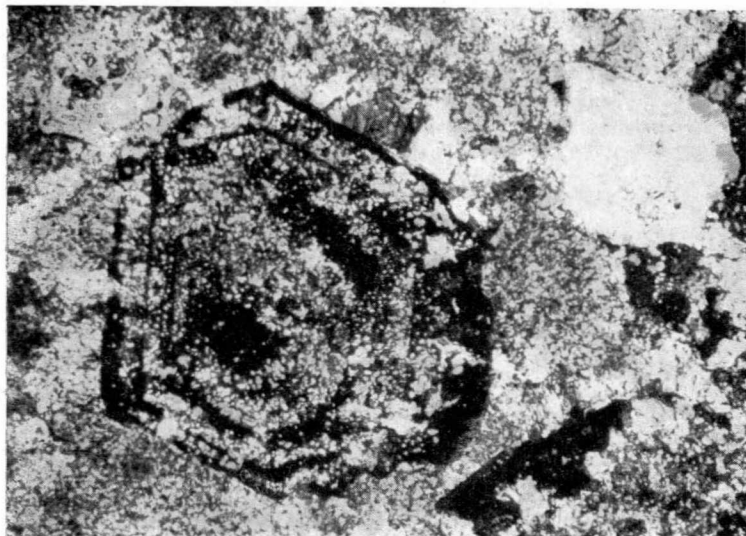
Fig. 8.—Inclusiones de la roca recipiente en cristales de cuarzo de neoformación.



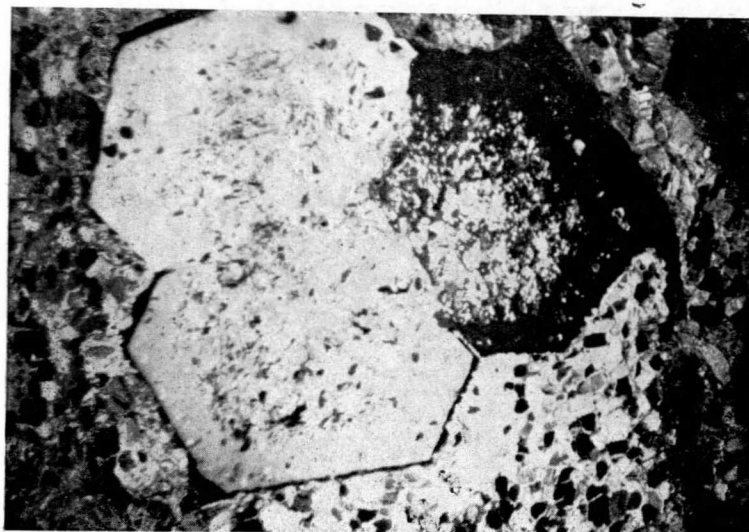
a) Cuarzos idiomorfos en caliza finamente cristalina (Anis). Inclusiones en distribución irregular. El cuarzo de mayor tamaño ha recrecido a otro más chico (sección transversa blanca, rómbica). Montañas de Mieming, Tirol Según H. Miller. Lámina delgada. Nícoles X. 100 X.



b) Cuarzos idiomorfos en caliza finamente cristalina (Anis). Secciones cúbicas de conformaciones pseudocúbicas o diéxaédricas. Inclusiones de caliza acumuladas zonarmente en las márgenes. Cadenas de Mieming, Tirol; Según H. Miller. Lámina delgada. Nícoles X. 100 X.



c) Cuarzos idiomorfos, de neoformación en caliza finamente cristalina (Anis). Enriquecimiento de las inclusiones calcíticas según paralelas a las márgenes del cristal como consecuencia del crecimiento rítmico del mismo. Cadenas de Mieming, Tirol. Según H. Miller. Lámina delgada. Nícoles X. 100 X.



d) Cuarzos idiomorfos, de crecimiento conjunto más o menos paralelo al eje principal, y neoformación en anhidrita granuda. Las caras limitantes con respecto a la roca recipiente están, en parte disueltas, en parte con orlas yesíferas. La acumulación en el núcleo y la ordenación zonar de los relictos de anhidrita es semejante para los tres cuarzos, y señalan una alteración semejante de las condiciones de constitución, así como una aportación rítmica de cuarzo. Procedente de Kalabagh en el Salt Range, Pakistán. Según E. Haberfelner. Lámina delgada. Nícoles X. 8 X.

nosas, o la hematites, mientras que la masa de la roca recipiente ha sucumbido completamente a la metasomatosis. Más raramente ha podido observar el autor una «autopurificación», en cuyo proceso las materias extrañas, en finísima dispersión, procedentes de la roca recipiente, son rechazadas por el cristal en crecimiento y acumuladas en una estrecha zona limítrofe, pero ya fuera de él. Las sales son raras como inclusión. En cambio, la estructura de cuarzo-en-cuarzo ha sido observada a menudo, bien sea que un grano de cuarzo detritico quede todavía rodeado de una película de arcilla o hematites, o bien que durante el metasomatismo un cristal de cuarzo de neo-formación recrezca a otro (fig. 8 a). Las inclusiones ofrecen con frecuencia ordenación zonar y se disponen paralelamente con respecto a las caras cristalinas confinantes. Ocasionalmente se observó una extinción simultánea de todas las inclusiones bajo nícoles cruzados, lo que en muchos casos puede inducir a pensar en un mono-cristal penetrado, si bien en otros podría tratarse de inclusiones orientadas de acuerdo con la estructura de la red cristalina —una epitaxis— como las descritas por Koritnig (9) anteriormente.

El color de los cuarzos idiomórficos está condicionado por sus inclusiones y resulta, en consecuencia, análogo al de las rocas recipientes, de modo que incluso quedan atonados a sus cambios de color: blanco lechoso, amarillo miel, pardo, rojo, gris, negro. El peso específico cambia, en la mayor parte de los casos, con la coloración o enturbiamiento, lo que constituye otra prueba más de que la coloración es aportada por los elementos extraños. Los cuarzos libres de inclusión son completamente lípidos y transparentes. Los casos de coloraciones ocasionadas por anomalías de la red cristalina son extremadamente raros.

III. LOCALIDADES DE CONSTITUCIÓN Y ATRIBUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LOS CUARZOS IDIOMÓRFICOS

Se llega, en general, a una separación de cuarzo, en rocas que quedaron sujetas a la acción de aguas electrolíticas, es decir, de soluciones salinas. Son dos las posibilidades que existen de que se ejerza influencia salina durante la formación de los cuarzos:

1) Que las soluciones salinas actuantes procedan de la misma roca alojante, y, por consiguiente, que los cuarzos hayan crecido en una roca o lodo salino, o salífero. Se encuentran con frecuencia como minerales-guía que ofrecen valor como índice estratigráfico, repartidos en amplias y tendidas zonas en el sedimento, con frecuencia enriquecido en cuarzos acumulados en hiladas preferentes. La mayor parte de las veces se trata de rocas recipientes de salinidad relativamente débil, tales como anhidritas, yesos o depósitos de salinidad difusa, mientras que los yacimientos propiamente salinos de materiales más auténticamente salinos rara vez se convierten en portadores de

segregaciones de cuarzo. La constitución de cuarzos se mantiene desde el comienzo hasta el fin de la persistencia del estado de circunstancias salinas; el crecimiento progresa sobre todo post-sedimentariamente, en una etapa temprana de la diagénesis cuando la roca recipiente se manifiesta ya en la fase consolidada. Las constituciones sin-sedimentarias son más raras, procedentes de ambientes tales como los lodos de las depresiones acuíferas de alta salinidad, sobre todo en casos de un suministro o aportación intensificada de SiO_2 durante la sedimentación, p. e. en regiones volcánicas o en los tras-países de zonas de meteorización de muy profundo alcance.

2) Las soluciones no emanan de la roca recipiente misma, sino que, procedentes de rocas intensamente salinas y más o menos alejadas, han migrado hasta la roca recipiente. Los cuarzos autógenos se encuentran por consiguiente no en la sal misma, sino en el manto circundante de rocas, algo así como en el «sombbrero» o en los flancos de una chimenea salina. Es desde luego evidente que, aparte su relación de dependencia con respecto a un cuerpo salino, tales constituciones de cuarzos no están ligadas a horizontes determinados, sino que pueden presentarse en cualquier clase de roca sin relación alguna con respecto a la estratigrafía; su valor como índice se limita a su indicación de valoración de la facies, como representativos de un ambiente salino. La constitución de los cuarzos tiene lugar, por lo que se refiere a su relación con la roca recipientaria, desde las etapas tempranas diagenéticas a las tardías, según cual sea el momento en que comenzó a ejercerse la influencia de las aguas salinas, p. e. después del alzamiento de una chimenea salina o tras la apertura de una vía de inmigración de aguas cargadas de electrolito o de SiO_2 .

Modelos reducidos de este tipo nos los ofrecen los cubos de sal rodeados de una delgada costra de cuarzo, que crecen, frecuentemente, en crecimiento secundario, en las intercalaciones arcillosas de los yacimientos salinos (figura 9). Los cubos corresponden a los cuerpos salinos, las coberturas de cuarzo a las precipitaciones de SiO_2 , en una zona de influencia de amplitud variable alrededor del cuerpo salino.

Tienen especial importancia, para el enjuiciamiento genético de las neoformaciones de cuarzo ligadas a aguas saladas, tan vagabundas, el contenido en electrolito de la solución y la viabilidad de permación en la roca.

Sólo cuando se rebasa un nivel muy concreto de contenido electrolítico, se inicia la precipitación del cuarzo a partir de las soluciones de ácido silícico. Todavía no ha sido posible determinar experimentalmente cuál sea la medida de este umbral en el contenido electrolítico. De acuerdo con la experiencia, y para las rocas salinas de más difícil solubilidad (anhidrita, yeso), se alcanza en el cuerpo mismo salino, mediante contacto directo con la roca. En el caso de sales más fácilmente solubles (sal común, sal potásica), por el contrario, el grado de concentración electrolítico necesario se alcanza sólo

fuera de la roca, en el área ambiental recorrida por las soluciones salinas de alta concentración, de manera que ya allí es atrapado todo el ácido silícico y precipitada la silicé, aunque no se haya llegado a alcanzar el cuerpo salino propiamente dicho. Esa es la razón por la cual son especialmente abundantes los cuarzos autógenos en la anhidrita y en el yeso; por el contra-

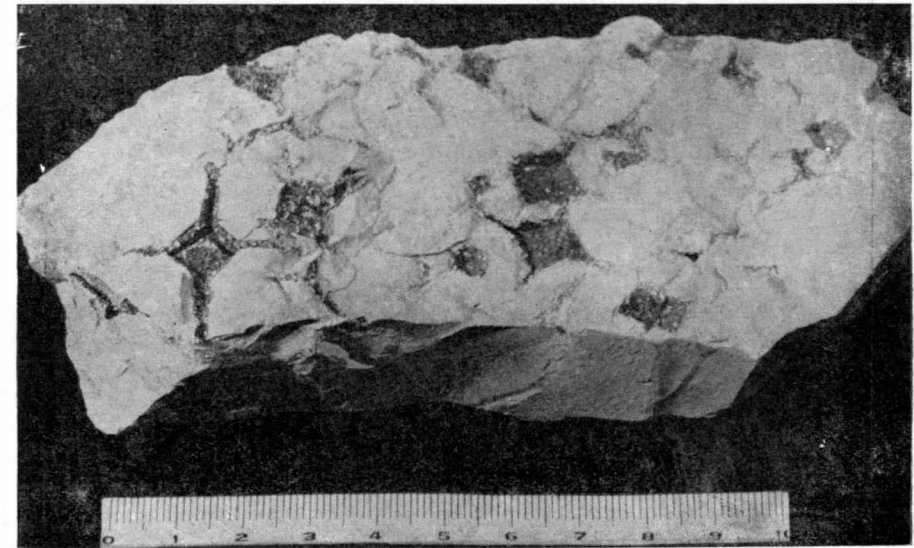


Fig. 9 a.—Arcillolita del Haselgebirgse (Zechstein hasta Buntsandstein), con los moldes de disolución natural de cubos de sal, cuyos cantos y vértices aparecen deformados tectónicamente. Los cubos de sal estaban originalmente recubiertos de cuarzo y limonita de neo-formación, por lo que después de la disolución resultan perfectamente perceptibles en las cavidades tapizadas de cuarzo limonitífero. Reichenhall, Alta Baviera. Núm. 1.325 del catálogo de la colección estatal de Geología general y aplicada de Baviera. Reducción 0,4 X.

rio, en la sal común misma sólo se han encontrado en muy raras ocasiones, y en estos casos es también posible que su aportación a la sal hubiera sido secundaria. Con la terminación de la intervención de la acción salina se cierra la neo-formación de cuarzo; en el período siguiente y al cesar la influencia del agua electrolítica puede tener lugar un retro-proceso que afecte a los cristales recién nacidos (figs. 2-5).

Si hay caminos de fácil viabilidad, la influencia de las soluciones salinas procedentes de la capa, o de la chimenea salífera, puede alcanzar mayor o menor distancia en las rocas encajantes, y el frente de precipitación se sitúa correspondientemente más cerca o más lejos. Si la permeabilidad es reducida—como consecuencia de que la capa queda cargada de arcilla, o por llenarse los poros de petróleo o de betunes—, disminuye la neoformación de cuarzo e incluso cesa por completo; en rocas tan cerradas no pueden circular ni las soluciones salinas ni las que van cargadas de silicé. En el caso de una migra-

ción más remota de las aguas salinas ya no es posible determinar taxativa e indubitadamente la procedencia; y en muchos casos no puede aclararse la duda de si se trata de lejías salinas de disolución o de aguas juveniles hidrotermales. Tanto esas soluciones como sus productos, pueden ser muy

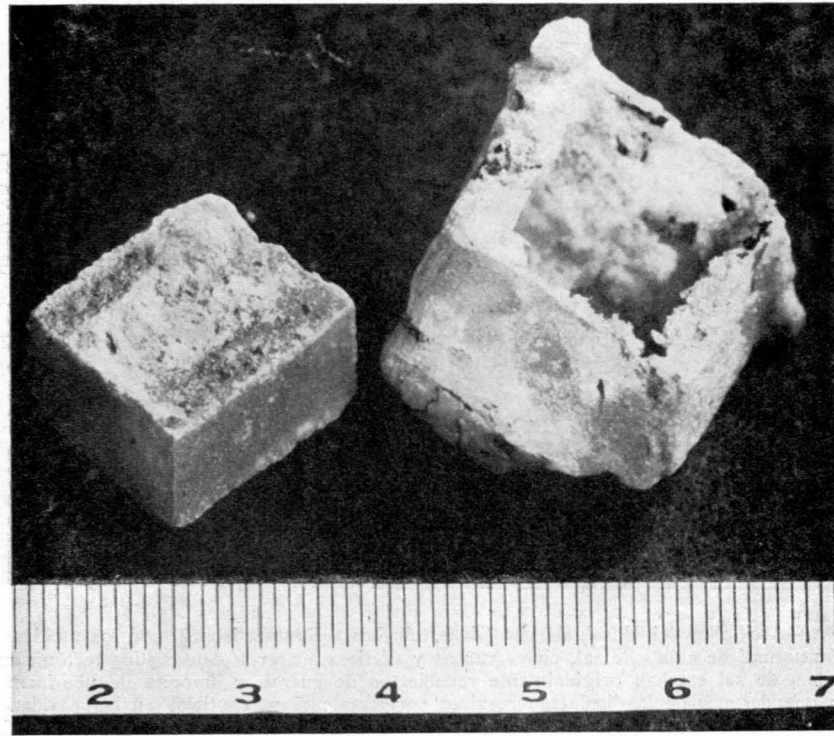


Fig. 9 b.—Dos dados de sal, roja por las inclusiones de hematitas, de neoformación en arcillas salinas (del Zechstein al Buntsandstein); los cantos aparecen truncados, en parte, por acción tectónica. Los cubos de sal están recubiertos, como consecuencia de acción secundaria, por una delgada película de cuarzo, lisa hacia fuera, con diminutos cristales idiomórficos hacia dentro, recrementos en el interior de la sal. Hallstadt, Austria. Según E. Zirke. Reducción 4 X.

semejantes por lo que se refiere al contenido electrolítico y a la concentración.

La atribución estratigráfica de los cuarzos idiomorfos, sobre todo en Europa media, muestra una neta relación de dependencia entre las neoformaciones de cuarzo y las facies salinas (fig. 10).

Donde quiera que se hayan descrito neoformaciones de cuarzo de tipo salino en el Paleozoico bajo de Europa media se trata, en la mayor parte de los casos, de penetraciones más modernas en rocas más viejas. En las conocidas localidades de yacimientos de cuarzos idiomórficos del Sauerland, no se ha llegado a poner totalmente en claro cual sea la relación de dependencia con respecto a las influencias salinas, pero esta influencia resulta muy

verosímil, después del descubrimiento de inclusiones de anhidrita (9). La causa de la rareza de los hallazgos pre-pérmicos reside —aparte de la nociva

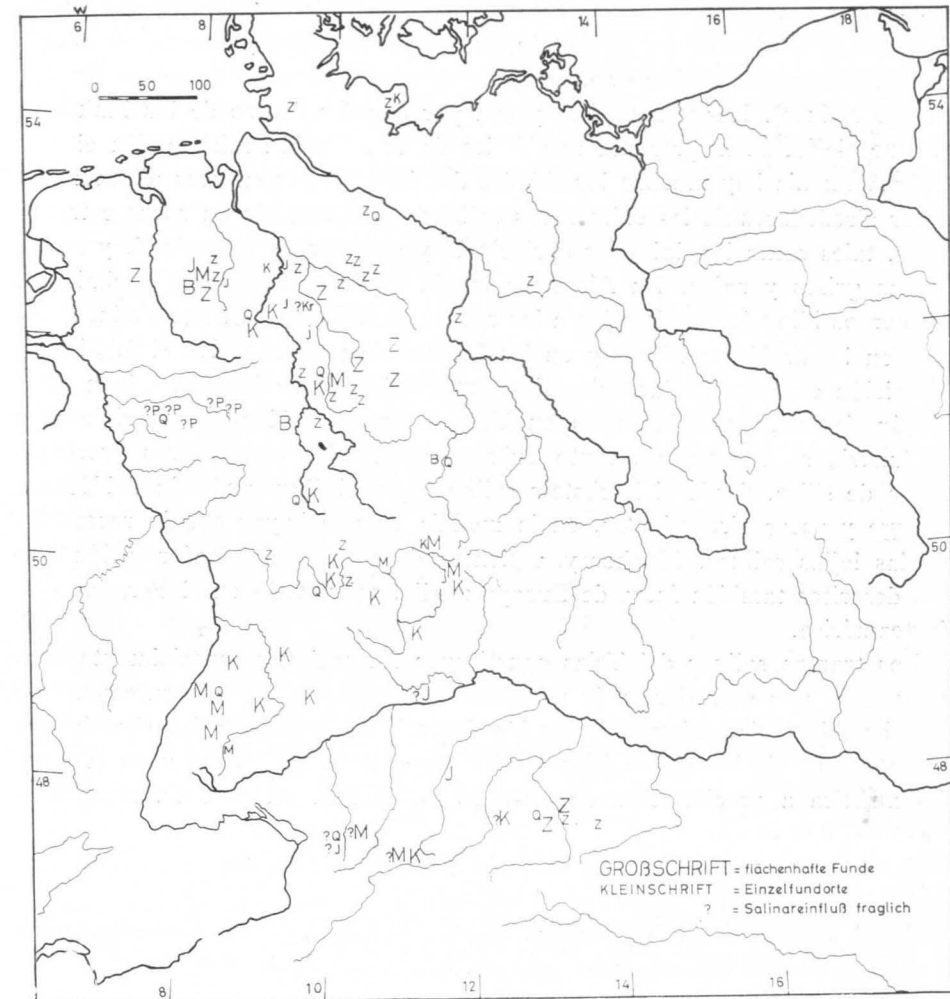


Fig. 10.—Localidades de yacimientos de cuarzo idiomorfos de neo-constitución bajo influencia salina, en Europa media.

P = Paleozoico inferior; Z = Zechstein; B = Buntsandstein; M = Muschelkalk; K = Keuper; J = Jura; Kr = Cretáceo; Q = Cuaternario.

GROBSCHRIFT = Yacimientos areales.
Kleinschrift = Yacimientos puntuales.
? = Influencia salina dudosa.

influencia del metamorfismo— en la reducida salinidad de las rocas del Paleozoico bajo. Donde quiera que, fuera de Alemania, el Precambriano y el Paleozoico bajo presentan una constitución salífera, se han descrito neoformaciones de cuarzo en abundantes puntos.

En el Zechstein, la primera gran formación salina de Europa media, es donde por primera vez se encuentran en Alemania, en amplia repartición areal, neoformaciones de cuarzo de los tipos considerados, así como en las capas en que, a partir del Zechstein, éste haya ejercido influencia secundaria mediante soluciones salinas (p. e. rocas de sombrero o de flanco en las chimeneas salinas). Los yacimientos yacen por doquier dentro de los límites en los que el Zechstein presenta una facies de constitución salifera. En el norte de Alemania hay muchas localidades donde se hallan cuarzoidiomórficos en los alrededores de las chimeneas salinas, pero también en rocas estratificadas, tales como las dolomías «principal» y «tabular» del Emsland, y en las arcillas grises y rojas. En Alemania media hay abundantísimos yacimientos de cuarzoidiomórficos ligados a las rocas estratificadas del Zechstein, sobre todo en las arcillas salíferas y en las hiladas de anhídrita. En el ámbito de deposición euzónica de las «pizarrillas cupríferas» se ha llegado a la neoformación de cuarzoidiomórficos, sobre todo en Vorspessart. En Alemania meridional y en Austria se encuentran, tanto cuarzoidiomórficos como otras precipitaciones de sílice, desde el Zechstein salino hasta el Buntsandstein del Haselgebirge y rocas circundantes, en la medida en que hayan estado recorridas por las lejjas salinas. Muchos yacimientos de cuarzoidiomórficos de neoformación han sido descritos también fuera de Europa media, sobre todo en el Permiano de Norteamérica.

Los tramos salinos del Triás constituyen formaciones especialmente activas, por lo que se refiere a la generación de cuarzoidiomórficos. Consecuentemente se llegó en Alemania, sobre todo en las depresiones sedimentarias situadas en los antepaíses de los viejos isleos, tales como la Selva Negra y en la zona Moldanúbica a precipitación de cristales de cuarzo. Al parecer, soluciones ricas en SiO_2 procedentes de las superficies erosivas ya entonces tan profundamente meteorizadas, actuaron de manera especialmente favorecedora para la formación de cuarzoidiomórficos en el antepaís.

En el Buntsandstein de Europa media sólo se conocen neoformaciones de cuarzo del tipo que tratamos, en conexión con las sales del Rót y con los yesos de Alemania del norte y media.

También es neta la relación de dependencia existente en el Muschelkalk de Alemania entre las constituciones de cuarzoidiomórficos autógenos y los horizontes salinos. Se han hallado estos cuarzoidiomórficos en muchos yacimientos, sobre todo en el Muschelkalk medio, portador de sal y de anhídrita, y en las hiladas inferiores del Muschelkalk superior, que también se depositó bajo circunstancias de alta salinidad. La repartición areal alcanza desde Alemania septentrional, a través de Alemania media y meridional, hasta el ámbito alpino.

Son especialmente abundantes las neoformaciones de cuarzo bajo influencia salina en el Keuper. En Alemania se encuentran casi completamente confinadas en el Keuper medio, cuya riqueza en rocas salinas viene especialmente expresada en su denominación «Gipskeuper», Keuper yesífero. Los cuarzoidiomórficos

se presentan con la correspondiente abundancia en Alemania septentrional y media, así como en el Nórico y Rético de los Alpes. Son especialmente frecuentes al sur del Main, en una ancha banda que se extiende desde el Palatinado alto, a través de Franconia y del Württemberg, hasta Baden. Con la misma gran abundancia y extensa repartición superficial se conocen en el Keuper yesífero de España y del sur de Francia.

El Jurásico en Europa media es —en oposición con respecto al Triás— relativamente pobre en rocas salinas. Solamente se llega a precipitación de anhídritas y sales durante el Malm superior, en cuya secuencia de nuevo aparecen abundantes cuarzoidiomórficos de neoformación, la mayor parte idiomórficos, así p. e. en las capas portadoras de sal y de anhídrita del Malm superior del NO. de Alemania, así como en el Purbeckense salino del antepaís alpino y del Jura suizo.

Son raras las neoformaciones de cuarzoidiomórficos en el Cretáceo, ni tampoco ha sido posible aclarar en cada caso su relación de dependencia con respecto a influencias salinas.

Por lo que atañe a varios yacimientos de los alrededores de Hannover, es verosímil que las aguas salíferas procedan de las chimeneas salinas del Permiano.

En el Terciario de Alemania son raros los depósitos salinos, de manera que el autor no conoce ningún crecimiento autógeno de cristales de cuarzo. Abundantes neoformaciones, sobre todo de cuarzoidiomórficos, han sido descritas procedentes de las formaciones salíferas del Eoceno de París, de España y del norte de África.

En el caso de hallazgo de cuarzoidiomórficos en pisos cuaternarios se trata, la mayor parte de las veces, no de cristales de crecimiento primario, sino de material retransportado o de un enriquecimiento selectivo procedente de rocas más viejas. Pero que existe la posibilidad, además, de un nacimiento de cuarzoidiomórficos de etapa diagenética temprana dentro del Cuaternario, queda probado con su hallazgo, en diversas localidades, en pisos empapados en aguas saladas, p. e. en la vecindad de Berchtesgaden y de Salzburg.

IV. APLICACIONES A LA GEOLOGÍA DEL PETRÓLEO

Los «minerales guía» o «minerales índice» desempeñan un papel importante, sobre todo cuando faltan los fósiles, en la determinación de horizontes, y sus correlaciones de sondeo en sondeo. Las investigaciones de minerales pesados, sobre todo, que en las zonas apropiadas se han llevado a cabo en gran escala y buenos resultados, se apoyan sobre minerales índice (12) (8). Hasta ahora se ha aplicado preferentemente esta técnica a minerales autógenos o a asociaciones minerales que —aparte su valor estratigráfico— permitían hacer deducciones acerca de la zona de procedencia de los acarreos

y de su vía de transporte. Los minerales autígenos, por el contrario, al no facilitar esta clase de deducciones, fueron colocados en lugar secundario, o incluso rechazados por considerar su utilización como engañosa. Sólo como consecuencia de las investigaciones micropaleontológicas se llevan a cabo estudios de rutina normal sobre algunas formaciones autígenas especialmente características, p. e., pirita, glauconia, barita, siderita, ooides calizos, etc.

De hecho, el valor informativo de los minerales autígenos no es menos importante que el de los alotígenos, pero es de otra índole. Reproducen, como indicadores de facies, la historia postsedimentaria o las condiciones sin-sedimentarias de un ámbito de deposición y son, según la mayor o menor persistencia lateral de las facies, minerales-guía útiles e importantes, si se someten a investigación cuidadosa. Los minerales autígenos corresponden por su valor informativo estratigráfico y facial a algunos fósiles de facies, que son más característicos de ambientes que de edades de constitución.

Los cuarzos idiomorfos constituyen, como neoformaciones que están muy acantonadas en los medios salinos, un mineral-índice de los más característicos y sensibles a las facies, de entre los de carácter autígeno.

La preparación de ejemplares y muestras, con objeto de lograr un enriquecimiento y selección de los cuarzos idiomorfos, se lleva a cabo según los conocidos métodos de la micropaleontología; en el caso de rocas carbonáticas mediante tratamiento ácido. Como medio informativo acerca de la intensidad de la neoformación de cuarzo se recomienda la consideración cuantitativa de los porcentajes, en peso, de los cuarzos, o la cantidad numérica de idiomorfos por cm^3 de roca.

En el caso de selección por lavado se separan selectivamente los cuarzos idiomorfos del «microresto» (18), que queda, después de tratar trocitos de roca con H_2O_2 , en el tamiz de 0.06 mm. Para la determinación cuantitativa se reparte el residuo fino desecado de cada muestra extendido por todo el fondo de un platillo de escogido; se cuentan con el binocular los cuarzos en los 4 campos del platillo de escogido y se inscriben los resultados gráficamente. Un ejemplo para la exposición de resultados en el registro de muestras y la evaluación estratigráfica de la cantidad numérica de los cuarzos idiomorfos en los «finos» de un sondeo ha sido expuesto por Schettler (15).

La importancia de los cuarzos idiomorfos como mineral guía es doble: como índice estratigráfico y como indicador de facies salinas. La avaloración estratigráfica es más o menos limitada, puesto que depende de la persistencia en un mismo horizonte del ámbito de constitución salina.

La importancia de los cuarzos idiomorfos como indicadores de facies es consustancial. Señalan los ámbitos salinos en su más amplio sentido, es decir, no sólo las rocas salinas propiamente dichas, sino todas las circunstancias de constitución de rocas influidas por sales o soluciones salinas. Y aquí

entran en consideración, además de los lechos de sal, las anhidritas, yesos, y también los depósitos que están impregnados por sales o soluciones salinas, así como las depresiones marinas separadas o aisladas, a menudo euxínicas, cuya concentración salina es intensamente sobreelevada. Al perforar un sondeo debería prestarse atención a la presencia de cuarzos idiomorfos donde quiera que se espere la presencia de facies salinas, ya que los cristales de cuarzo indican cuando nos aproximamos a un cuerpo salino, bien sea de masa o de estrato, la influencia de las soluciones salinas antes de que la herramienta alcance la sal misma; mientras tanto hay tiempo para tomar las precauciones técnicas que exige la perforación de tales materiales.

En los sedimentos bituminosos los cuarzos idiomorfos son, con frecuencia, de neo-formación sin-sedimentaria. Su existencia en tales rocas es, por consiguiente, un indicio de constitución primaria de betunes bajo condiciones euxínicas y de más elevada concentración salina y, como consecuencia, también de importancia para la cuestión de la roca madre del petróleo. Los lodos pútridos de las facies de sapropel se sabe que representan, como acusadores de deposición en una zona de profundidad tal, que es pobre en corrientes y desprovista de vida bentónica, un sedimento pre-salífero típico. La facies de sapropel, constituida mediante aislamiento débil o parcial de una depresión, pasa, mediante una intensificación del cierre, a una facies salina, la cual sometida a un «desarrollo salino progresivo de tipo normal» pasa de margas lodosas pútridas, por lodos dolomíticos pútridos a yesos y salgema (14).

Se conservan a menudo, en las inclusiones de cuarzos idiomorfos, como relictos, indicios de las condiciones que reinaban durante la constitución de aquéllos, incluso cuando en la roca recipiente no han dejado una huella duradera de su actuación. Así es como se encuentran cuarzos que contienen en inclusión sal común, anhidrita y yesos, en sedimentos cuyo contenido salino ha desaparecido por lixiviación en tiempos ya remotos. Los cuarzos con inclusiones de anhidrita, en rocas recipientes yesíferas, indican la transformación posterior de la anhidrita en yeso. Gotitas de betunes oclusas en cuarzos turbios o cristalinos, así como el contenido difuso en los «cuarzos fétidos», que huelen mal al ser golpeados, pueden demostrar que su constitución tuvo lugar en una roca sapropélica, incluso cuando la roca envolvente ha quedado desoleificada por completo, bien por lavado, bien por compresión o estrujamiento.

Son interesantes los puntos de vista expuestos por Füchtbauer (7) respecto a las neoformaciones de cuarzo en las rocas petrolíferas. Llega a la conclusión de que el crecimiento de los cuarzos autígenos constituye un medio auxiliar para la reconstrucción de la historia de los yacimientos petrolíferos. Señala Füchtbauer que los granos de cuarzo reecrecidos, de los campos petrolíferos, son mucho más abundantes en los dominios marginales que

en las zonas altas estructurales impregnadas de petróleo. La actuación de la diagénesis se vio dificultada, por consiguiente, por el contenido petrolífero de los espacios porosos. Como motor de la neoformación de cuarzos propugna Füchtbauer, sobre todo, la comparación de las areniscas y los afloramientos de presión que resultan como consecuencia en los contactos entre granos, y la transposición de las mismas a los muros de los poros, sujetos hasta entonces solamente a la presión hidrostática. De todos modos no puede justificarse, mediante este proceso, la formación de areniscas cristalinas jóvenes y que nunca han estado muy profundamente hundidas, como lo son las del Terciario de la cuenca de París. Tanto para éstas como, con toda seguridad, también para una parte considerable de las restantes areniscas cristalinas, puede aplicarse la siguiente historia de evolución de origen:

Tan pronto como una roca porosa se ha saturado de aguas salinas de intensa concentración se llega al relleno de cuarzo, de acuerdo con el principio arriba mencionado, mediante neoformación de cuarzos idiomorfos o de recrecimiento cristalino de los granos de cuarzo pre-existentes: la consecuencia es una reformatión estructural, mediante estrechamiento progresivo de los poros. Cuando el petróleo migra a ellos la roca queda «sellada» para las soluciones salíferas y silíceas y la precipitación de cuarzo queda frenada, cuando no del todo interrumpida. La migración del petróleo abre de nuevo los poros a la influencia de las soluciones salinas y reanima la precipitación de cuarzo, teniendo como consecuencia un estrechamiento de los canales poríferos. Así se llega —dentro de las ideas de Füchtbauer—, desde las oscilaciones sistematicas de la neoformación de cuarzos en determinadas rocas, al juego cambiante de las migraciones de petróleo y soluciones salinas y a la historia de la cementación.

BIBLIOGRAFÍA

- (1) BARTH, T. F. W., C. W. CORRENS u. P. ESKOLA: *Die Entstehung der Gesteine*, 422 S. Berlin, 1939.
- (2) BIEN, G. S., D. E. CONTOIS u. W. H. THOMAS: *Removal of soluble silica from fresh water entering the sea*. «Geochim. Cosmochim. Acta», 14, 35-54 (1958).
- (3) BORCHERT, H.: *Ozeane Salzlagerstätten*, 287 S. Berlin, 1959.
- (4) CAPRUX, L.: *Les roches sédimentaires de France (roches siliceuses)*. «Mem. explic. carte géol. détaillée France», 696 S. Paris, 1929.
- (5) CORRENS, C. W.: *Über Verkieselung von Sedimentgesteinen*. «Neues Jb. Mineralog., Geol., Paläontol., Beilage-Bd. [Abh.] Abt. A 52, 170/81 (1925).
- (6) v. ENGELHARDT, W.: *Der Porenraum der Sedimente*. «Mineralogie und Petrographie in Einzeldarst.», Bd. 2, 207 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg, 1960.
- (7) FÜCHTBAUER, H.: *Zur Quarzneubildung in Erdöllagerstätten*. «Erdöl u. Kohle - Erdgas - Petrochemie», 14, 169/73 (1961).
- (8) GRIMM, W. D.: *Sedimentpetrographische Untersuchung der Molasse-Bohrungen Schwab-*

- münchen 1, Siebnach 1 und Rieden 1*. «Geologica Bavarica», Nr. 33, 35 S. München, 1957.
- (9) KORITNIG, S.: *Einschlüsse in schwabend gebildeten Quarzen von Suttrop/Warstein und Diettingen/Pforzheim*. «Der Aufschluß», 12, 298/300 (1961).
- (10) KRAUSKOPF, K. B.: *The geochemistry of silica in sedimentary environment*. Sympos.: Silica in Sediments. Soc. econ. Paleontol. Mineralog. Spec. Publ., Nr. 7, S. 4/19. Tulsa, 1959.
- (11) LASJKO, E. M.: *Zur Charakteristik der quarzbildenden Lösungen*. *Trudy vsesojuzn. nauchno-issled. Inst. pjosoptisch. mineraljn. Ser. 1, Nr. 2, S. 31/40 (1957) (russ.)*. Ref.: A. MIKTSCHING in «Zbl. Mineralog.», Teil I, 444/445 (1960).
- (12) LEMCKE, K., W. v. ENGELHARDT u. H. FÜCHTBAUER: *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes*. «Geol. Jb.», Beih. 11, 109 S. Hannover, 1953.
- (13) LOTZE, F.: 1934 (zitiert in BORCHERT [3]).
- (14) LOWRY, W.-D.: *Factors in loss of porosity by quartzose sandstones of Virginia*. «Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists», 40, 489 ff. (1956).
- (15) SCHETTLER, H.: *Einige methodische Fragen der Spülprobenbearbeitung*. «Z. dtsh. geol. Ges.», 112, 407/13 (1961).
- (16) STORZ, M.: *Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrogenetisch-geologischen Bedeutung*. «Monogr. Geol. Paläont.», Ser. 2, Heft 4 u. 5, 480 S. Berlin, 1928 u. 1931.
- (17) TARR, W. A.: *Doubly terminated quartz crystals occurring in gypsum*. «Amer. Mineralogist», 14, 19/25 (1929).
- (18) TRUSHEIM, F.: *Über die Spülproben-Bearbeitung*. «Erdoel-Z.», 72, 351/61 (1956).
- (19) WILKE, K. TH.: *Die Entwicklung der Kristallzucht seit 1945*. «Fortschr. Mineralog.», 34, 85/150 (1956).

JACQUES PAQUET (*)

NOTA PRELIMINAR SOBRE LA PREBÉTICA
Y LA SUBBÉTICA AL NORTE DE LA SIERRA ESPUÑA
(PROV. DE MURCIA, ESPAÑA)

RESUMEN

El autor da una impresión de conjunto desde el punto de vista estratigráfico y tectónico de una zona interesante: la Prebética y la Subbética, situadas al N. de la Sierra Espuña, elemento bético interno sobre la transversal de Calasparra. Recuerda la constitución de la Prebética autóctona de Moratalla y define la unidad intermedia de La Puerta, dando la composición estratigráfica. Pasa en seguida una revista a las unidades de la Subbética. Sobre una base de Trias reposa una Subbética norte tectónicamente «superior», caracterizada por un Jurásico calizo, un Cretáceo y un Nummulítico marg. so. Hacia el S., en las cercanías de Sierra Espuña, se extiende la Subbética sur, tectónicamente «inferior», caracterizada por un Lias calizo y dolomítico, un Jurásico medio y superior, un Cretáceo margoso y un Terciario calizo.

RÉSUMÉ

L'auteur donne une vue d'ensemble du point de vue stratigraphique et tectonique d'une zone intéressante: la Prébétique et la Subbétique situées au N. de la Sierra Espuña, élément bétique interne sur la transversale de Calasparra. Il rappelle la constitution du Prébétique autochtone de Moratalla et définit l'unité intermédiaire de La Puerta en donnant la composition stratigraphique. Il passe ensuite en revue les unités de la Subbétique. Sur une base de Trias, repose une Subbétique nord tectoniquement «supérieur», caractérisé par un Jurassique calcaire, un Crétacé et un Nummulitique marneux. Vers le S., au voisinage de la Sierra Espuña, s'étend la Subbétique sud tectoniquement «inférieur», caractérisé par un Lias calcaire et dolomitique, un Jurassique moyen et supérieur et un Crétacé marneux, un Tertiaire calcaire.

INTRODUCCIÓN

La región estudiada se extiende al E. de las Sierras de Benamor y de El Buitre. De N. a S., comprende el borde y la cuenca neógena de Moratalla, bordeada al S. por la Sierra de La Puerta, que rodea la carretera de Caravaca

(*) Traducción realizada por M.ª Concepción López de Azcona Fraile. Extrait des «Annales de la Société Géologique du Nord», t. LXXVII. Sesi6n del 5 de diciembre de 1962, páginas 235-240 (1963).

a Calasparra. A la Sierra de La Puerta sucede, al S., el extenso país triásico de Cehégín, que se prolonga hacia el SSW, por la depresión triásica del Río Burete. Al W. de este último, los relieves importantes son: del NNW, al SSW, la Loma de Solana, compuesta por la Sierra de Peñarrubia (S. de Cehégín), la Sierra de Quipar, el Campanario y la Sierrecica de las Cabras; la depresión del río Burete separa la Loma de Solana de la Sierra de Burete. Hacia el SE., se extiende la Sierra de Ceperos y la de la Labia. En el extremo sur-este de la Sierra de Ceperos se vuelven a encontrar amplios afloramientos triásicos entre Coy, al N., y La Paca, al S. La depresión del Aceñiche separa la Sierra de Ceperos del imponente macizo de la Sierra de Ponce, extendiéndose del S. hacia el N. en más de 25 km.

HISTORIA

P. Fallot (1945) ha definido los grandes trazos estructurales de esta región, definiendo la Prebética, en la Sierra de La Puerta, que sobremonta el basamento triásico de la Subbética, que se extiende de la Loma de Solana a la Sierra de Ponce. En 1931, el mismo autor estudia en detalle la estratigrafía del Jurásico superior de la Sierra de Peña Rubia, al S. de Cehégín, donde aflora una serie jurásica casi completa, hecho bastante raro en las Cordilleras Béticas. En estos trabajos se recuerdan las numerosas observaciones de detalle realizadas anteriormente por Jiménez de Cisneros, P. Fallot, Durand Delga, R. Busnardo y J. Magné (1958), definieron más tarde, en la Loma de Solana, los diferentes términos del Cretáceo superior. M. Durand Delga y J. Magné (1958) han analizado los términos terciarios. Yo pude continuar estos estudios (J. Paquet, 1961 y 1962), desde el punto de vista estratigráfico y tectónico, efectuando el levantamiento al 50.000 de esta extensa región.

ESTRATIGRAFÍA

Del N. hacia el S. se distinguen los conjuntos estructurales siguientes, que difieren los unos de los otros por sus series estratigráficas:

1.º *La Prebética autóctona*

Aflora ampliamente al N. de Caravaca, en la región de Moratalla, y comprende un Luteciense directamente transgresivo sobre las dolomías cretáceas (P. Fallot, 1945). Las arcillas rojas del Oligoceno superior reposan directamente sobre este Luteciense bastante detrítico; la existencia del Eoceno superior levantado es muy problemática (P. Fallot, 1945). El Mioceno inferior

y «medio» marino comienza (M. Durand Delga y J. Magné, 1958) por un banco de calizas organogenas seguidas de margas azuladas. Este Mioceno es claramente transgresivo con respecto al Oligoceno.

2.º *La unidad intermediaria de La Puerta*

Constituye la totalidad de la Sierra de La Puerta y se extiende entre Caravaca, al SW., y Calasparra, al NE. Todos los términos que la componen están en posición invertida. Los terrenos ante-aptenses no afloran más que al N. de Caravaca; el Titónico está compuesto de calizas nodulosas rojas, seguidas de margas y margo-calizas del Neocomiense.

La sucesión de la serie de esta unidad se observa en el centro mismo de la Sierra de La Puerta. El Aptense superior está representado al principio por margas arenosas y micáceas, asociadas a las calizas areniscosas con Equinoideos y con Orbitolinas; vienen en seguida dos bancos de calizas compactas oolíticas con Orbitolinas y con Terebrátulas (*tacies urgoniense*): entre estos dos bancos aflora una formación delgada de tipo flysch: éstas son areniscas rojas micáceas con pistas de gusanos, alternando con las margas arenosas rojizas. El Albense está en forma de margas azules piritosas, micáceas y con glauconia en la base, pasando en la cumbre a calizas muy margosas, que contienen una fauna de ammonites indicadores de la parte superior del Albense. Viene en seguida el Cenomanense: se compone de calizas blancas y de margas blancas, seguidas de un conjunto conglomerático, grosero y brechoso en la base, remanente de las calizas compactas de grano fino. El Senonense está representado por un conjunto de calizas más o menos margosas con *Globotruncana*, con lechos coloreados santonienses en la parte alta, comparables a los «lechos rojos» senonenses de la Subbética (P. Fallot, M. Durand Delga, R. Busnardo y J. Sigal, 1958). Aunque encuadrados en los terrenos detríticos, los horizontes senonenses contienen microfaunas pelágicas. Todavía, el Maestrichtiense está en forma de calizas blancas con prismas de *Inoceramus* alternando con margas blancas. El Danés parece ausente.

Directamente en contacto con el Maestrichtiense reposa un conjunto de margas rojas y verdes con un nivel de calizas con pequeños Nummulites en la base: se tratará del Paleoceno. La potente serie de arenas amarillas y blancas con bancos de areniscas más o menos consolidadas que siguen a estas margas paleocenas, representan, según las apariencias, el Eoceno inferior más elevado. La fauna está ausente en todos los niveles con excepción de los términos superiores, que pueden contener dientes de Tiburones. A continuación del Eoceno inferior areniscoso viene, en continuidad, el Cuisiense-Luteciense inferior, en forma de calizas areniscosas rojas alternando con margas arenosas micáceas. El Luteciense superior soporta calizas compactas con grandes Nummulites y calizas con restos, alternando de manera desigual

con margas grises o blancas. Se termina por horizontes ricos en cuarzo. En esta serie luteciense se observan bancos con superficie ferruginosa y un nivel de arenas y areniscas amarillas. El Luteciense, aunque calizo, es esencialmente detrítico. Las calizas compactas blancas representan el Priaboniense. Sobre el Eoceno superior hay 2 m. de calizas con *Heterosteginas* y *Amphisteginas* del Oligo-Mioceno. A estos términos calizos suceden las margas blancas y grises con algunos bancos de calizas areniscosas grises del Mioceno inferior.

3.º *El Trias forma la base de la Subbética norte*

La base de la Subbética está constituida por una masa importante de Trias. La estratigrafía resulta difícil de realizar, dado el estado de tectonización. Sintéticamente, el Trias se compone de los elementos siguientes: areniscas rojas y margas con yesos representan el Trias inferior; viene en seguida una serie caliza poco fosilífera que corresponde al Muschelkalk; se trata de calizas en lentejones que llevan en su superficie numerosos restos indeterminables, de calizas en bancos masivos de color azul oscuro y de calizas con trazos amarillos en forma de redes. Un nivel con *Placunopsis tuelensis* Torn. ha sido descubierto en la región de Cehégín (P. Fallot, 1945).

La presencia de margas con yeso en el Trias inferior ha hecho dudar de la existencia del Trias Superior. En efecto, sobre el Muschelkalk reposa una nueva serie de margas mezcladas con yeso, pudiendo ser a primera vista asimiladas al Trias inferior, pero la presencia en estas margas de dolomías ocreas, de carniolas y de doleritas, conduce más bien a referirlas de nuevo al Trias superior.

El Trias aflora ampliamente en el valle del río Burete. Se encuentra al S. de la Sierra de Burete, en la zona de la Casa Garobera; después en la de Coy, más al W., y por último al S. de la Sierra de Ceperos, donde el Muschelkalk es esencialmente dolomítico.

4.º *La Subbética norte o «superior»*

La serie estratigráfica de este conjunto aparece completa del Lías inferior al Oligoceno. Comienza por las dolomías grises, masivas, seguidas de calizas dolomíticas grises del Lías inferior. Viene en seguida el Lías medio, constituido por calizas grises. En la Sierra de Peña Rubia (S. de Cehégín), las calizas areniscosas con *Amaltheus margaritatus* representan al Toarciense inferior y medio. El Jurásico medio está bajo forma de calizas margosas de color variable (rojo en la Sierra de Quipar; el Bajociense superior-Bathonienense inferior ha podido ser señalado) (J. Paquet, 1962). El Malm está repre-

sentado por las calizas nodulosas rojas donde el Lusitaniense y el Kimmeridgiense han sido caracterizados (P. Fallot, 1931); el Titónico está constituido de calizas nodulosas, microbrechosas, de color rojo y ricas en *Equinodermos* y en *Ammonites*.

En el Cretáceo, la sedimentación se hace margosa, el paso progresivo del Titónico al Berriasiense (calizas margosas y margas rojas) se observa claramente (J. Paquet, 1961). El Neocomiense más elevado está formado de margas y margo-calizas grises con *Ammonites*. El Barremiense, particularmente desarrollado en la baja unidad de Cehégín (J. Paquet, 1962), está bajo forma de margas gris-verdoso. El Aptense no ha sido datado, pero, siguiendo al Barremiense, se observa, en la Sierra de Quipar, areniscas rojas micáceas y margas arenosas rojizas que le pueden ser atribuidas (J. Paquet, 1961). El Albense, que le sigue, comprende margas azules con fósiles piritosos. El Cretáceo está casi completo (P. Fallot, M. Durand Delga, R. Busnardo y J. Sigal, 1958). Sobre el Albense superior reposan las margas calizas del Cenomanense. El Turonense está ausente probablemente, aunque en la cumbre del Cenomanense los niveles conglomeráticos, muy poco potentes con cantos de calizas, con Rosalinas y con restos de *Orbitolinas*, pueden eventualmente serle atribuidos. El Coniaciense está bajo forma de calizas blancas con sílex, coronadas por «lechos rojos» del Santoniense, a los que sigue el Campano-Maestrichtiense, representado por las calizas y las margas blancas. El Danés está constituido por margas grises.

El Terciario es uniformemente margoso (M. Durand Delga y J. Magné, 1958). Sobre las margas grises del Paleoceno reposan las margas rojo-ladrillo o blancas y las calizas blanquecinas del Ypresiense-Luteciense. Viene en seguida el Luteciense superior-Bartoniense bajo forma de nuevas margas blancas. El Oligoceno, aparentemente concordante, es en realidad transgresivo con respecto al Eoceno: está constituido de margas blancas remanentes del Cretáceo superior.

La serie cretácea y terciaria de la Subbética norte se encuentra únicamente en el extenso sinclinal de la Loma de Solana.

5.º *La Subbética sur o «inferior»*

Este segundo gran conjunto subbético se sitúa en las regiones más meridionales y se hunde bajo el basamento triásico de la Subbética N. Del S. hacia el N., esta Subbética comprende la Sierra del Madroño, la Sierra Ponce, la Sierra Selva, la Sierra Cambrón, los Gavilanes, la región del Aceniche y la gran depresión, extendiéndose al NE. de Avilés.

El Trias está situado visiblemente en el centro de la Sierra Ponce. El Trias inferior y medio está en forma de dolomías oscuras con pátina gris-

negruzca, localmente mineralizadas (minas de Zarzadilla de Totana). Sobre estas dolomías reposan las calizas del Muschelkalk, parecidas a las definidas en el Trias de Cehégin, pero de color rosa. En continuidad aparente vienen las margas con yeso, con carniolas y dolomías ocreas del Keuper. El Lías está sucesivamente constituido por dolomías en lechos, grises, pasando en la cumbre a calizas dolomíticas y a dolomías grises en pequeños bancos, seguidas de un conjunto calizo formado de calizas grises, después de horizontes con grandes Lamelibranquios coronados por calizas areniscosas rojas con Ammonites (Lías medio?).

El Lías superior está representado por margas ocreas con Ammonites. El Jurásico medio y superior es margoso en la mayor parte de la Subbética sur; está constituido de una serie monótona de margas y de margo-calizas con Radiolarios. En la Sierra de los Gavilanes aflora un Titónico formado por calizas nodulosas rojas. El Neocomiense reposa en continuidad aparente sobre estos términos: está formado por calizas muy arcillosas con Radiolarios y Calpionellas (con niveles de sílex), a los cuales sigue el Cretáceo medio, constituido por margas azul-negruzcas, piritosas y micáceas. Estas margas, al N. de los Gavilanes, tienen glauconia. Viene en seguida el Cretáceo superior, que presenta los caracteres normales del Cretáceo superior subbético: calizas margosas blancas con *Globotruncana*, calizas blancas con sílex y, en la cumbre, lechos rojos senonenses.

La Subbética sur posee un Terciario calizo, que trataremos posteriormente.

CONCLUSIONES ESTRATIGRÁFICAS

1.º *La Prebética autóctona s. s.* muestra un Eoceno reducido, claramente transgresivo, un Oligoceno lagunar y un Mioceno marino transgresivo (M. Durand Delga y J. Magné, 1958).

2.º *La unidad intermediaria de La Puerta* posee un Cretáceo aparentemente completo del Aptense al Maestrichtiense. El Paleoceno que aparece es margoso. El Eoceno más elevado, rico en horizontes detríticos, aparece completo: soporta un Luteciense y un Priaboniense de los horizontes más calizos. Un Oligo-Mioceno mal definido está seguido del Mioceno inferior margoso.

3.º *La Subbética norte* soporta un Jurásico calizo, un Cretáceo y un Nummulítico margoso.

4.º *La Subbética sur*, sobre un Jurásico inferior dolomítico y calizo, está caracterizada por un Jurásico medio-superior y un Cretáceo margoso, seguido de un Terciario calizo.

PROBLEMAS TECTÓNICOS

1.º *La unidad intermediaria de La Puerta*

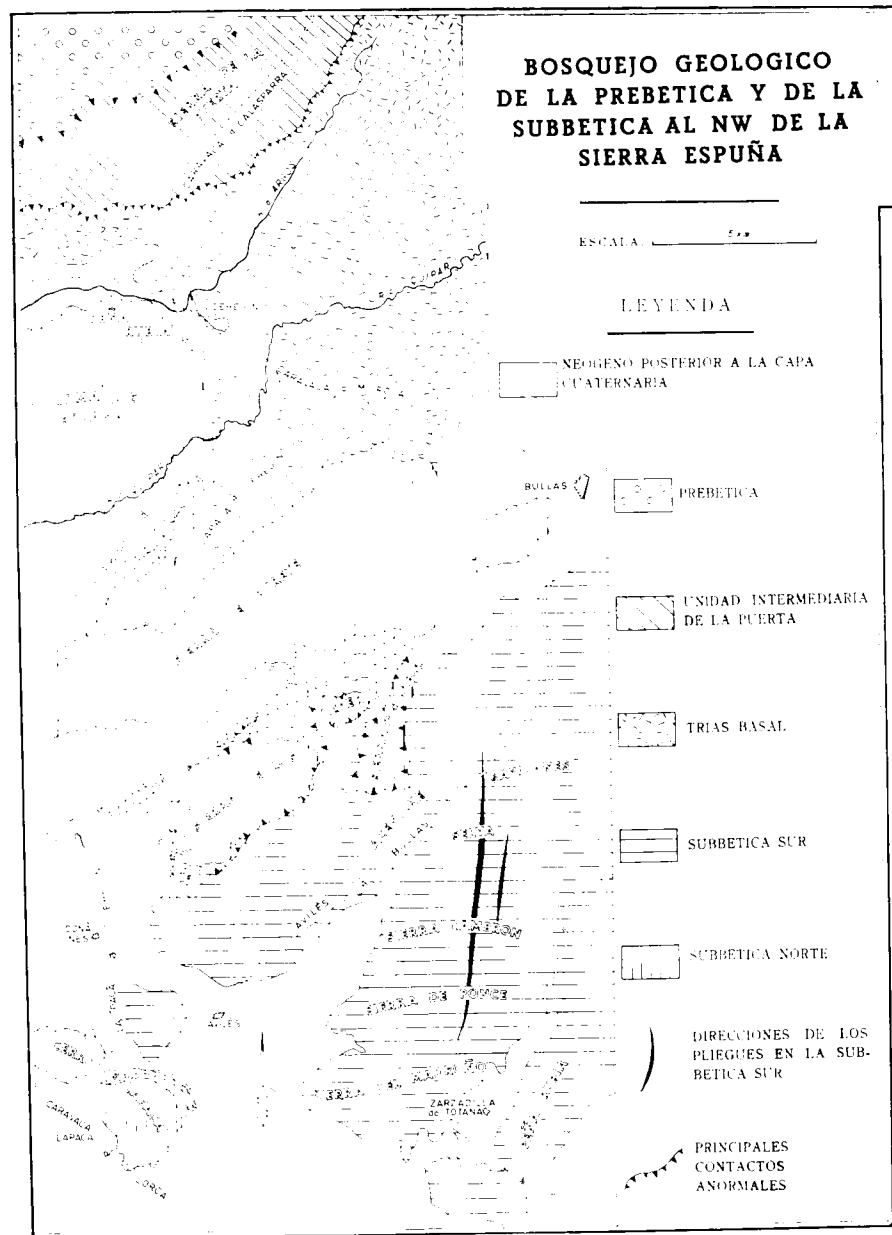
Esta unidad intermediaria cabalga al N. las margas miocenas de la Prebética s. s. y se hunde al S. bajo el basamento triásico de la Subbética. Parece corresponder a la unidad intermediaria situada bajo la Subbética de La Sagra, al N. de Huéscar, definida por A. Foucault (1960-1962). Si la pertenencia a una tal unidad de los lentejones definidos por P. Fallot bajo las Sierras de Benamor y de Buitre, al W. de Caravaca, es en su día confirmada, el valor general de esta noción de unidad intermediaria entre la Prebética y la Subbética será confirmado de una manera brillante. En particular, las calizas blancas con *Inoceramus* definidas por P. Fallot (1945) en la Sierra de Benamor, en lentejones bajo la masa potente de la Subbética, son tal vez homólogas del Maestrichtiense que hemos definido en la Sierra de La Puerta.

2.º *El basamento triásico de la Subbética*

Blumenthal, más al W., ha hecho del Trias basal una unidad independiente de la Subbética, pues lo ha considerado como autóctono. R. Staub ha generalizado la primera idea de Blumenthal haciendo del Trias su «capa de Antequera». En la zona estudiada, el Trias tiene su máximo espesor frente al dominio subbético; sufre un repentino alargamiento tectónico hacia el S. Parece, por lo tanto, aflorar sistemáticamente en la base de la serie de la Subbética norte, donde las dolomías liásicas reposan con frecuencia directamente sobre el Keuper margo-yesoso, a menudo laminado. Se puede, sin embargo, descubrir una cierta independencia tectónica entre el basamento de Trias de la Subbética norte y su cubierta secundaria y terciaria. Pero parece muy probable que estos dos conjuntos estén íntimamente ligados.

3.º *La Subbética norte o «superior»*

Esta Subbética ha sufrido el desplazamiento más importante de todo el edificio subbético, por encima la «Subbética sur». Las inversiones (Sierra Peña Rubia) (J. Paquet, 1962) y la disgregación en láminas (bajo la unidad de Cehégin) observables en la parte norte, se colocan en las partes frontales de esta capa.



4.ª La Subbética sur o «inferior»

El trazo estructural dominante de esta Subbética consiste en la orientación general N.-S. de estos grandes ejes tectónicos. Así se observa sobre el flanco este de la Sierra de Ponce los desplomes hacia el E. Esta tectónica parece todavía más reciente que la que colocó en su sitio las unidades subbéticas. Esta dirección privilegiada N.-S. se vuelve a encontrar, por otro lado, en la Subbética norte (Sierra de Peña Rubia), lo mismo que en el Trias de base. Nuestras investigaciones no permiten, por el momento, precisar las relaciones de conjunto entre el dominio subbético, examinado arriba, y el dominio bético, más meridional, donde di a conocer un apilamiento de unidades de origen más meridional.

BIBLIOGRAFÍA

- E. DUPUY DE LÔME et E. TRIGUEROS (1958): *Mapa geológico de España, Hoja núm. 932, Coy. Murcia*. «Inst. Geol. y Min. España», Madrid.
- M. DURAND DELGA et J. MAGNE (1958): *Données stratigraphiques et micropaléontologiques sur le Nummulitique de l'Est des Cordillères Bétiques (Espagne)*. «Rev. Microp.», Paris, número 3, pp. 155-175.
- P. FALLOT (1931): *Contribution à l'étude du Jurassique supérieur subbétique*. «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.», Madrid, t. 31, pp. 113-132.
- (1943): *El sistema cretácico en las cordilleras béticas*. «Cons. Sup. Inv. Cient., Lucas Mallada», Madrid.
- (1945): *Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Río Guadiana Menor*. «Ibid».
- (1948): *Les cordillères bétiques*. «Est. Geol.», núm. 8, pp. 83-172.
- M. DURAND DELGA, R. BUSNARDO et J. SIGAL (1958): *El Cretácico superior del Sur de Caravaca (Murcia)*. «Notas y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.», Madrid, núm. 50, pp. 283-298.
- A. FOULCAULT (1960): *Découverte d'une nouvelle unité tectonique sous le massif de la Sagra*. «C. R. Ac. Sc.», Paris, t. 250, p. 2038.
- (1960-1962): *Problèmes paléogéographiques et tectoniques... Livre P. Fallot*. «Mem. h. s. S. G. F.», pp. 175-182.
- J. PAQUET (1961): *Données nouvelles sur le Crétacé subbétique au SE. de Caravaca (prov. de Murcia, Espagne)*. «B. S. G. F.», (7), III, pp. 74-76.
- (1962): *Observaciones geológicas en la Loma de Solana (Sur de Cehegin, Murcia)*. «Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España», Madrid, núm. 67, pp. 147-158.

Recibido el 5-II-1964.

PIERRE SOUQUET

PRECISIONES ESTRATIGRAFICAS SOBRE LAS CALIZAS DE
AGUAS SALENZ (PIRINEOS ARAGONESES, ESPAÑA) (*)

RESUMEN

La formación de las calizas de Aguas Salenz corresponde a una sucesión de calizas con espículas, en pequeños bancos separados por delgadas uniones margosas, típicas en el valle del Esera, pero que pasan lateralmente, hacia el Este, a calizas margosas con *Micraster* y, hacia el Oeste, a calizas con sílex bien estratificadas. En el seno de la serie sur-pirenaica, la formación se coloca debajo de las brechas santonienses de Campo y sobremonta las calizas coniacienses en los alrededores del Esera y las calizas santonienses en el macizo de Cotiella. Debido a estas condiciones de yacimiento y en función de los fósiles descubiertos, Equinidos y Foraminíferos, las calizas de Aguas Salenz deben referirse en su totalidad al Santoniense y no al Coniaciense, como se hacía hasta ahora.

RÉSUMÉ

La formation des calcaires d'Aguas Salenz correspond a une succession de calcaires à spicules, en petits bancs séparé par de minces joints marneux, typiques dans la vallée de l'Esera, mais qui passent latéralement, vers l'Est, à des calcaires marneux à *Micraster* et, vers l'Ouest, à des calcaires à sílex bien lités. Au sein de la série sud-pyrénéenne, la formation se place au-dessous des brèches santoniennes de Campo et surmonte des calcaires coniaciens aux abords de l'Esera et des calcaires santoniens dans le massif du Cotiella. En raison de ces conditions de gisement et en fonction des fossiles découverts, Oursins et Foraminifères, les calcaires d'Aguas Salenz sont à rapporter en totalité au Santonien et non au Coniacien, comme on le pensait jusqu'à présent.

P. Misch (1) ha designado con el nombre de «Calizas de Aguas Salenz» un conjunto de calizas negras, en pequeños bancos, de una potencia calculada en 500 m. como mínimo, que pertenecen a la serie secundaria sur-pirenaica y que aflora ampliamente en el valle del Esera, a la altura del

(*) Traducción realizada por María Concepción López de Azcona Fraile. «C. R. Sommaire des Seances de la Société Géologique de France», fasc. 8, sesión del 4 de noviembre de 1963, páginas 278-9, 1963.

desfiladero de Aguas Salenz. Sin pruebas paleontológicas, P. Misch ha atribuido estas calizas (al menos parcialmente) al Coniaciense, a continuación de un examen somero de su posición en la serie sur-pirenaica, en cuya época, la estratigrafía no estaba aún seguramente establecida.

El descubrimiento de fósiles en las calizas de Aguas Salenz, el examen de sus modificaciones laterales, lo mismo que el estudio detallado de sus relaciones con los terrenos supra y subyacentes, recientemente datados (2), me llevaron a precisar esta atribución estratigráfica.

En los comienzos del Esera, la serie sur-pirenaica cabalga, hacia el Norte, la cubierta post-herciniana de la zona primaria axial, a lo largo del accidente longitudinal de Seira. Hacia atrás del cabalgamiento se extiende el E. del Esera, sobre el macizo del Turbón y del Baciero, y al Oeste, sobre el macizo del Cotiella. En el valle mismo, en el interior de la serie sur-pirenaica, las calizas de Aguas Salenz, se colocan entre las calizas coniacienses del Baciero al Norte, y el complejo de las brechas santonienses de Campo al Sur. Entre estas dos formaciones, ellas constituyen, al Este del Esera, una banda uniforme, drenada en su mitad por el Barranco del Garona. Ningún criterio, incluso el levantamiento minucioso de los buzamientos, generalmente inclinados al Norte, ha revelado la existencia de repliegues o de accidentes. Al W. del Esera ocurre lo contrario, la misma banda está dividida por un pliegue muy apretado de calizas coniacienses, en contacto anormal con las calizas de Aguas Salenz. El pliegue se extiende en dirección SE-NW., sobre las cadenas de la Peña Madrid y de la Coma Carina; y termina al otro lado, sobre la cara norte del pico del Reduno, en el contacto mismo del cabalgamiento de Seira. En estas condiciones, la banda de calizas de Aguas Salenz dibuja un divertículo muy corto al N. de la Peña Madrid, y se extiende, por el contrario, en una gran distancia al S. de este relieve y sobre las vertientes meridionales de la Coma Carina y del Reduno. Alcanza incluso el flanco sur del Cotiella, donde, lejos de toda complicación tectónica importante, las calizas de Aguas Salenz reposan normalmente sobre su substrato estratigráfico.

En el valle del Esera, las calizas de Aguas Salenz corresponden a una sucesión monótona de calizas negras, de grano fino, en bancos de 10 a 50 cm. de espesor, separados por delgadas uniones margosas. Al microscopio, se ven esencialmente constituidas por espículas monaxonas de Espongiarios, Lagénidos y Radiolarios, mezcladas con pequeños granos de cuarzo clástico y unidas por una ganga caliza finamente granulosa. Ningún fósil ha sido jamás señalado. Aparte de las formas citadas, han sido reconocidas secciones de Pólipos, Briozoos y Lamelibranquios, así como una microfauna rica pero poco interesante desde el punto de vista estratigráfico: Textuláridos, Oftalmídidos, Miliólidos y escasos Globotruncánidos. Por

el contrario, los lechos que suceden a las calizas coniacienses de la Peña Madrid han suministrado en el borde del Esera, en las intercalaciones gravo-arenosas grandes Lacazinas (*L. compressa*, D'Orb.), que atestiguan la edad santoniense de esta parte de la formación. Pero la posición de los lechos fosilíferos no puede ser precisada, ya que un accidente jalona su contacto con las calizas coniacienses. Todavía, las calizas con espículas de Aguas Salenz, llegan a ser menos margosas y ricas en glándulas de sílex, se vuelven a encontrar, más al Oeste, sobre la vertiente meridional del Cotiella donde sobremontan, en una serie estratigráfica regular, las calizas con Lacacines, indudablemente santonienses, que constituyen la vertiente norte del pico y las cumbres satélites. Así, al W. del Esera, la formación de las calizas de Aguas Salenz no puede representar el Coniaciense; es Santoniense desde su base.

Al E. del Esera, las calizas de Aguas Salenz pasan lateralmente a calizas margosas, en bancos de 10 a 40 cm. de espesor, alternando con lechos margosos, de igual potencia al principio, pero que, hacia el Este, se hacen más importantes y frecuentes. En un nivel bastante elevado sobre la vertiente norte del Barranco del Garona, en el Serrado de la Voga, ha sido descubierto un yacimiento de Equinidos, rico en *Micraster cobaricus* Lamb., fósil del Emscheriense. Pero la misma forma se vuelve a encontrar, más al Este, en la parte sur del Puerto de la Muria, en la base de serie calizo-margosa y asociada a especies santonienses: *Micraster mengaudi* Lamb., *M. cf. matheroni* Des.

Así, basándonos en los fósiles descubiertos en la serie caliza de Aguas Salenz o en sus equivalentes laterales, pero igualmente por referencia a los argumentos de posición, esta serie debe ser vuelta a colocar en el Santoniense, desde su base, en la totalidad de su extensión. Parece comenzar con un nivel estratigráfico variable, ya que sucede, sin laguna aparente, a los terrenos coniacienses en los alrededores del Esera y a terrenos ya santonienses en el macizo del Cotiella.

Conviene ahora definir el límite estratigráfico superior de la serie caliza de Aguas Salenz. Esta serie está sobremontada por el importante complejo de brechas de Campo, cuya situación tectónica ha sido diversamente interpretada. Dos hipótesis solamente pueden, en nuestra época, tenerse en consideración. Para P. Misch, las brechas de Campo reposan en discordancia sobre las calizas de Aguas Salenz. Para P. Hupé (3), afloran en el eje de un anticlinal inclinado, donde las calizas de Aguas Salenz, en este caso más recientes que las brechas, ocupando el flanco norte. Antes de definir el límite estratigráfico superior de la formación, es necesario determinar la edad relativa de las calizas de Aguas Salenz y de las brechas de Campo.

Sobre las vertientes del valle del Esera, las brechas reposan, con un buzamiento de 50° al Sur, sobre las calizas más levantadas, siguiendo un con-

tacto que es localmente anormal. Pero, en el eje mismo del valle, la serie es absolutamente regular, los lechos de las dos formaciones, subverticales y paralelas, no están de ninguna manera triturados ni dislocados. A algunos metros de su contacto con las brechas de Campo, las calizas se hacen más finamente detriticas y presentan, en el interior de los bancos, una estratificación entrecruzada muy clara. Los criterios de polaridad, observables en el borde de la carretera de Seira, dan testimonio de una serie ascendente hacia abajo, hacia las brechas de Campo. Además, el paso de las calizas a las brechas supra-yacentes, aunque rápido, es gradual. En las calizas se intercalan, en efecto, dos delgadas capas lenticulares de pudingas con cemento calizo. La primera encierra elementos de un tamaño de 5 cm., suministrados por la caliza negra de Aguas Salenz. Entre los elementos de la segunda capa de pudinga, se reconocen esencialmente cantos redondeados de 5 a 30 cm. de una caliza gravo-arenosa con *Nummofallotia cretacea* Schlumb., que se vuelven a encontrar, en bloques enormes, en los primeros bancos de la brecha de Campo. Por último, las calizas de Aguas Salenz están retocadas en esta brecha.

Parece por lo tanto claro que las calizas de Aguas Salenz están situadas estratigráficamente debajo de las brechas de Campo, que las recubren en discordancia. En estas condiciones, las brechas serán de edad santoniense; la serie subyacente de las calizas de Aguas Salenz que levantan del Santoniense no puede montar sobre este piso.

BIBLIOGRAFÍA

- (1) MISCH, P. (1934): *Der Bau der Mittleren Südpyräen*. «Beitr. Geol. westl. Mediterran-geb.», núm. 13 («Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math-phys.», Kl. III F., II. 12) (trad. espagnole: «Publ. Extr. Geol. España», t. IV, pp. 5-184, 51 figs., 5 pl.).
- (2) SOUQUET, P. (1962): *Contribution à l'étude stratigraphique du Crétacé supérieur aux abords du massif du Turbón*. «C. R. somm. S. G. F.», pp. 241-242.
- (3) HUPÉ, P. (1954): *Tectonique de la bordure secondaire sud-pyrénéenne entre l'Esera et la Ribagorzana (Haut-Aragon)*. «Ann. Hébert et Haug», t. VIII, pp. 197-244, 15 figuras, 2 pl.

Recibido el 5-II-1964

ANTONIO DUE ROJO, S. I.
Director del Observatorio de Cartuja (Granada)

GEOLOGIA METEORICA

RESUMEN

En estos últimos años se está dedicando especial atención a una nueva e interesante forma de investigación mineralógica: la de ciertas clases de meteoritos, en los que por métodos también nuevos de análisis se están descubriendo importantes datos relativos al origen, proceso de formación y otros caracteres de la Tierra, así como también del Sol y demás planetas de nuestro sistema solar; los sedimentos marinos ofrecen elementos de juicio sobre la historia de tales aportaciones extraterrestres, los satélites artificiales permiten sondear a este respecto el espacio exterior y los análisis de laboratorio, especialmente los de datación radiactiva, completan el cuadro, donde ya se vislumbra la clave de no pocos misterios cósmicos.

SUMMARY

In the last years new series of scientific labours are giving interesting clues in order to discover the past history of our solar system, by the analysis of meteorites; The laboratory methods are also new and their results frequently fascinating; artificial satellites and radioactive chronometry are a valuable complement of these investigations.

Que el estudio de los meteoritos está íntimamente ligado con las investigaciones geológicas, es cosa sabida y comúnmente admitida: está en primer lugar la razón obvia de que se trata de minerales incorporados a los de la corteza terrestre, a veces en proporciones no despreciables; son además muestras de astros o al menos de elementos cósmicos semejantes a los que integran nuestro planeta, y no pocas veces han aportado valiosos datos claves sobre nuestro propio origen planetario y ulterior proceso de formación desde los más remotos tiempos.

La misma nomenclatura de esta rama geológica ha experimentado recientemente algunas modificaciones: se habla hoy de meteorografía o meteoritografía, así como de mineralogía cósmica o cosmoquímica, e incluso de paleontología extraterrestre, ya que se discuten cuestiones como la formación de compuestos orgánicos fuera de los seres vivos, y por supuesto, fuera del planeta Tierra; ello conduce lógicamente a tratar de esas formas de vida

diversas de las terrestres y acomodadas a ambientes bastante ajenos a lo que aquí se suele postular como indispensable para el hecho vital: cosa difícil de estudiar y experimentar, puesto que acaso se produce en condiciones muy diferentes y por agentes físicos de los que no disponemos.

El hecho es que la investigación meteórica ha sufrido un amplio viraje, no solamente por la renovada atención prestada a recientes descubrimientos, sino porque muchos ejemplares que durante largos años reposaban en las vitrinas de los museos, han sido sacados de allí para someterlos a técnicas de análisis entonces desconocidas, obteniéndose de este modo éxitos insospechados en el terreno de la geología histórica, hasta remontarse a tiempos tan remotos, que no ya a las primeras fases de la formación de la Tierra, sino que alcanzan a precederlas y se adentran audazmente en plena cosmogonía.

ESTADO ACTUAL DE UNA CONTROVERSIA

Comenzaremos por poner al día el asunto ya tratado en reseñas anteriores acerca de la interpretación dada por diferentes autores al análisis de ciertos meteoritos, en los que unos quieren ver pruebas ciertas de organización vital y otros pretenden explicar lo observado de un modo totalmente diverso. Así, por ejemplo, se ha dicho que en los ejemplares presentados por Claus y Nagy no hay propiamente elementos organizados (meteoritos de Orgueil, Murray y Mokoia), sino que se trata de microestructuras, algunos de cuyos rasgos tienen cierta semejanza con aquéllos, pero en realidad se reducen a granos minerales, gotitas de compuestos carbónicos probablemente asociados al azufre elemental o compuestos polímeros hidrocarbonados de alto peso molecular, de suerte que todavía no estamos en posesión de pruebas concluyentes relativas al origen biológico extraterrestre de las famosas condritas carbonosas (1).

Entre los trabajos publicados en esta materia dentro del año 1963 hay algunos de notable interés que abordan la cuestión desde puntos de vista diferentes, incluido el histórico, que da no poca luz sobre el proceso actual de la controversia. A principios del siglo pasado, la afirmación de que una piedra pudiera caer del cielo merecía el mismo crédito que el que hoy se da a las noticias acerca de los platillos volantes; en particular es bien sabido que la Academia Francesa se mostró particularmente hostil a admitir semejante cosa; hasta que en 1803 la población francesa de L'Aigle fue lapidada por una lluvia de este género (unas dos mil piedras fueron recogidas), y va se vio forzada por la evidencia del hecho a nombrar una Comisión científica a las órdenes del célebre físico Juan Bautista Biot, cuyo informe, perfectamente documentado, eliminó toda duda: ni se trataba de un error o confusión, ni tampoco de un fenómeno puramente terrestre, por lo que la idea de que

se trataba de materiales de origen extraterrestre empezó a tener la debida aceptación. Por las mismas fechas el químico inglés Eduardo C. Howard había escrito con la debida precaución «Observaciones acerca de ciertas sustancias pétreas y metálicas que en diferentes tiempos se dice haber caído en la Tierra»; éste parece haber sido el primer hombre de ciencia que examinó cuidadosamente en 1802 la estructura interna de los meteoritos litófilos en cuatro ejemplares procedentes de Inglaterra, Italia, Bohemia e India, y encontró en ellos abundantes corpúsculos, algunos perfectamente globulares y otros alargados y elípticos, cuyo tamaño oscilaba entre una cabeza de alfiler y un guisante pequeño, de color gris o moreno.

A raíz del informe de Biot comenzaron los museos a recoger muestras de esta clase, y para 1864 se habían estudiado no menos de 200, en muchas de las cuales se hallaron los corpúsculos de Howard; en dicho año salió al público la clasificación hecha por el mineralogo alemán Gustavo Rose, que llamó a la mayoría de estos meteoritos condritas, a causa de su estructura peculiar (tanto el término condrita como el de cóndrulo designan hoy respectivamente los que presentan tal estructura y los glóbulos incluidos en ella; el nombre se deriva del griego *chondros* = grano de semilla) y ya desde entonces se empezó a considerarlos como materiales procedentes de otros planetas (19).

No todo fueron facilidades en este estudio: las condritas carbonosas, que son las más interesantes, suelen ser de consistencia terrosa, negras y fácilmente desmenuzables; por tanto, más expuestas a la acción erosiva de los elementos y solamente identificables cuando las circunstancias de su caída eran favorables o la recolección estaba a cargo de un experto. También planteaban la cuestión de cómo podían haber sobrevivido a la caída a través de la atmósfera; parece ser que lo que llega a la Tierra es el núcleo, después de haber perdido la corteza, incendiada al caer, y lo que sobrevive ha permanecido a temperatura relativamente baja.

Los análisis practicados por Berzelius le llevaron a afirmar en 1837 que la presencia de compuestos de carbono no justificaba aún la conclusión de tratarse de elementos organizados o formas de vida en la localidad de origen; por lo demás, el carbono allí contenido no era volátil ni soluble, sino semejante al hollín de grano fino, que resiste al tratamiento de laboratorio, aun casi en nuestros mismos días. S. Cloez pudo examinar uno recién caído junto a la localidad de Orgueil en 1864 y demostró no ser aquel material negro e insoluble ni grafito ni carbono amorfo, sino una mixtura compleja de compuestos de gran peso molecular.

A lo largo de sesenta años (1890-1950) poco se ha publicado sobre condritas y los compuestos orgánicos que las forman; la primera investigación moderna ha sido la de Gorge G. Mueller, profesor en 1953 del University College de Londres, que analizó esta clase de minerales procedentes de un

meteorito sudafricano de Cold Bokkeveld: mediante disolventes orgánicos extrajo el 1,1 por 100 del ejemplar en forma de material resinoso, formado de compuestos orgánicos mezclados con azufre libre, y eliminado éste obtuvo los siguientes resultados numéricos: carbono, 19,84 por 100; hidrógeno, 6,64; nitrógeno, 3,18; azufre, 7,18; cloro, 4,81; oxígeno y otros elementos asociados a él, 40,02, y cenizas, 18,33. Una solución en benceno no hizo girar el plano de un rayo de luz polarizada, dato este último altamente significativo, puesto que tales compuestos están siempre en los organismos vivos, aun teniendo en cuenta que la actividad óptica de los hidrocarburos es baja; pero en rigor pudo haber escapado a la escasa sensibilidad de los aparatos usados por Mueller. Los materiales extraídos eran insolubles en los ácidos, pero solubles en los álcalis; asimismo se evidenció por la variable solubilidad de los componentes, que se trataba de una mezcla no homogénea: Mueller opina que eran ácidos orgánicos complejos con algunas sustituciones de N, S y Cl. Otros investigadores, con técnicas de absorción infrarrojas y ultravioletas en extractos de condritas carbonosas, demostraron la presencia de una gran variedad de compuestos orgánicos, incluídos los hidrocarburos, pero sin lograr su identificación ni conseguir aislarlos individualmente.

Así estaban las cosas cuando se presentaron los resultados de varios análisis y estudios en una reunión ya reseñada en estas páginas (núm. 68, páginas 239-241), donde después de una exposición de los distintos pareceres, terminábamos haciendo constar la opinión unánime de que en el estado actual de tales investigaciones, no se podía dar una respuesta definitiva y era necesaria la continuación de este estudio; en efecto, así se ha hecho y a continuación se citan varios resultados posteriores.

La novedad no consistía en la composición química, semejante a la observada en organismos vivos, ni tampoco en la analogía de sus respectivas estructuras, sino en la interpretación que se daba ahora a estos hechos bien comprobados: excluída la hipótesis de una contaminación terrestre, posterior al paso de fuera a adentro de la atmósfera, se deducía su carácter biogénico. Contra este razonamiento se han aducido hechos por una y otra parte, que han avivado notablemente la controversia, que todavía prosigue: los que niegan la vitalidad de estos «elementos organizados» se apoyan principalmente en la posibilidad, parcialmente confirmada en el laboratorio, de reacciones no biológicas en medios extraterrestres donde los agentes catalíticos serían las radiaciones de alta energía, mientras que en el bando opuesto se insiste en la extraordinaria analogía de formas y en que no existen en la Tierra especies donde catalogarlas, hasta el punto de que en varias de estas formaciones se han dado ya nombres completamente nuevos.

Al llegar aquí el autor de la reseña que estamos extractando, habla por

cuenta propia como conservador del Museo Americano de Historia Natural, donde se hallaba el ejemplar recientemente analizado y discutido; y lamenta tener que declararse a favor de la hipótesis de una contaminación de origen terrestre, posterior a la llegada a través de la atmósfera. Son muchas, en efecto, dice, las causas verosímiles de tal influjo perturbador: no pocas de las condritas en cuestión son notablemente porosas, y al entrar en nuestra atmósfera procedentes del vacío exterior casi absoluto, han tenido forzosamente que «respirar» el aire en que flotan tantos microorganismos: por otra parte, los meteoritos suelen permanecer en el suelo por tiempo a veces muy largo antes de ser hallados y recogidos; han de pasar por muchas manos antes hallar refugio seguro en las vitrinas de un museo, donde además no siempre están protegidos por recipientes herméticamente sellados: de aquí el probabilísimo «contagio», no ya de bacterias, esporas y polen locales, sino también de otros elementos orgánicos exóticos, aportados por otros ejemplares colocados allí junto a ellos, pero procedentes de las regiones más remotas de la Tierra, hasta el punto de que lo realmente extraordinario sería no hallar en el análisis la más abundante variedad de microorganismos terrestres; recuérdese sobre todo la circunstancia citada de su gran porosidad, que los hacen permeables hasta lo más íntimo de su estructura.

Tan prudente advertencia no resta, sin embargo, probabilidad a la hipótesis contraria, favorable a un origen vital, o al menos a que en ciertas regiones del espacio exterior se han producido compuestos hidrocarbonados bastante complejos en gran cantidad, y como tales han sobrevivido largo tiempo. Su presencia en las condritas acusa un carácter crítico entre los demás meteoritos: Ringwood y Mason han sugerido independientemente que esas condritas representan probablemente materias que primordialmente se han constituido y alcanzado el estado sólido dentro del sistema solar a partir del polvo nebular primitivo; los otros meteoritos pueden haberse derivado por calentamiento, reducción, fusión o recristalización cuando ya formaban parte de núcleos mayores de agregación, y por tales procesos perdieron los componentes más volátiles o menos estables: Urey prefiere ver en las condritas carbonosas un producto de reacciones secundarias, inducidas en las condritas ordinarias por infiltraciones de agua, compuestos del carbono o sulfuro de hidrógeno, procedentes del exterior: Anders las hace proceder de alguna zona específica en asteroides formados por agregación de polvo cósmico; por estar frías en la superficie y calientes en su exterior, pudieron mantener el agua y los compuestos orgánicos en fase estable, de modo que pudieran reaccionar con minerales silíceos, con los que aparecen combinados los ejemplares que poseemos.

Nótese finalmente que semejante estudio y análisis, muy lejos aún de estar terminado, significa e implica algo muy importante para explicar el desarrollo de la materia orgánica terrestre como componente de organismos vi-

vos: si como puede decirse, la Tierra comenzó por una agregación de materiales meteóricos y en éstos ya había compuestos de notable complicación, dentro de lo que antes se denominaba química orgánica, una gran parte del camino estaría ya andado en orden a explicar el proceso total (10).

Otro juicio también desfavorable y que aporta nuevos elementos dignos de estudio es el que hace notar que Claus y Nagy, al dar cuenta de su investigación sobre lo que en particular denominaban el elemento orgánico tipo 5, afirmaban tratarse de «algo enteramente diverso en su morfología de cualquier forma terrestre conocida» y sugerían la clasificación en un género extraterrestre, el *Daidajora berzelii*; se han propuesto opiniones encontradas a este propósito, como ya hemos visto; pero los trabajos de análisis, con los mismos métodos biológicos, sobre granos de polen de plantas terrestres, especialmente del género *Ambrosia*, muestran una semejanza tan marcada, que restan verosimilitud a la hipótesis y apreciación de Claus y Nagy: tamaño, color y morfología coinciden demasiado en uno y otro caso (como muestran las microfotografías publicadas), y corroboran la doctrina de no ser la morfología sola un criterio suficiente para determinar el origen extraterrestre de presuntas formas de vida contenidas en meteoritos. Por otra parte, se ha hecho notar atinadamente que una persona no puede estar familiarizada sino con una parte del extenso campo de tan múltiples cosas, como son aquí las diferentes esporas vegetales; más de un año ha sido ignorada esta semejanza de aquellos elementos organizados con granos de polen conocidos: hoy, pues, la afirmación mencionada no puede ya mantenerse (3).

Ante estas impugnaciones no podía faltar la defensa y respuesta de los autores aludidos; y, en efecto, han respondido de este modo: sobre los ejemplares objeto de controversia (los meteoritos de Orgueil e Ivuna) se han practicado cuatro nuevos análisis a fin de definir más específicamente su naturaleza y origen, a saber: 1) experimentos físicos y químicos (tratamiento con disolventes orgánicos, por la acción del calor y separación por densidades y por sus propiedades magnéticas), demuestran que se trata de partículas orgánicas y consta con certeza que no son las descritas por Fitch y otros, que afirmaban ser las esférulas o tras tantas gotas de troilita o bien sulfuros o hidrocarburos hiperenfriados; 2) el examen de ejemplares pulverizados de otras dos condritas carbonosas (de Tonk y Alais) al microscopio, ha mostrado que también éstas contenían idénticos tipos de elementos organizados; y la distancia entre las localidades respectivas donde han sido hallados, excluyen la posibilidad de contaminación por idénticos microorganismos terrestres; 3) igualmente la posibilidad de contaminación en el museo ha sido investigada analizando ejemplares de Orgueil procedentes de museos distintos, examinado el polvo de diferentes sitios en que estaban depositados, laboratorios, residencias de los investigadores y hasta el agua de suministros

locales: en ninguna parte se hallaron microorganismos iguales a los que había en los meteoritos, y 4) la sección practicada en los de Orgueil e Ivuna muestra que los elementos organizados están embebidos en sulfato de magnesio, indicando claramente ser indígenas de la masa meteórica primitiva. La conclusión lógica de tales experiencias es que se trata de estructuras orgánicas fosilizadas y no de elementos minerales ni de carácter artificial o de contaminaciones microbiológicas terrestres; en particular son notables seis formaciones filamentosas diferentes de un aspecto muy parecido a las algas, en las mismas condiciones de indigenismo (12).

OTROS DATOS IMPORTANTES

Con un peso total de 882 kilogramos se ha localizado, en la península de Bondoc, en la región meridional de la isla de Luzón, Filipinas, un ejemplar curioso de caracteres peculiares, según han revelado los primeros análisis hechos en el Centro de Investigaciones meteóricas de Sedona, Arizona, trabajos que continúan en la actualidad; había sido hallada y examinada una de sus porciones mayores, de 310 kilogramos, en 1958; pero posteriormente se organizó una expedición en busca del resto, que ha sido totalmente recuperado en agosto de 1962; el primer trozo era un nódulo de gravedad específica 7, de ferromiquel poco oxidado; los demás oscilaban entre 3,26 y 6,35. En un principio no faltaron técnicos que negaran su origen meteórico y los calificaran simplemente de minerales de hierro de grado inferior, pero un examen más atento confirmó la apreciación primera.

Un corte practicado en uno de los bordes de la masa principal (de 71,2 por 43,8 cm.) y de forma casi oval, puso de manifiesto en el interior quince grandes nódulos de ferromiquel de aspecto condritico, semejantes a los descritos en 1895 por Brezina y hallados en mesosideritas de Miney, Missouri; éste, casi sin componentes puramente metálicos, tiene los nódulos cerca de la periferia rodeando el bloque central, cuya forma es aproximadamente rectangular (22 por 15 cm.), que parecía ser enstatita cristalina; de este mineral, como también de olivina y otras especies aún no identificadas, está compuesta la capa exterior de nódulos metálicos, los mayores, de 4 por 7 centímetros.

Aun antes de hacer un análisis más detenido, se ha podido apreciar una característica notable: la múltiple polaridad magnética. Más de 90 polos positivos y negativos aparecen mezclados en la superficie exterior, y por cierto cada uno de ellos mucho más acusado que los dos ordinariamente presentes en otros ejemplares ya estudiados.

Una muestra tomada de la superficie de esta piedra fue sometida al análisis en el Instituto «Enrico Fermi» de la Universidad de Chicago, y he aquí el resultado obtenido por el investigador E. Anders: el contenido de Al 36,

que se ha medido por espectrometría de coincidencias $\gamma - \gamma$ es de $5,0 \pm 1,7$ desintegraciones por minuto y por kg., en oposición a las 54 que por término medio suelen presentar las condritas. Tres son las causas a que puede atribuirse esta actividad tan reducida: 1) Exposición muy breve a los rayos cósmicos; si la masa preatmosférica no fue mucho mayor que la actual, la cifra citada correspondería a una edad de exposición comprendida entre los cuatro mil y cien mil años nada más; 2) Edad terrestre muy dilatada: admitiendo una protección insignificante y un tiempo muy largo de exposición, de más de varios millones de años, la escasa radiactividad puede deberse a degeneración a partir de la caída, que habría ocurrido entre los trescientos mil y los dos millones y medio de años; 3) protección del influjo exterior: ésta podría ser la explicación en el caso contrario, es decir, de una larga exposición a los rayos cósmicos y un tiempo corto después de la caída; si el ejemplar procede de la parte central del meteorito, la masa preatmosférica tendría que haber sido del orden de seis toneladas por lo menos (14).

Como se ve, es de gran interés reconstruir la historia de los ejemplares y la duración de las diferentes fases de su vida: en libertad por el espacio antes de formar parte de masas mayores por eventual acreción, durante su permanencia en planetoides o planetas, después de la ruptura de éstos y a partir de su caída en la Tierra; en cada una de estas vidas parciales hay dos factores o agentes modificadores: la propia degeneración radiactiva y el impacto de la radiación cósmica, agentes que a menudo serán de signo contrario. He aquí, brevemente reseñados, algunos trabajos de esta clase, relativos a lo que se denomina «edad de radiación» o exposición a acciones exteriores:

La concentración de tritio y de los isótopos del He, Ne y Ar ha sido determinada en diversos ejemplares de condritas y calculadas sus edades por las relaciones He 3/He 4 y K/Ar; todos ellos han dado la misma edad de radiactividad: 22 ± 2 millones de años, lo que parece implicar que todos proceden de una formación común con igual fecha de ruptura; la correlación sistemática entre los que tienen una reducida edad de radiación y de radiactividad, pudiera explicarse bien por pérdida de gases durante el tiempo transcurrido entre la ruptura original y la caída en la Tierra, por lo cual la escasa edad obtenida no representa necesariamente el tiempo mismo de la ruptura (4).

A juzgar por el contenido de tritio en pequeños meteoritos litófilos se ha calculado un flujo de rayos cósmicos primarios de 0.6-0,8 partículas por centímetro cuadrado y por segundo, con energía cinética de unos 300 Mev. La variación de intensidad de radiación cósmica en el tiempo puede calcularse por la comparación y proporción respectiva de radioisótopos que ella origina en los meteoritos: así puede obtenerse el tiempo de exposición o de radiación por el contenido y relación de He 3/H 3 o de otros semejantes.

Las cifras más elevadas que dan tales análisis son de $2 \cdot 10^7$ g/cm² para el tiempo de exposición de los siderófilos, de donde se deduce un valor máximo de $3 \cdot 10^{-22}$ g/cm³ para la densidad del polvo cósmico en el espacio recorrido por ellos. Es de notar que la edad calculada de exposición, del orden de 10^7 o menos años, todavía no está afectada por la erosión espacial, sino que más bien da el tiempo a partir del cual se formó el fragmento por ruptura de una masa mayor (5).

Sometiendo a un bombardeo artificial con iones positivos de Ar diversos ejemplares de meteoritos, ya separados de los isótopos, se han obtenido los siguientes resultados: los siderófilos del Canyon Diablo sufren una erosión mayor y más rápida que los litófilos de Arapahoe y Richardton; eñ que los iones empleados sean más pesados que los de He sólo contribuye a ello en pequeña proporción durante el bombardeo espacial, y la experiencia ha servido para demostrar que la erosión del espacio no explica las grandes diferencias observadas y medidas entre una y otra clase de meteoritos (8).

En estos últimos años, además del laboratorio se cuenta con otro género de auxiliares valiosos: los satélites artificiales, encargados también de valorar y contar los micrometeoritos que hallan a su paso. Los datos numéricos que hemos recogido en varios de los informes *publicados* (ya es sabido que no pocos resultados de la exploración espacial permanecen secretos) difieren entre sí o por precisar más, se refieren a diferentes regiones de la exosfera terrestre y a tiempos también diferentes, pues parece haber cierta periodicidad y variación debida a una u otra causa. El satélite Alfa-1958 registró $1,7 \cdot 10^{-2}$ impactos por metro cuadrado y segundo, calculados respecto del globo terrestre y una distribución de masa de $8,0 \cdot 10^{-10}$ gs por lo menos: eso significa una acreción del orden de 10.000 toneladas diarias (cifra prudentemente asignada por varios investigadores), aunque sujeta a oscilaciones de no menos de un orden de magnitud, es decir, de ± 10 veces; así, por ejemplo, ese satélite de 1958 estuvo sometido durante su tercera órbita a una especie de chubasco capaz de alterar el resultado estadístico, y además se pudo ya comprobar el influjo de la variación diurna y de la velocidad heliocéntrica. Asimismo se dieron a conocer los registros de un cohete denominado «Venus Flytrap» (atrapamoscas de Venus: no se refiere al planeta, sino a la diosa a quien se espantan las moscas para que no la molesten) disparado desde White Sand, en Nuevo México, en junio de 1961; entre las partículas así captadas predominaban los micrometeoritos posiblemente procedentes de la ruptura de masas mayores en la misma atmósfera o cerca de ella, que parecían estar cayendo a velocidades sorprendentemente pequeñas: se recogieron más de las calculadas y su composición era muy variada (6).

Es de notar que no todas las partículas de esta clase descubiertas por los

satélites forman parte de la acreción antes citada; parece que algunas están en equilibrio estable en órbitas más o menos alejadas de la Tierra y se relacionan con la luz zodiacal y la probable cola cometaria que sigue a nuestro planeta. A causa del llamado efecto Poynting-Robertson y de la barrera de Júpiter respecto de partículas mayores, no se cree hoy que todos los micrometeoritos tengan el mismo origen ni la misma ley de distribución que los de masa mayor: la posible causa de formación de los pequeños, de diez a cien micrones, cuyo número crece respecto del diámetro, pudiera ser las colisiones entre asteroides y cometas o las alteraciones dinámicas o corrientes debidas a la acción solar sobre tales nubes interestelares de polvo planetario.

Las cifras obtenidas en el satélite Eita-1959 daban un producto área-tiempo superior a 10^{10} cm².s, con notables variaciones en densidad según la proximidad a la superficie terrestre. Las del Alfa-1958 resultaban ser de $8 \cdot 10^{-3}$ /m².s. para partículas de masa mayor que $8 \cdot 10^{-10}$ a base de una velocidad calculada en 30 km/s.; la densidad de la materia cósmica dentro del espacio limitado por una unidad astronómica sería del orden de $5 \cdot 10^{-22}$ g/cm³ para el polvo cósmico; los resultados del registro en el Pioner I es menor que éstos en un orden de magnitud, pues el ritmo de impactos era en este caso de $4 \cdot 10^{-3}$ /m².s. para partículas mayores de 10^{-10} g. Los satélites rusos han registrado masas mínimas de $7 \cdot 10^{-9}$ a $2 \cdot 10^{-8}$ g., suponiendo una velocidad de 15 km/s.; a una altitud de 100-300 km. el ritmo de los impactos resultó ser de 1/m².s. y para 400-2.000 km., de 10^{-3} /m².s., densidad mayor que la calculada para la luz zodiacal.

Otra clase de resultados son los ya conocidos por extracción de sedimentos marinos y también terrestres, como ha sido el hallazgo de gran cantidad de esférulas de origen extraterrestre en el limo perteneciente a terrenos del triásico inferior, al perforar pozos petrolíferos en el NW de Alemania; lo que confirma las apreciaciones de Pettersson de que tales aportaciones atravesaron la atmósfera mucho antes de la Era cuaternaria, y contradice la opinión de Paneth, defendida por Dingle, de que no ocurrió eso antes del final de la terciaria; los datos recogidos prueban también que la caída de tales esférulas se verificó a un ritmo muy constante en los primeros tiempos de la Era terciaria (16).

LA CUESTIÓN CRONOLÓGICA

A principios de 1963, con visos de noticia de última hora, se daban a conocer los resultados de un trabajo de laboratorio sobre cóndrulos separados de ejemplares condrícticos caídos en el Canadá en 1960, y que probablemente representaban la más antigua materia sólida de nuestro sistema solar; las investigaciones fueron realizadas por Craig M. Merrihue, estudiante graduado en la Universidad de California, en Berkeley, y sugieren que su forma-

ción en ese estado es anterior a la de la Tierra y demás planetas, y solamente treinta y cinco millones de años posterior a la génesis de los elementos de que está compuesto nuestro sistema.

Según las teorías hoy admitidas acerca del origen del Sol y demás astros tributarios en toda su gran variedad, se debió a una mezcla primitiva de hidrógeno y varios elementos más pesados. Las dataciones radiactivas indican que los meteoritos litófilos, la misma Tierra y probablemente todos los demás planetas, se materializaron hace unos 4.6 miles de millones de años; como es natural, la mezcla de los elementos constituyentes tuvo que ocurrir antes: la teoría sostiene que los elementos pesados fueron fruto de una evolución interna o síntesis de hidrógeno primitivo, proceso denominado familiarmente *cooking* (cocimiento o guiso) en el seno de las estrellas, y que la nube cósmica de donde salió nuestro sistema solar procedía del hidrógeno y demás elementos emitidos por la explosión de estrellas novas o supernovas. En 1960 John H. Reynolds, profesor de la misma Universidad, halló un procedimiento para retroceder en la datación más allá de la formación misma del sistema solar y determinar así la edad absoluta de sus componentes primarios.

El «reloj» de Reynolds fue el iodo 129, isótopo radiactivo formado al mismo tiempo que otros muchos, pero que ya no se da naturalmente, a causa de su relativamente corto semiperíodo, de sólo diecisiete millones de años. Este iodo degenera en xeno 129, isótopo de ese gas noble; antes de la formación de cada meteorito, el xeno 129, producido por la degeneración del iodo 129, se iba disipando en el espacio; pero el iodo restante en el ambiente hubo de ser captado por los meteoritos que se iban materializando. Este iodo se revela a sí mismo por el exceso de xeno 129, superior a la proporción normal de este isótopo respecto de los demás isótopos del xeno; midiendo, pues, Reynolds el contenido de xeno en la masa meteórica, pudo deducir la cantidad de iodo 129 que se le hubo de incorporar; a su vez la cuantía de iodo 127 allí presente le permitió averiguar cuánto iodo 129 tuvo que haberse formado en la estrella de donde procedía. Cálculos basados en estas cantidades y en el semiperíodo del iodo 129 le indicaron qué cantidad de este «reloj de iodo» había «agotado la cuerda» entre la formación del elemento mismo y la del meteorito.

El intervalo así obtenido resultó ser de unos cien millones de años; por tanto, la fecha antes citada, de 4.6 miles de millones, habría de ser 4.7 por el origen primitivo de los elementos. Merrihue, discípulo de Reynolds, estudió este intervalo de cien millones, y en un trabajo publicado en el «Journal of Geophysical Research», midió el contenido de xeno 129 del meteorito canadiense de Bruderheim e investigó el intervalo de formación global del ejemplar, que resultó ser de treinta y cinco millones de años, notablemente menor que en otros ejemplares; pero halló que los cóndrulos encerraban

una cantidad considerablemente mayor de xeno 129 que el resto de la masa total, indicio manifiesto de que se formaron en una época en que abundaba mucho más el todo 129 que al tiempo de materializarse los demás elementos minerales del conjunto, lo cual, por otra parte, está en contradicción con la teoría de que las condritas son el resultado de una actividad volcánica en el seno de un planeta primitivo.

Merrillue está tratando ahora de determinar los intervalos específicos de formación para los cóndrulos y para los demás minerales del ejemplar, a fin de reconstruir todo el proceso; los resultados preliminares de este trabajo sugieren que los cóndrulos, englobados en estos meteoritos litófilos, parecen haber sido los primeros materiales sólidos materializados en la nube cósmica de donde procede el sistema solar (11).

Confirman lo dicho otros trabajos independientes, fundados en la medida del contenido y composición isotópica del Os en varios meteoritos, donde las relaciones Os/Re y Os 187/Os 186 varían lo suficiente para que sea aplicable el método de datación Re 187/Os 187; asimismo se ha determinado en minerales terrestres comunes de Os la composición isotópica donde las variaciones Os 187/Os 186 son mayores que en los minerales ordinarios de Sr. El semiperiodo del Re 187 todavía no está determinado con certeza, pero tomando el valor probable más reciente, de $4.3 \cdot 10^{10}$, los resultados están de acuerdo con la hipótesis de que los meteoritos, así litófilos como siderófilos, y la misma corteza terrestre, se formaron aproximadamente hace $4.5 \cdot 10^9$ años (7).

A veces los resultados difieren entre sí, aunque, desde luego, por diferencia de métodos en materia tan difícil de unificar; ya en otra reseña anterior notábamos la discrepancia entre los norteamericanos y los rusos. En un comunicado de la Academia de Ciencias de Moscú se da cuenta de que a partir de la relación Ar 36/Ar 38 en meteoritos muy diversos, siendo ésta muy diferente de la que hay en la atmósfera terrestre, se ha comparado la edad absoluta de los meteoritos, determinada por sus relaciones Pb/U, Rb/Sr y Ar/K con la obtenida por los isótopos radiactivos residuales He 3/H 3 y Ar 39/Ar 39, con el fin de averiguar si la intensidad de la irradiación cósmica para cada ejemplar durante el periodo de su vida espacial es la misma. Admitiendo que el Ar hallado en seis ejemplares férricos es todo él de origen terrestre por contaminación, la edad de 17 condriticos y 11 acondriticos, determinada por Ar 36/Ar 38 y por Ar 40/Ar 36, varían entre 0.65 y $4.5 \cdot 10^9$, para los primeros y entre 0.56 y 4.4 para los segundos (17).

También difieren algo las conclusiones deducidas del registro de partículas meteóricas por satélites rusos, provistos de paneles sensibles en la superficie exterior: la masa de las así registradas oscila entre $8 \cdot 10^{-8}$ y $2.65 \cdot 10^{-8}$ gramos, con energía de 10^4 - 10^5 erg., admitiendo una velocidad de 40 km/s. La máxima frecuencia de impactos fue de $4.11/m^2/s.$; pero en los dos días si-

guientes descendió a $4 \cdot 10^{-3}$ y más tarde a $5.3 \cdot 10^{-4}$; la variación parece radicar, más bien que en la diferencia de altitud, en la posición que ocupa el aparato en su órbita: desde luego se ignora la causa de ese máximo de frecuencia (13).

Al dar cuenta de sus investigaciones arriba citadas, hacía notar Reynolds en 1960 que el problema de suyo árduo de averiguar la edad de los componentes del sistema solar y del conjunto global del mismo, lejos de requerir enormes y potentes telescopios, se iba a resolver con medios relativamente sencillos y modestos en el laboratorio, gracias a la facilidad con que los gases nobles pueden ser analizados en condiciones especialmente favorables, en comparación con otros cuerpos químicos, y porque en diversas porciones de los meteoritos han quedado marcadas las huellas de las vicisitudes por que han pasado en el decurso de miles de millones de años; pero sobre todo por el hecho de que algunos de estos gases, ya muertos radiactivamente hace muchísimo tiempo, han dejado herederos capaces de contarnos la historia familiar completa.

En la «química especial» de un gas noble se reduce extraordinariamente el margen de error por contaminación, inevitable cuando se trata de sustancias no inertes: se comienza por fundir el ejemplar meteórico en el vacío, se expone el gas resultante al óxido de cobre caliente, luego a un filtro enfriado con aire líquido, y a continuación pasa a otro caliente con algunos miligramos de calcio o titanio; todos los elementos que no sean gases nobles, o se hielan o se combinan con el calcio o el titanio, de modo que al fin quedan perfectamente aislados y dispuestos para ser sometidos al espectrómetro de masas. En condiciones típicas la presión reinante en el medio analítico es del orden de una milmillonésima de atmósfera, y la proporción posible de gases extraños viene a ser una millonésima por cm^3 , de modo que si se trata del aire atmosférico, el 1 por 100 será Ar, principalmente Ar 40, y, por tanto, el nivel de contaminación para el peso atómico 40 será una cienmillonésima dentro de una unidad de volumen, o sea $3 \cdot 10^{11}$ átomos, lo que significa una diezmilésima de la ordinaria tratándose de otros elementos químicos; naturalmente, para los gases nobles menos abundantes el grado de contaminación resulta todavía menor: para el neón, kripto y xeno las cifras respectivas son 500 millones, 30 millones y 2 millones; el helio es un caso especial, por razón de difundirse fácilmente en sólidos calientes.

La comprobación espectacular de que los rayos cósmicos producían He 3 en los meteoritos vino en 1752, cuando en las universidades de Oxford y Durham se midió en ellos la proporción He 3/He 4 que resultó ser de 1/3 en ejemplares de este género, en posición a lo que sucede en el aire atmosférico, donde es de uno a un millón; otro tanto se descubrió dos años más tarde respecto del neón y sus isótopos de masa 20, 21 y 22, en los que la relación era 350/1/34; y parecidos resultados se obtuvieron con el Ar. Así

fue posible determinar con gran exactitud el tiempo de exposición a los rayos cósmicos antes de llegar a la Tierra: bastaba medir la cantidad de He 3 y dividir por el ritmo de radiación cósmica. En diversos ejemplares las edades de exposición eran muy diferentes: para la mayor parte de los litófilos es de algunas docenas de millones de años, con valores extremos comprendidos entre 4 y 90; en cambio, los siderófilos tienen edades mucho mayores, con 600 millones por término medio y algunos máximos de $1,7 \cdot 10^9$.

Tales edades representan a veces períodos discontinuos, debido a fragmentaciones sucesivas a partir del estado o fase inicial planetaria o planetoidal, fase primera en que los materiales circundantes los protegían de la radiación exterior; y ello explica fácilmente la diferencia notada entre siderófilos y litófilos, ya que éstos son naturalmente más frágiles.

Dos ejemplares, el de Grant y Carbo, en que se estudió la distribución interior del He 3, permitieron averiguar que el primero llegó a la Tierra casi en su tamaño original, mientras que el segundo perdió la mitad de su masa en nuestra atmósfera; sometidos luego a datación por el contenido de Ar/K, se obtuvo la época de cristalización inicial, con resultados coherentes del mismo orden de magnitud, es decir, entre 4 y $4,5 \cdot 10^9$ años; los métodos del uranio y del Rb/Sr añadieron una décima más, correspondiente al tiempo anterior de la fase planetaria. Estudios posteriores a base de iodo/xeno acabaron de confirmar estas cifras, como queda dicho, y actualmente las técnicas se van perfeccionando, sobre todo en orden a apurar con exactitud los semiperíodos respectivos en que hay todavía alguna pequeña duda; que el tiempo transcurrido entre la formación primitiva del sistema solar en cuanto a sus elementos constituyentes y el de la desmembración meteórica fue relativamente corto, es ya cosa cierta, y, por tanto, queda completamente descartada la antigua hipótesis que asignaba miles de millones de años de intervalo entre el origen de los elementos y la constitución de los planetas (15).

COSMOGONÍA METEÓRICA

El día en que se llegue a esclarecer del todo el origen de las condritas meteóricas, se tendrá probablemente la clave de la historia de estas aportaciones extraterrestres. Hoy parece claro que en un tiempo fueron como pequeñas gotas dispersas de materiales fundidos, y según se ha demostrado, pudieron ser condensaciones supervivientes, cuya fecha de origen nos lleva, como hemos visto, a la del mismo sistema solar; todos los planetas serían, pues, acreciones posteriores de esta clase de planetésimos. Si se admite tal proceso, se puede esbozar una clasificación química entre los planetas: cualitativamente la naturaleza de los materiales condensados variaría con la distancia al Sol, exactamente como lo requieren las respectivas densidades planetarias;

asimismo se pueden proponer dos clases de mecanismos de acreción: el de atracción magnética y el de la electrostática (18).

Por otra parte, la naturaleza de los materiales bituminosos hallados en algunas condritas y en particular los compuestos del carbono que de hecho se han hallado en ellas, pudiera tener este origen: en el curso de la evolución planetaria los materiales más ligeros, incluido el oxígeno, vienen preferentemente a la superficie, y los minerales oxigenados reaccionarían en una atmósfera reductora, por lo menos en sitios donde reinara una elevada temperatura, por ejemplo, en los volcanes: si se forma metano, amoníaco, vapor de agua y anhídrido carbónico, las condiciones serían propicias para la producción de los compuestos hidrocarbonados que hoy hallamos en los meteoritos (9). Es de notar, como veremos más abajo, que esta explicación no cuadra de un modo general con todas las especies analizadas, y en particular con los cóndrulos de las condritas.

Ante la especial actividad científica desarrollada últimamente a propósito de los productos de radiactividad extinguida hoy, así en los meteoritos como en nuestra atmósfera, y que se admite haber estado presente en el medio interestelar cuando comenzó la condensación de que es fruto el sistema solar, es natural que hayan surgido hipótesis nuevas o que hayan sido reformadas algunas antiguas; la base de la investigación consiste, como sabemos, en la determinación de la cuantía anómala de ciertos isótopos, para deducir la medida del tiempo transcurrido entre el principio de aquella condensación y el fraccionamiento químico dentro del sistema en cuestión.

El contenido radiactivo del medio interestelar depende de la historia previa de la nucleosíntesis galáctica, cuyo mecanismo se pretende reconstruir mediante la edificación teórica de un modelo de actividad estelar a través del proceso histórico galáctico, y sus parámetros habrán de estar determinados por la abundancia relativa de isótopos típicos, cuales son principalmente el uranio y el torio. He aquí una de las tentativas de reconstrucción de tal proceso para el sistema solar.

Si la principal fuente de calor, necesaria para fundir el hierro meteórico es el Al 26, el intervalo requerido entre la condensación primigenia y la formación y aislamiento térmico de las masas meteóricas tiene que ser menor de $6 \cdot 10^6$ años; la presencia anómala de Ag en los meteoritos férricos indica que el intervalo hasta la solidificación del Fe en la masa original (parent body) es de $2 - 4 \cdot 10^7$, y la del xeno asimismo arguye un período del orden de $1,5 \cdot 10^8$ hasta terminar la difusión del xeno en dicha masa. A su vez, el contenido anómalo de xeno en nuestra atmósfera indica que no retuvo este elemento hasta 10^8 años después de su difusión dentro de la masa meteórica primigenia y que aproximadamente un 30 por 100 de él estuvo en un tiempo formando parte del Sol.

Por lo demás, una nube interestelar hubo de ser forzosamente bastante

densa, del orden de mil átomos de H por cm^3 y al mismo tiempo suficientemente masiva, por lo menos de mil masas solares, antes de poder sufrir un colapso gravitacional; llegaría a la necesaria inestabilidad por la acción de una presión externa desusadamente grande, que produjera el colapso y la fragmentación en el plazo de un millón de años. La evolución subsiguiente en protoestrella sería ya rápida: el colapso de sus masas tendería a la formación de un disco nebuloso cuya evolución y disipación tardaría a lo más pocos millones de años en verificarse. La escala cronológica así expuesta coincide bien con las pruebas aducidas de la radiactividad meteórica (2).

Porque, en efecto, el análisis y datación de las condritas y especialmente sus cóndrulos constituyen hoy para los investigadores la clave del enigma cosmogónico respecto de nuestro sistema solar: si semejante materia planetaria no está actualmente en la misma forma exactamente que tenían cuando los planetas tomaron su primer modo definitivo de coalescencia, por lo menos no distan mucho de ello ni ha habido importantes fases intermedias; tal es el resultado de los últimos estudios realizados, el más reciente de los cuales al escribirse estas líneas (noviembre, 1963) es el que a continuación resumimos y que se publicó en octubre del mismo año.

La primera idea de que las condritas representaban un material primitivo en el orden planetario, nació del mero hecho de su procedencia extraterrestre; pero ya en 1929 se dieron razones sólidas en apoyo de tal hipótesis, cuando Henry Norris Russell, en Monte Wilson, pudo comparar espectrogramas solares con los condriticos y halló una sorprendente coincidencia en cuanto a la proporción del contenido de elementos en uno y otro, especialmente en cuanto a los metálicos, lo cual fue mucho más exactamente confirmado por análisis posteriores; diríase que ambas gráficas son copia una de otra, con la sola excepción del hierro, lo que sugiere, naturalmente, que tanto el Sol como estos meteoritos proceden del mismo material primigenio, y lo que es más notable, han permanecido invariables desde entonces.

Ahora bien, si las condritas hubieran estado sometidas a algún proceso de fusión o alteración erosiva, como sucedió en la Tierra, ello acarrearía segregaciones y heterogeneidades en gran escala que introducirían modificaciones aun de unas a otras condritas entre sí, y las diferencias serían semejantes a las que hay entre la atmósfera solar y los minerales terrestres. Más aún: en 1930 los trabajos espectroscópicos de Ida y Walter Noddack, en Alemania, adujeron nuevos argumentos, al descubrir en las condritas cuerpos químicos en pequeña cuantía, pero mucho mayor que las trazas que de ellos suelen contener las rocas de nuestra corteza. Se trataba de elementos litófilos (que tienden a asociarse con silicatos y óxidos), calcófilos (que lo hacen con sulfuros), y siderófilos (que se asocian con minerales férricos); ahora bien: si las condritas hubieran sufrido fusión en un planeta o plane-

toide, todos ellos se hubieran segregado de la masa primigenia, como lo han hecho en la Tierra.

Las técnicas de datación han demostrado, no solamente la enorme antigüedad de las condritas, sino también que han permanecido en estado de cuerpos fríos e inertes durante casi todo este largo tiempo; particularmente las proporciones citadas iodo/xeno prueban que esas condritas estaban sometidas a temperaturas muy bajas cuando aún contenían iodo 129 y que permanecieron frías desde entonces, porque de otro modo el calor hubiera disipado el xeno 129 que se iba formando con relativa rapidez (su semiperiodo no llega a los diecisiete millones de años); por tanto, el intervalo entre la formación primitiva del iodo 129 y el enfriamiento final de las condritas, no pudo ser mayor de los cien millones, y si hubo algún proceso de altas temperaturas, solamente pudo tener lugar durante el 2 por 100 de la vida total condritica. Ellas serían quizá los planetésimos, que según las teorías más verosímiles y preferentes admitidas entre los astrofísicos de hoy, formaron por agregación los planetas actuales.

La técnica microscópica permite examinar fácilmente la estructura interna de los minerales mediante delgadísimas secciones cementadas al portaobjetos, que las hace perfectamente transparentes; las microfotografías así obtenidas muestran que las condritas son algo completamente diferente de los minerales terrestres: están compuestas principalmente de olivina y piroxenos, con silicatos de hierro y magnesio y pequeñas cantidades de feldespatos, sulfuros de hierro y a veces esa aleación de ferromquel característica de los meteoritos. Este examen óptico ha permitido deducir dos importantes conclusiones acerca de la historia de las condritas:

En primer lugar, se ha visto que los cóndrulos son mucho más conspicuos en unos ejemplares que en otros: a veces están muy definidos y aparecen embebidos en una matriz negra opaca; en otros son escasos y difíciles de distinguir del material que los rodea, de suerte que toda la masa presenta una granulación uniforme: entre ambos extremos se dan todos los términos medios en cuanto a la diferenciación. Ahora bien: sabemos que cuando las rocas o metales han estado durante meses o años sometidos a elevadas temperaturas, aunque sin llegar a la fusión, la contextura primitiva es reemplazada por sistemas cristalinos más gruesos: esta recristalización o metamorfismo ocurre dentro del estado sólido. Los técnicos en petrografía concluyen que todas las condritas han contenido cóndrulos bien definidos, pero que algunas han sufrido tal recristalización por la acción del calor, probablemente en el seno de algún planeta o planetóide al que se agregaron cuando eran planetésimos.

La segunda deducción se refiere a los mismos cóndrulos: en algunos hay cristales, señal de que alguna vez fueron fundidos y luego rápidamente enfriados: esto ocurre tan sólo en condritas relativamente incristalizadas, de

modo que la fusión no puede explicarse por el proceso anteriormente descrito. Así, pues, la presencia de cristales, el carácter anhidro de los cóndrulos, la contextura ígnea de algunos de ellos y su misma figura esferoidal son otros tantos indicios que en un tiempo fueron como gotas dispersas de silicatos fundidos, de suerte que algunas o todas hubieron de enfriarse rápidamente en cuestión de minutos o acaso segundos: de aquí la hipótesis propuesta de un origen volcánico, contra la que ahora prevalece más la de un orden inverso, o sea, de que son partículas primigenias de los que proceden los planetas.

Hay una objeción contra esta segunda teoría: la difícil explicación de esa elevada temperatura, aunque por breve tiempo, si ello hubo de ocurrir en el espacio libre; pero según los modelos cosmogónicos más admitidos en la actualidad, no es insoluble. En efecto, es razonable admitir que cualquier sistema planetario es el resultado de una condensación de nubes de gases y polvo interplanetario, procedentes de estrellas que sabemos los emiten y dispersan en el seno de las galaxias: recientes resultados de observaciones radioastronómicas nos han revelado gran parte de este proceso: el hidrógeno, helio y neón flotan en el espacio intergaláctico, comprendido entre ellos el nuestro, con una densidad media de una partícula por cm^3 , pero en manera alguna uniforme: hay regiones más pobladas que otras, y en ellas puede producirse el llamado colapso gravitatorio, en que la mutua atracción vence otras fuerzas antagonistas que tienden a disipar la materia cósmica; si a ello añadimos el momento angular o *spín* procedente del mismo movimiento general galáctico, tendremos todos los elementos necesarios para explicar las famosas discontinuidades a que forzosamente se acude para dar razón de las condensaciones a que deben su origen muchos cuernos celestes.

En estas nubes parciales el colapso continúa cada vez más acusado, la temperatura crece al actuar de pantalla los materiales exteriores, y llega a formarse un protosol como el nuestro, cuyo seno adquiere las proporciones suficientes para hacer de él una estrella con reacciones de fusión en el núcleo. Entre tanto, los cóndrulos restantes se ven sometidos a la acción radiante del protosol mucho más activa y violenta entonces que en el estado definitivo de estrella estable; y esta acción es de dos clases: la emisión de partículas o viento solar tal como lo conocemos hoy, pero mucho más intenso (lo que explica la radiactividad extraordinaria operada en los cóndrulos), y las olas de choque productoras a su paso de considerables aumentos de temperatura, que vienen a ser algo semejante a lo que hoy hacen las fulguraciones solares, pero en grado superior.

Así, pues, se concibe la formación de nuestro sistema, no como antes, por emisión de materiales estrictamente solares que se desprendieron para constituir los planetas, sino como procesos semejantes al que ocurrió en el

protosol, que se reprodujo en menor escala respecto de los planetas, que por tanto, resultan ser, no hijos del Sol, sino hermanos menores, y como tales sometidos a su influjo gravitatorio, como lo están el día de hoy (19).

BIBLIOGRAFÍA

- (1) BRIGGS, H. H. (1963): *Properties of the organic microstructures of some carbonaceous chondrites*. «Nature», vol. 195, núm. 4.846, págs. 1076-1077.
- (2) CAMERON, A. G. W. (1962): *The formation of the sun and planets*. «Icarus», vol. 1, núm. 1, págs. 13-69.
- (3) FITCH, F. W. and ANDERS, E. (junio 1963): *Organized element: Possible identification in Orgueil meteorite*. «Science», vol. 140, págs. 1097-1099.
- (4) GEISS, J. et al. (1960): *Radiation ages of chondrites*. «Zeitsch. f. Naturforschung», volumen 15, A, núm. 11, págs. 1016-1017.
- (5) GEISS, J. and OESCHGER, H. (1960): *The impact of cosmic radiation in meteorites*. «Space Research», Amsterdam, N. Holl. Publ. Co., págs. 1071-1079.
- (6) HEMENWAY, C. L. and SOBERMAN, R. K. (1962): *Studies of micrometeorites from a recoverable sounding rocket*. «Astr. Journ.», vol. 67, núm. 5, págs. 256-268.
- (7) HERR, W. et al. (1961): *Versuch zur Datierung von Eisenmeteoriten nach der Rhenium/Osmium Methode*. «Zeitsch. f. Naturforsch.», vol. 16, núm. 10, págs. 1053-1058.
- (8) HEYMANN, D. and FLUIT, J. M. (1962): *Sputtering by 20 kev. Ar + ions at normal incidence on meteorites*. «Journ. Geoph. Research», vol. 67, núm. 7, págs. 2921-2924.
- (9) KREJCI-GRAF, K. (1962): *Organic substances in meteorites*. «Umschau», vol. 62, número 8, págs. 249-250.
- (10) MASON, B. (marzo 1963): *Organic matter from space*. «Sc. Amer.», vol. 208, núm. 3, págs. 43-49.
- (11) MERRIHUE, C. M. (marzo 1963): *Oldest solids*. Ib., vol. 20, núm. 3, págs. 72-74.
- (12) NAGY, B. et al (1962): *Organic particles embedded in minerals in the Orgueil and Ivuna carbonaceous chondrites*. «Nature», vol. 193, núm. 4.821, págs. 1129-1133.
- (13) NAZAROVA, T. N. (1960): *Investigation of meteoric particles on the third soviet artif. satell.* «Planet and Space Science», vol. 8, núm. 2, págs. 82-85.
- (14) NININGER, H. H. (enero 1963): *Meteorite with unique features*. «Science», vol. 139, páginas 345-347.
- (15) REYNOLDS, J. H. (octubre 1963): *The age of the solar system*. «Sc. Amer.», volumen 203, núm. 5, págs. 171-182.
- (16) UTECH, K. (1962): *Frequency of meteorite falls throughout the ages*. «Nature», vol. 193, núm. 4.810, págs. 56-57.
- (17) VINOGRADOV, A. P. (1960): *On argon in meteorites*. «Akad. Nauk. SSSR-Meteorica», núm. 18, págs. 92-97.
- (18) WOOD, J. A. (1962): *Chondrules and the origin of the terrestrial planets*. «Nature», volumen 194, núm. 4.824, págs. 127-130.
- (19) -- (octubre 1963): *Chondrites and chondrules*. «Sc. Amer.», vol. 209, núm. 4, páginas 64-82.

JOAQUIN DEL VALLE DE LERSUNDI y JUAN JOSE GARCIA RODRIGUEZ

MEMORIA ACERCA DE LA ORGANIZACION Y RESULTADOS LOGRADOS EN EL IX CAMPAMENTO PARA PRACTICAS DE GEOLOGIA «TORLA 1963»

Este último verano han vuelto a tener lugar los campamentos para prácticas de Geología, con base en Torla, efectuando estudios en los valles del Ara y Ordesa y en las zonas altas situadas al norte de este último valle. Tuvimos que cambiar las fechas de comienzo, amoldándolas a las de los exámenes de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, por lo que la apertura del campamento tuvo lugar el 5 de julio y la clausura el 23 del mismo mes, dispersándose los componentes el 24.

El IX Campamento estuvo compuesto por 32 alumnos y cuatro instructores. El profesor Ríos acudió con mucha ilusión al campamento, pero una serie de circunstancias desgraciadas le obligaron a abandonarlo, con gran pesar por nuestra parte (y también por parte suya). Actuaron como instructores el señor Martínez Collado, encargado de Práctica de Geología de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, y los ingenieros del Instituto Geológico y Minero, García Rodríguez, Rey Jorissen y Valle de Lersundi. El alumno de la Sorbona señor Vilá hizo también prácticamente el papel de monitor en el equipo que le correspondió trabajar, pues tenía ya bastante soltura en el trabajo de campo.

Los alumnos procedían (por orden del número de participantes), de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, Universidades de Granada, Oviedo, Durham, Sorbona y Madrid, y Escuela de Minas de Camborne. Este es el primer año que asisten alumnos procedentes de las Universidades de Oviedo, Sorbona y de la Escuela de Minas de Camborne. También debemos añadir un pabellón más a la lista de nacionalidades de procedencia de los asistentes a estos campamentos. El alumno nigeriano señor Olinze ha representado dignamente a su nación, por el interés que puso y por sus dotes de trabajo y simpatía.

Una vez más debemos agradecer a Dios el no haber tenido accidente alguno, a pesar de la dureza de la zona. Hubo algunas indisposiciones y los primeros días bastantes ampollas, rozaduras y agujetas, como otros años,

pero afortunadamente nada más, y como en todos los años anteriores, no hubo que lamentar nada serio.

ORGANIZACIÓN DEL TRABAJO

En este campamento hemos continuado el trabajo en la misma zona del año último, añadiendo la zona alta comprendida entre el Gabieto y Monte Perdido, situada al norte del valle de Ordesa. En la zona reconocida parcialmente el año pasado, el área encomendada a cada equipo se aumentó de forma que el valle alto del Ara, distribuido en tres zonas en el VIII Campamento, se dividió en dos solamente en este último. Para estudiar la parte situada al norte del valle de Ordesa se destinaron cuatro equipos divididos en dos grupos de dos, encomendándose a uno de ellos el estudio de la parte occidental, a partir del barranco de Cotatuero, y al otro la oriental, que incluía el Monte Perdido. Se dedicaron otros dos equipos a la parte sur del valle de Ordesa, y, por último, se formó un equipo móvil, que se movió de una a otra zona.

Los equipos que trabajaron en la zona más alta del valle del Ara realizaron salidas de cuatro días, descansando luego dos consecutivos en Torla. Los demás hicieron salidas de dos días, teniendo luego uno de descanso como otros años.

Gracias a la amabilidad del Ayuntamiento de Torla, pudimos contar con una de las aulas de la escuela pública de aquel Municipio donde realizar nuestras reuniones. Los primeros días se dedicaron estas reuniones, aparte de a la organización de los equipos y explicación de las normas de trabajo, a instrucción general sobre la marcha del campamento, a dar unas charlas sobre las características geológicas generales del Pirineo central. Cuando comenzó el trabajo individual de los distintos equipos, una vez terminadas las jornadas de entrenamiento, se siguieron realizando las reuniones en los días de descanso, y en ellas un representante de cada equipo hacía el resumen de lo que habían visto y las conclusiones a que habían llegado. Estas reuniones que obligan a que cada equipo prepare una comunicación, para lo cual tienen que dedicar parte de la jornada de descanso a trabajos de gabinete, creemos que tiene varias ventajas para el alumno: la primera, el tener adelantado el trabajo de gabinete para la presentación de la Memoria de cuarto curso (para los alumnos de Minas); también el poder darse cuenta de la parte del trabajo que llevan realizado y lo que les falta para terminar, de forma que se pueden seleccionar mejor los itinerarios, y, por último, que, al recapitular sobre los datos tomados en el campo y tener que utilizarlos en cortes y en cartografía, pueden aprender a valorar éstos y a seleccionarlos en el trabajo de campo. La idea de realizar estas reuniones se la debe-

mos al profesor Fontboté, que la llevaba a cabo en el campamento que organizó la Universidad de Granada la primavera pasada en Diezma, donde vimos las ventajas que podía reportar, y decidimos incorporarla a nuestros campamentos.

El último día se hizo un resumen general de los resultados obtenidos en este IX Campamento en una reunión de clausura del mismo.

Respecto a la marcha de los trabajos, el día 5 de julio tuvo lugar la recepción de los alumnos, distribución por equipos y entrega de materiales. El 6, la primera jornada de entrenamiento, en la que se hizo un itinerario desde el Paleozoico del valle del Ara (comenzando un par de kilómetros al norte de San Nicolás de Bujaruelo), hasta el puente de los Navarros. Por la tarde, práctica de montaje de tiendas y pruebas de infiernillos.

El día 7 se hizo un itinerario más largo, partiendo del valle de Ordesa, ascendiendo por la Senda de los Cazadores a las Fajas de Pelay, por las que continuamos hasta el puente de la Cola de Caballo, regresando por la orilla derecha del río Ordesa. El 8 se realizó por la mañana una excursión corta, de Torla a Broto por la carretera, realizando prácticas de medida de rumbo y buzamiento, y de determinación de techo y muro en el «flysch» eoceno. Por la tarde tuvimos una reunión en la escuela de párvulos, en la que se dio una charla sobre las características de las distintas formaciones vistas en las jornadas de entrenamiento y estructura general de la zona que debíamos estudiar.

El 9 fue la primera salida de trabajo, realizándose las otras en los días 12, 15, 18 y 21. El día 23 tuvimos la última reunión para dar cuenta cada equipo de los resultados obtenidos, y al final se hizo un resumen general de la geología de la zona. Luego tuvo lugar la tradicional comida de despedida, y el 24 se dispersaron los componentes.

MARCHA DEL CAMPAMENTO E INCIDENCIAS

Como éste es el segundo campamento que se realiza en esta zona, el objetivo que nos habíamos fijado era el terminar las zonas recorridas el año pasado y adelantar todo lo posible las zonas altas situadas al norte del valle de Ordesa. Los valles de Ordiso y Otal parecía que los teníamos bastante trillados y que este año bastaría detallar algo más la cartografía y la serie estratigráfica para dejarlas ya terminadas con poco trabajo. Quedaba, en cambio, la parte alta del valle del Ara y el Paleozoico de la vertiente oriental del mismo, con bastante trabajo que realizar, pero parecía posible el terminarlas este año. Respecto a la zona alta del norte de Ordesa, aunque solamente la habíamos entrevisto, al estar formada por Cretáceo y Eoceno de geología compleja pero mucho más fácil que la del núcleo paleozoico, parecía que podíamos adelantarlas mucho, si no terminarlas.

En la primera salida partió Rey con dos equipos a la parte alta del valle del Ara, permaneciendo cuatro días en aquella zona estudiando la orilla oriental del río en la imposibilidad de cruzarlo por el caudal que llevaba debido al rápido deshielo. Llegaron hasta el puerto de los Mulos y Cauterets, cartografiando con el mismo criterio que utilizábamos el año pasado en esta zona, en que las formaciones están enmascaradas por el metamorfismo. Otro grupo de dos equipos se dedicó a cartografiar el valle de Ordiso, donde el trabajo marchó bien, quedando la falda norte del pico de Ordiso prácticamente terminada. Este grupo carecía de instructor, pero la práctica de campo de Vilá le permitió realizar un trabajo efectivo. Otro grupo ascendió por las clavijas de Salaróns acompañado por Valle con objeto de estudiar la zona comprendida entre Mondaruego y Salaróns: debía progresar todo lo que se pudiera hacia el Gabieto. El paso de las clavijas fue muy dificultoso por el vértigo que sufría uno de los componentes del grupo. Pasadas las primeras clavijas, al llegar a las altas, no se sintió con ánimo de continuar e imposible el ascender. Con enorme presencia de ánimo consiguió al fin vencer el vértigo y continuar realizándose la acampada, ya en la zona alta. En la imposibilidad de volver a pasar las clavijas, hubo que regresar por Soaso, lo que limitó enormemente el tiempo útil de trabajo, estudiándose solamente ambas márgenes del barranco hasta la Catuarta. Otro equipo con García Rodríguez, estudió la serie estratigráfica desde las gradas de Soaso hasta el refugio de Goriz. Avanzaron luego todo lo que pudieron en dirección a Arrablo. Este año el agua había arrastrado el puente que había al pie de la Cola de Caballo, y había sido sustituido por unos troncos de madera atravesados en el río. El paso por estos troncos a veces produjo algunas peripecias. Por último, los alumnos restantes acompañados de Martínez Collado ascendieron al Mirador del Rey, estudiando el Eoceno y la morrena del valle de Diazas.

En la segunda salida se progresó poco a causa de las tormentas. En vista de la dificultad que se presentaba para pasar las clavijas de Salaróns a los equipos 5 y 6, éstos, acompañados de García Rodríguez, se dedicaron a estudiar la parte norte del Gabieto, ascendiendo al collado de Gavarnie. Al ascender dedicaron algún tiempo al estudio de unas formaciones negras que pensaron podían ser silurianas, en las que había restos fósiles inclasificables. Acamparon bajo la línea eléctrica de conexión con Francia, y de once de la noche a las cinco de la madrugada soportaron cinco tormentas. Empapados, recogieron el campamento y bajaron a Torla de madrugada.

Los equipos 3 y 4 trataron de estudiar el valle de Otal hasta el collado de Tendeñera, pero también fueron sorprendidos por las tormentas y tuvieron que desmontar las tiendas para tratar de protegerse del granizo con las lonas impermeables, apretados unos contra otros junto a una peña. Había un refugio más abajo, pero para alcanzarlo había que cruzar en la

oscuridad un torrente crecido. Por fin lo consiguieron, llegando al refugio a las cinco de la mañana. Al día siguiente volvieron a ascender para recuperar todo el material que habían dejado en el lugar de acampada, y ya no pudieron realizar el itinerario previsto.

Algo más afortunados fueron los restantes equipos. Los 1 y 2 estaban descansando en Torla, los 7 y 8 pudieron refugiarse en Goriz, y los que acompañaron a Martínez Collado a estudiar el valle de Diazas encontraron bordas para resguardarse.

A la vuelta de esta salida encontramos al profesor Ríos, que, terminadas las ocupaciones que le impidieron reunirse con nosotros desde el principio, había llegado a Torla. Hicimos una excursión con él a Bielsa y valle de la Pineta para planear futuros campamentos en aquella zona, tan interesante y bonita.

El día 15 volvieron los equipos 1 y 2 con Rey a la falda del Viñamala. Su objetivo era estudiar la zona comprendida entre la frontera y el río hasta el Picamartillo por el Sur. Los equipos 3 y 4, con Valle, volvieron a emprender el mismo itinerario, que fue interrumpido por la tormenta. Para abarcar una zona más amplia se dividieron, continuando un grupo con Vilá por Otal hasta el collado de Tendeñera, realizando a partir del collado el corte del Otal, descendiendo por la otra vertiente, mientras que el resto, con Valle, cruzaba por el Ordiso al valle del mismo nombre, encontrando un nuevo afloramiento de Gotlandés fosilífero, lo que permitió interpretar la estructura y obtener una columna estratigráfica detallada.

Los equipos 5, 6, 7 y 8 con García Rodríguez ascendieron por Soaso a Goriz, estudiando el Tabacol y zona próxima al refugio hacia el Oeste. Los equipos restantes con Martínez Collado hicieron un corte del «flysch» desde Linás de Broto hasta el Otal, alcanzando la caliza danés-paleocena. El 16, Valle pasó a reunirse con Rey y los equipos 1 y 2. La serie estratigráfica estudiada en el corte de Ordiso se extrapoló a la zona alta del Ara, donde se encuentra enmascarada por el metamorfismo. Al aplicar esta nueva columna a esta zona, se simplificó bastante la interpretación de las estructuras, resolviéndose éstas en un estilo tectónico muy semejante al del Paleozoico no metamórfico estudiado más al Sur.

El 18, los equipos 3 y 4 volvieron a la zona 2 para terminar el estudio de ésta. Los demás equipos, fuera del 1 y 2, que todavía se encontraban en la zona 1, ascendieron con Martínez Collado y García Rodríguez por Soaso a Goriz, donde se dividieron en dos grupos, dedicándose el primero al estudio del barranco de Goriz hacia el Oeste, y realizando el corte del Monte Perdido, al tiempo que se hacía la cartografía de la falda del Cilindro, extendiéndola hacia la Brecha de Rolando. Verificaron la existencia de un Maestrichtiense deslizado sobre el Paleoceno en varios cortes. El segundo grupo con Martínez Collado realizó un largo itinerario desde Goriz hasta Torla,

estudiando el Paleoceno y Eoceno por las zonas altas al sur del valle de Ordesa.

El día 21 se realizó la última salida. Como las zonas 2 y 5 estaban ya estudiadas y en la 1 nada se podía hacer en una salida de solamente dos días, se decidió dividir a los alumnos en dos grupos, para que uno, con Rey y Martínez Collado, hicieran una excursión por la parte sur de la Hoja de Broto, donde sospechábamos la existencia de conglomerados sobre el «flysch» eoceno, para estudiar este problema, mientras el otro, con García Rodríguez y Valle, continuaba el estudio de las zonas 3 y 4 por los llanos de Millaris y Brecha de Rolando y ascendía al Monte Perdido.

El día 23 tuvo lugar la comida de despedida en Torla, con gran animación como de costumbre. El señor Olinze tuvo el gesto agradable de asistir a la comida ataviado con un precioso traje de gala de su tierra.

RESULTADOS OBTENIDOS Y PLANES FUTUROS

La zona alta del valle del Ara debemos de reconocerla de nuevo con el último criterio stratigráfico adoptado. Con todas las observaciones ya realizadas, pensamos que el próximo año quedará terminada.

Los valles de Otal y Ordiso ya están estudiados suficientemente. Como hemos dicho, se ha encontrado nueva mancha siluriana, y la estructura de esta zona ha quedado bastante clara. En cambio, la margen opuesta del Ara en esta zona, en la que no hemos podido trabajar este año, habrá que estudiarla el próximo.

El Cretáceo y Eoceno del norte del valle de Ordesa ha quedado estudiado a falta de algún detalle. Esta zona, que era nueva en este campamento, ha resultado muy interesante. La estructura es muy complicada pero fácil de estudiar. A primera vista, la extrema complicación del Monte Perdido y del Cilindro, comparada con la aparente sencillez del Gabieto, parecía indicar que la cobertera mesozoica y terciaria ha sido más fuertemente plegada en aquéllos que en el último; pero al estudiar las estructuras con más detalle, se llegó a la conclusión opuesta. La apariencia engañosa se debe a que los ejes de las estructuras se van levantando hacia el Oeste, por lo que la erosión las ha eliminado en la parte occidental, mientras que están más completas en las Tres Soroses. Se puede ver un anticlinal tumbado en la falda del Cilindro, que hacia el Oeste se rompe, y que antes de desaparecer por la erosión está deslizado. La estructura del valle de Ordesa se ajusta también a esta idea. El este del valle consiste en un pliegue en rodilla. En la cabecera y parte central del valle se presenta como un anticlinal tumbado, y en la confluencia con el valle del Ara se encuentra ya roto y deslizado, pasando hacia el Oeste a la complicada estructura del Otal.

El próximo campamento tendrá lugar también como base Torla, pero con toda probabilidad terminaremos ya el estudio de esta zona, pasando luego a realizar el siguiente en Biescas o en la Pineta.

Y ya entramos en la organización del X Campamento. Gracias a Dios, todo ha ido bien hasta ahora y pensamos por eso celebrarlo con algún extraordinario.

JORNADAS DE ENTRENAMIENTO

Foto 1.—Grupo general en el puente de San Nicolás de Bujaruelo

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 2.—Escanciano, Nales, Alfageme, Nespral, Escudero y García González, en un puente de nieve sobre el río Arazas.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 3.—De izquierda a derecha, en pie: Pineda, Cuervo, Maldonado, Martín Pozas, González Martínez, Vilá, Suárez García, Merino, Sarachaga; sentados: Rey, Nales, Crabifosse, Scarfe, Fluxá, Alfageme, León, Albercla, Carpio, Alvarez, Suárez Suárez, Olinze, Gallegos, González-González, Valle, Guzmán y Soler, al pie de la Cola de Caballo.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 4.—Uno de los pasos de la Senda de los Cazadores, mejorado este año por el Servicio Forestal.

(Fot. García Rodríguez.)

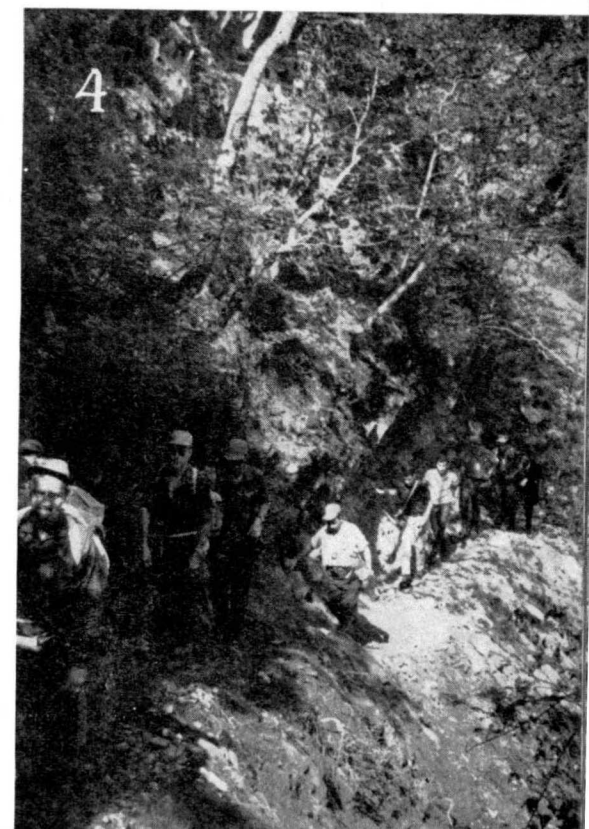
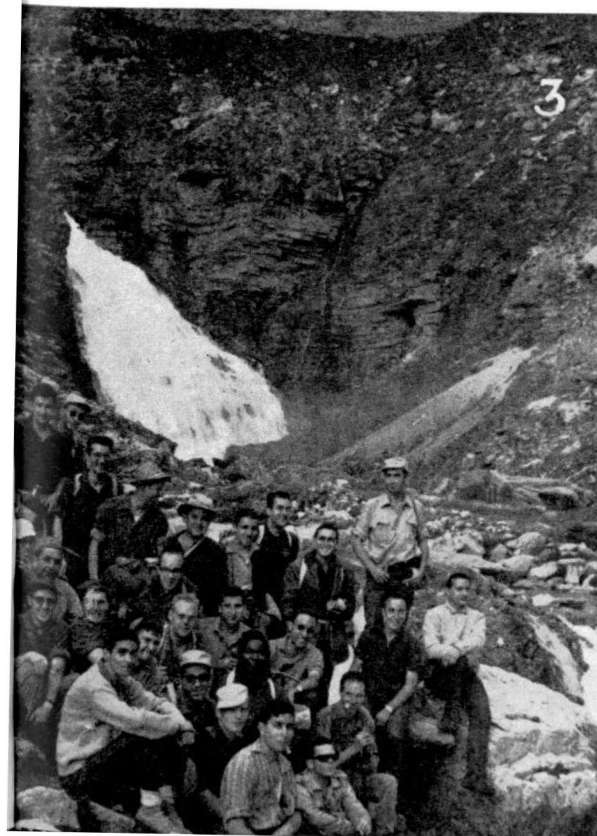
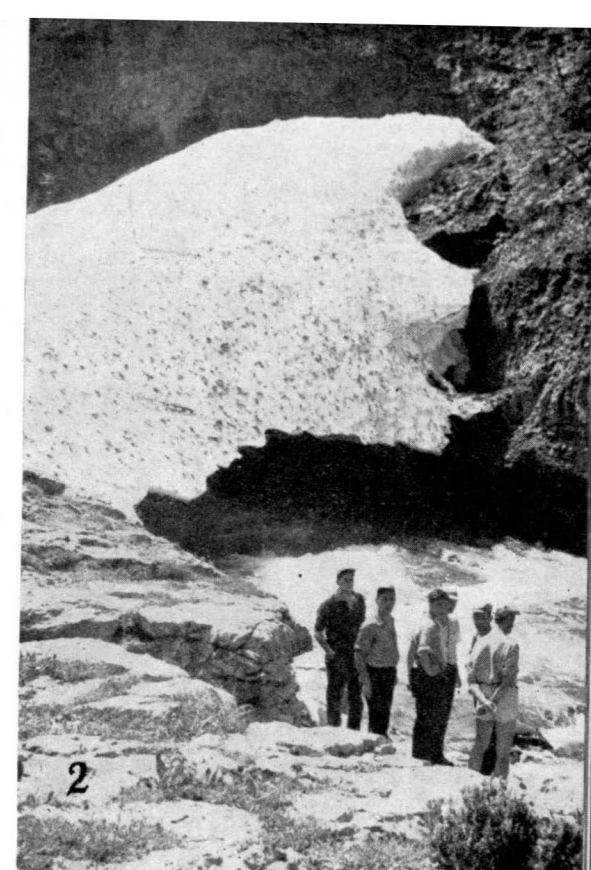
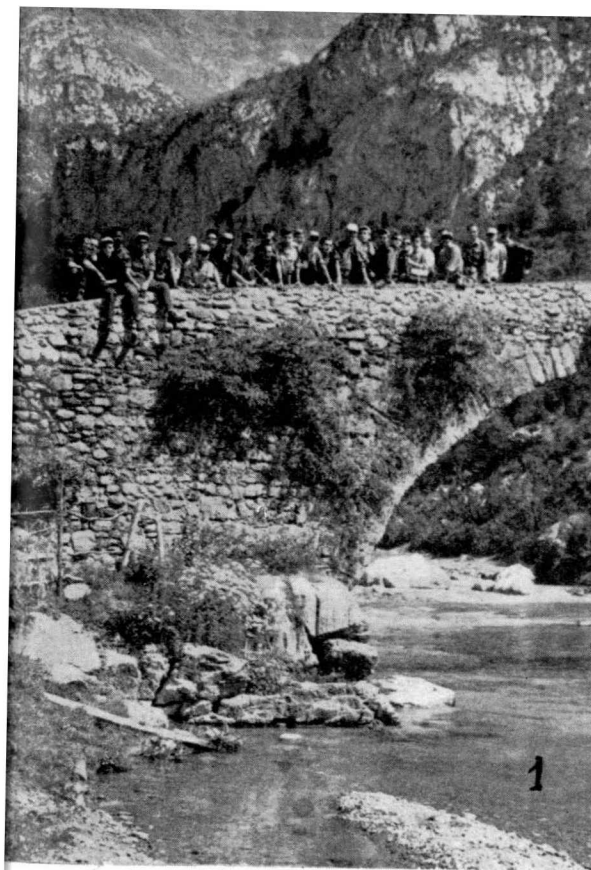


Foto 5.—Escudero, Escanciano, Fluxá, Merino, Guzmán y Carpio, iniciando la ascensión a las Fajas de Pelay.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 6.—Del Valle explica la serie estratigráfica en un descanso durante la ascensión a las Fajas de Pelay.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 7.—Comida en las Fajas de Pelay. Al fondo izquierda se aprecia el comienzo de las Gradas de Soaso.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 8.—Carpio, Suárez Suárez, González González, Nales, Alvarez, Alfageme, González Martínez, Escanciano, Rodríguez López, Maldonado, Nespral, Scarfe y Fluxá, en el camino a San Nicolás de Bujaruelo.

(Fot. García Rodríguez.)



Foto 9.—Rincón típico de Torla.

(Fot. Collado.)

Foto 10.—Olinze realiza prácticas de medida en presencia de Scarfe, Rodríguez López y Del Valle.

(Fot. Collado.)

Foto 11.—Cimas del valle de Ordesa, desde el Mirador del Rey.

(Fot. Collado.)

Foto 12.—El río Arazas se interna en el valle de Ordesa.

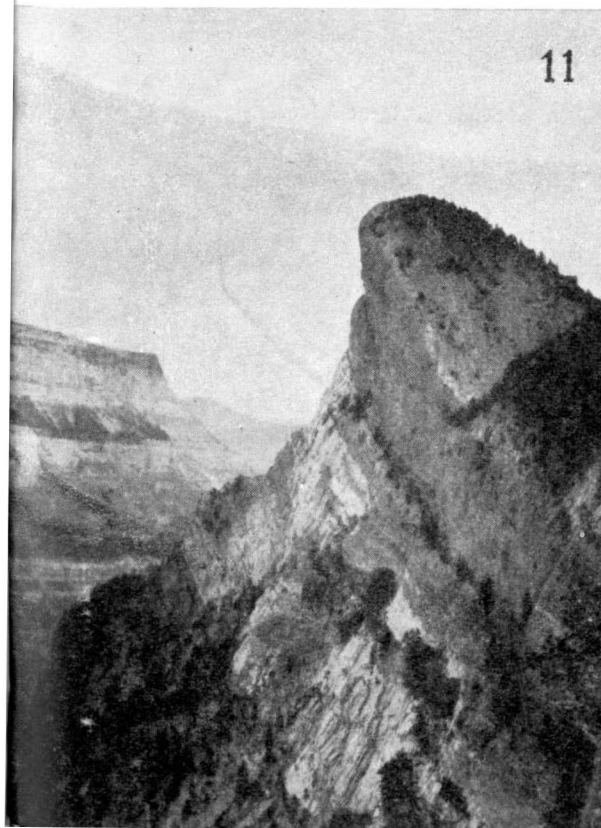
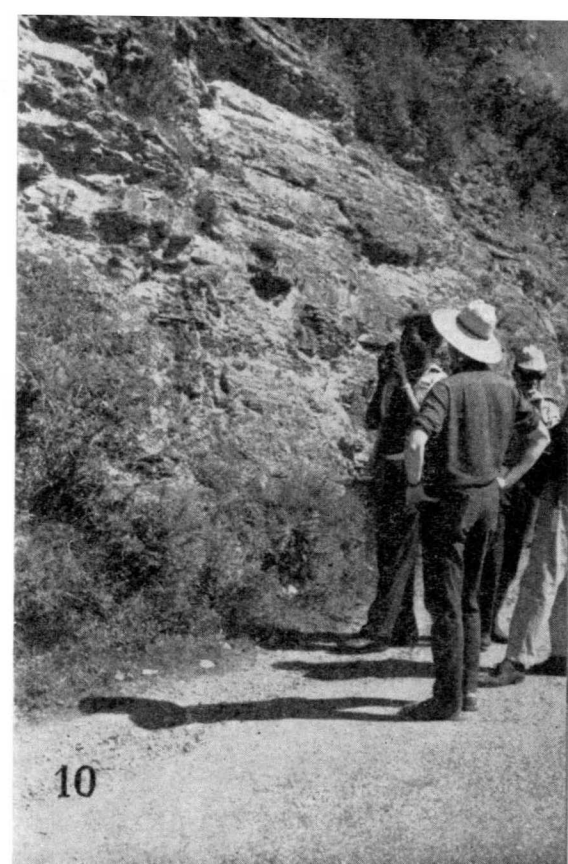
(Fot. Collado.)

Foto 13.—Alfageme, García González, Pendás y Nespral a la entrada del Estrecho, en el valle de Ordesa.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 14.—Hacia San Nicolás de Bujaruelo para iniciar el itinerario en la primera jornada de entrenamiento.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 15.—La estructura del Otal vista desde la Senda de los Cazadores.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 16.—Escanciano y Escudero en la Senda de los Cazadores.

(Fot. García Rodríguez.)

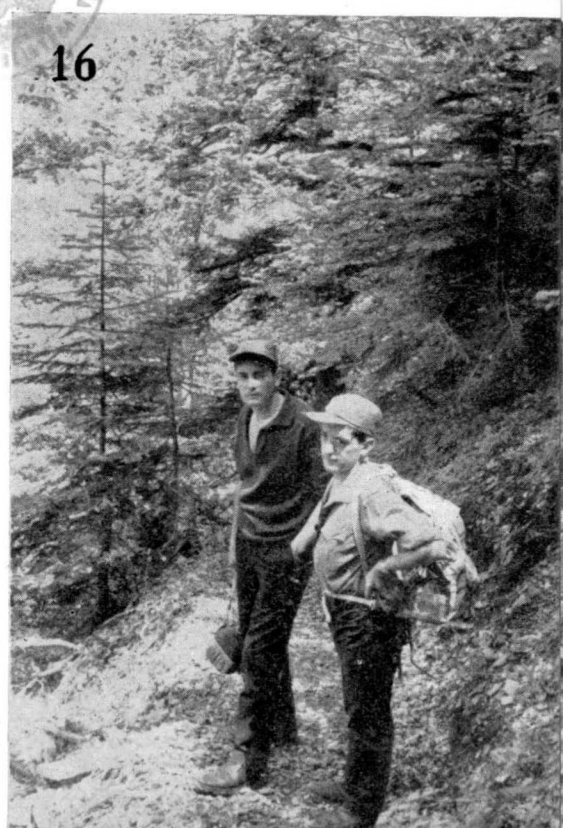
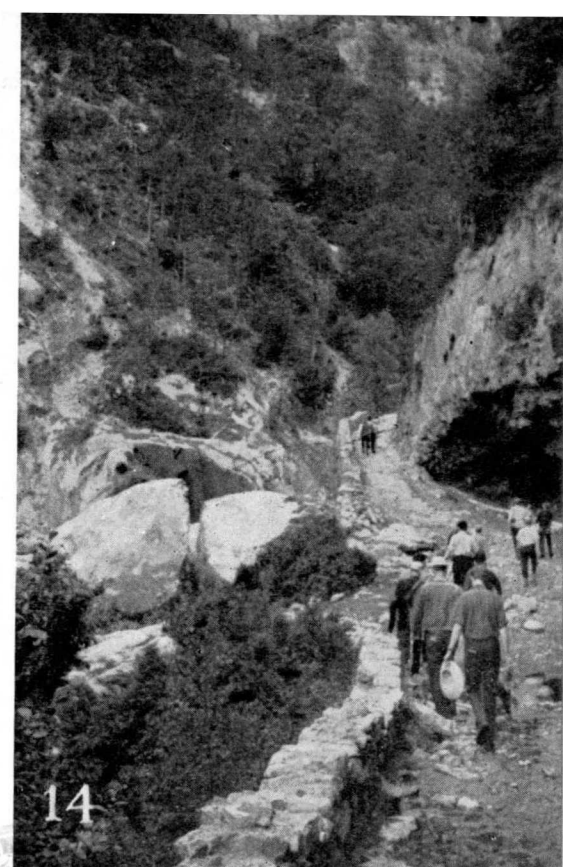
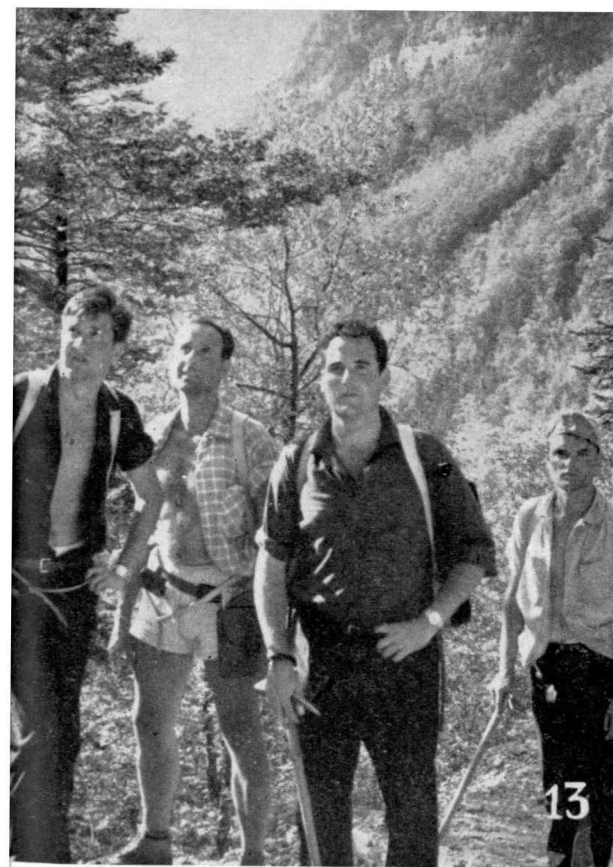


Foto 17.—Uno de los agudos anticlinales apilados en la falda meridional del Cilindro.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 18.—Circo de Cotatuero desde las Fajas de Pelay. A la izquierda, el Tabacol, en que se ve la columna estratigráfica; las formas suaves que la coronan son «flysch» y margas eocenas: primer farallón de tonos claros complejos Danés a Eoceno, bajo el tramo margoso del Maestrichiense superior, y el paredón inferior en la foto, Campaniense-Maestrichiense.

(Fot. Collado.)

Foto 19.—El Monte Perdido y el Sum: de Ramón, en el que se aprecia el apilamiento de pilares desde el circo de la Cola de Caballo.

(Fot. Nespral.)

Foto 20.—Martín Pozas, Carpio, González Martínez, Alberola, González González, León, García Rodríguez, Pinedo, Suárez Suárez y Fendás, en las proximidades del refugio de Goriz.

(Fot. Collado.)

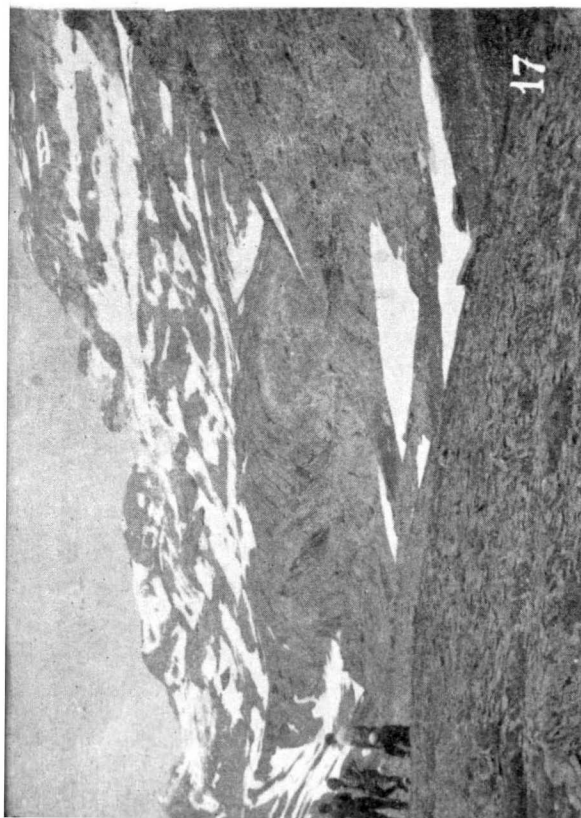
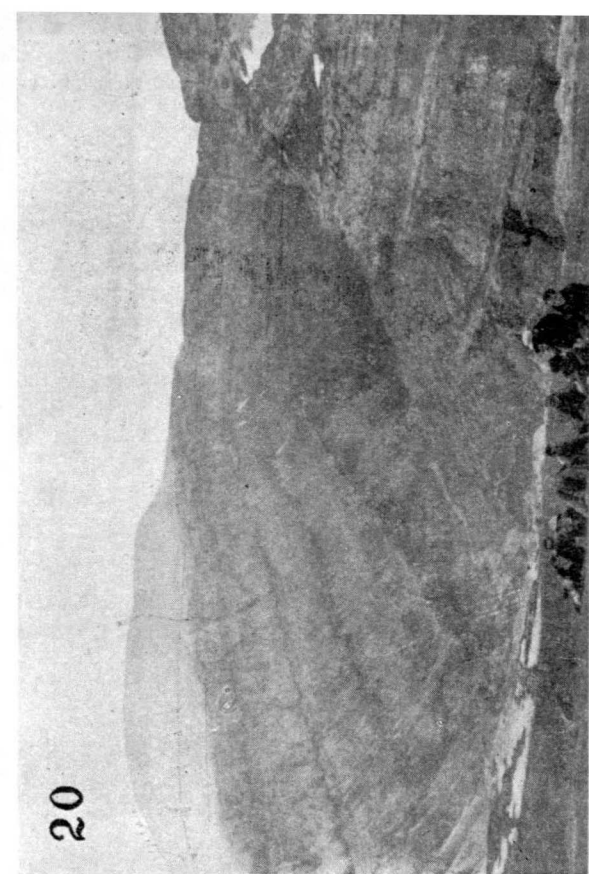
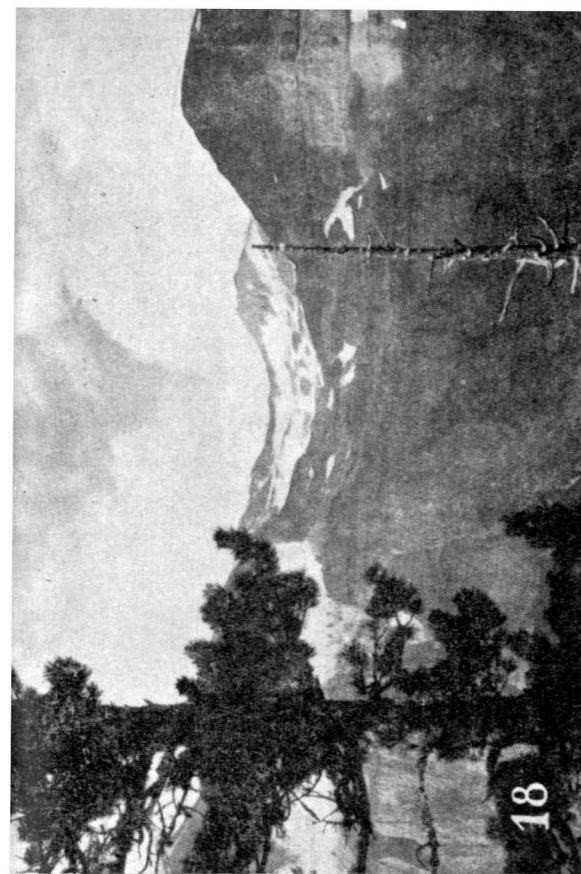


Foto 21.—Escudero, Scarfe, García González, Suárez García y Del Valle, pasando las clavijas de Soaso.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 22.—Cuervo y González González en uno de los numerosos neveros de la zona.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 23.—Paso de las clavijas de Soaso: Lapatza, Alfageme, Suárez Suárez, Pendás, Carpio y Martín Pozas.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 24.—Nespral escogiendo con cuidado un paso en su ascensión por las clavijas de Soaso.

(Fot. García Rodríguez.)

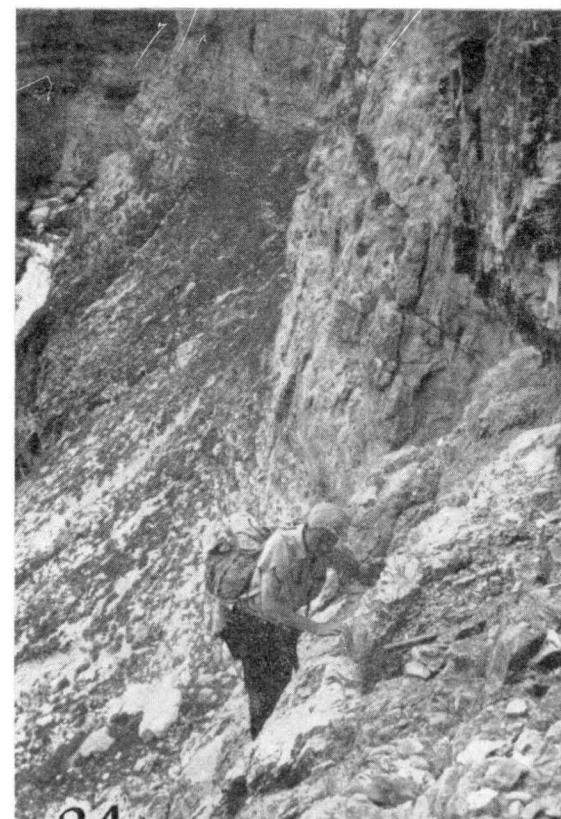
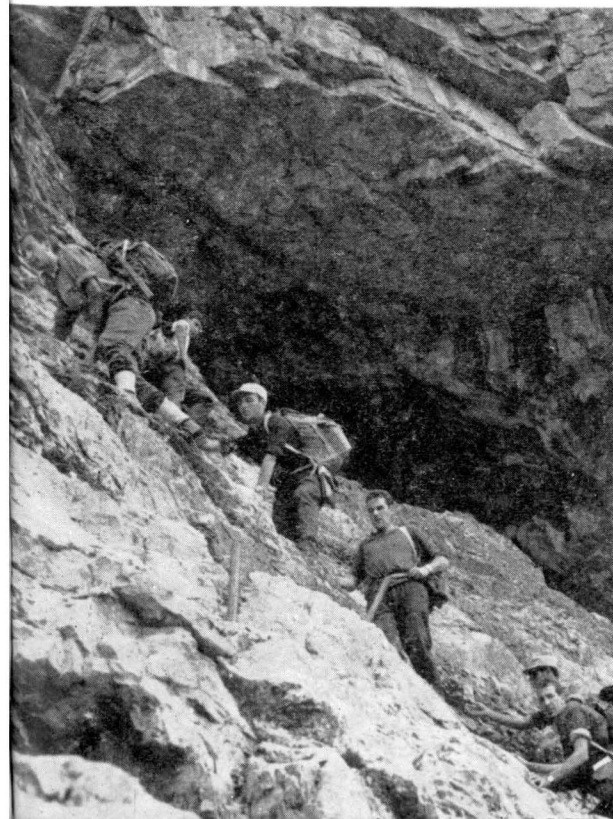
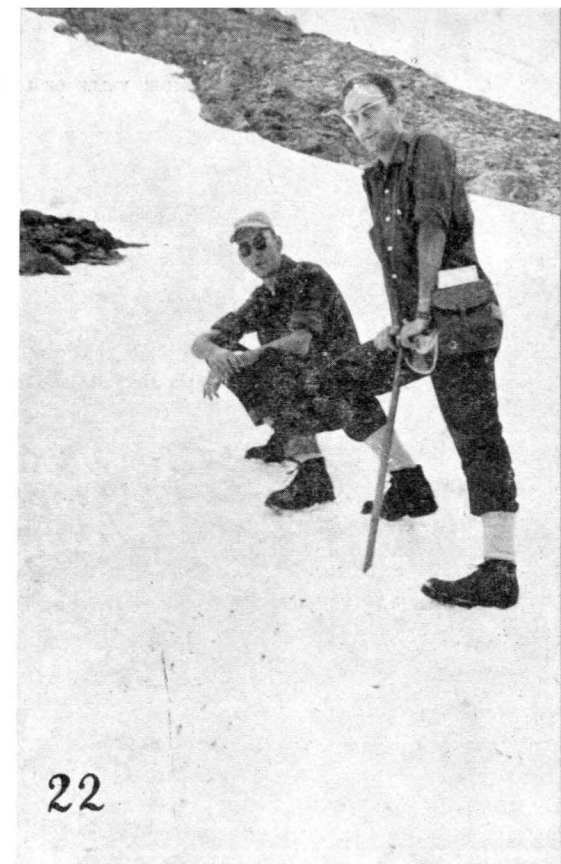
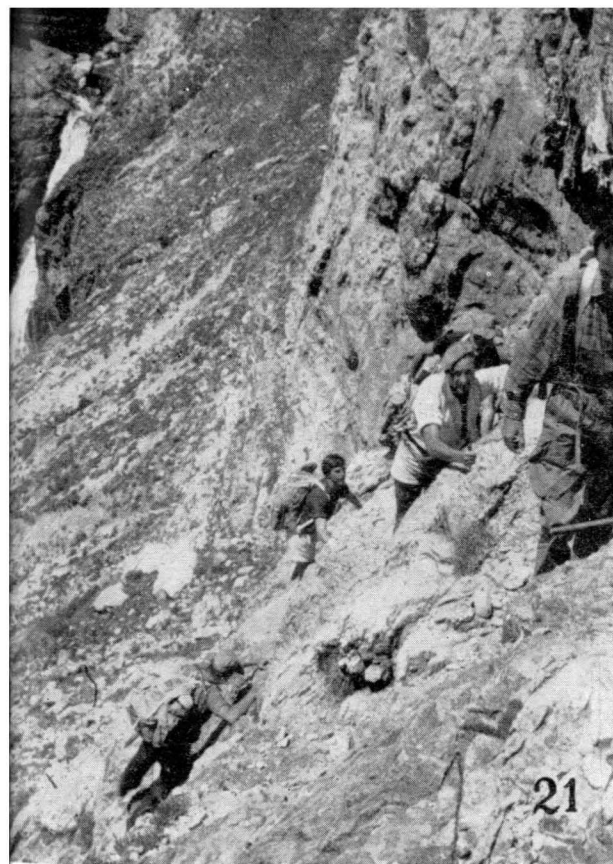


Foto 25.—Alberola aproximándose al grupo de García González, Pendás y Suárez Suárez en una plataforma de la falda del Cilindro.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 26.—Complicaciones en el «flysch» eoceno de la proximidad de la caliza de alveolinas en las cercanías de Collado del Otal.

(Fot. Collado.)

Foto 27.—El Parque Nacional de Ordesa.

(Fot. González González.)

Foto 28.—Cascadas del Estrecho en el valle de Ordesa.

(Fot. Nespral.)

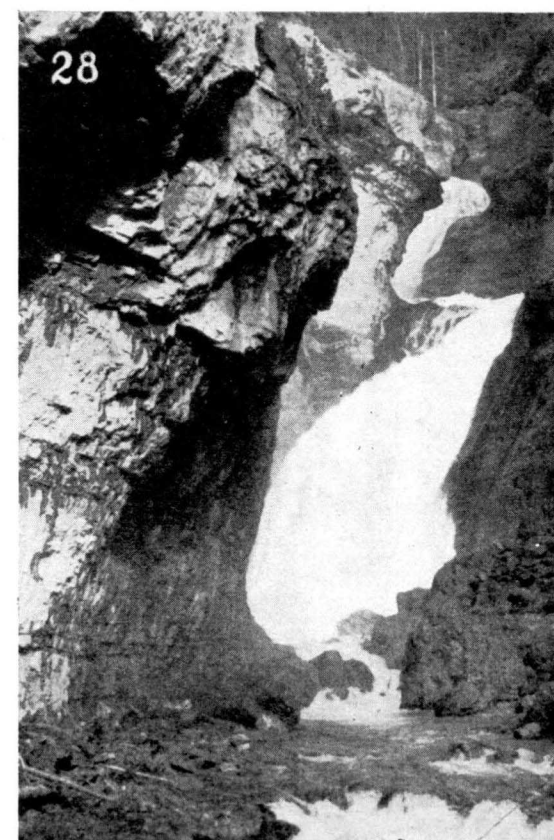
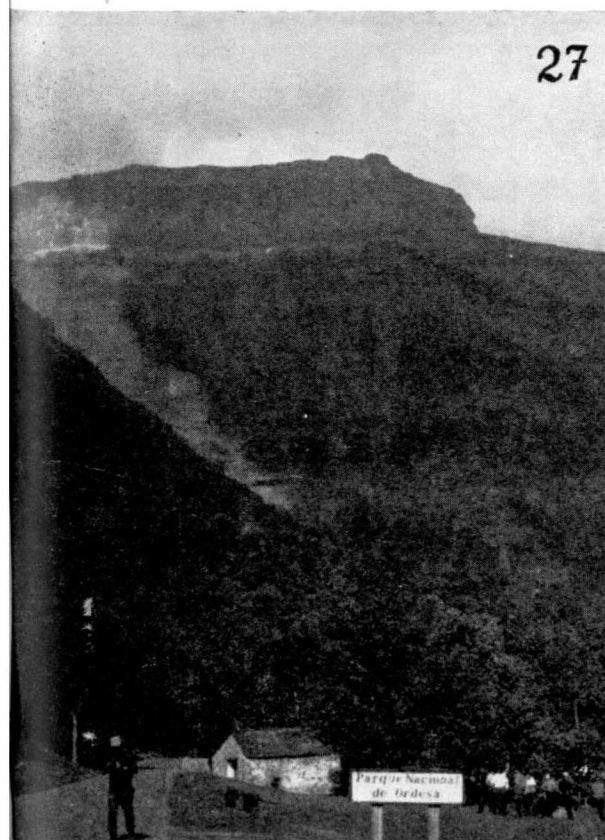
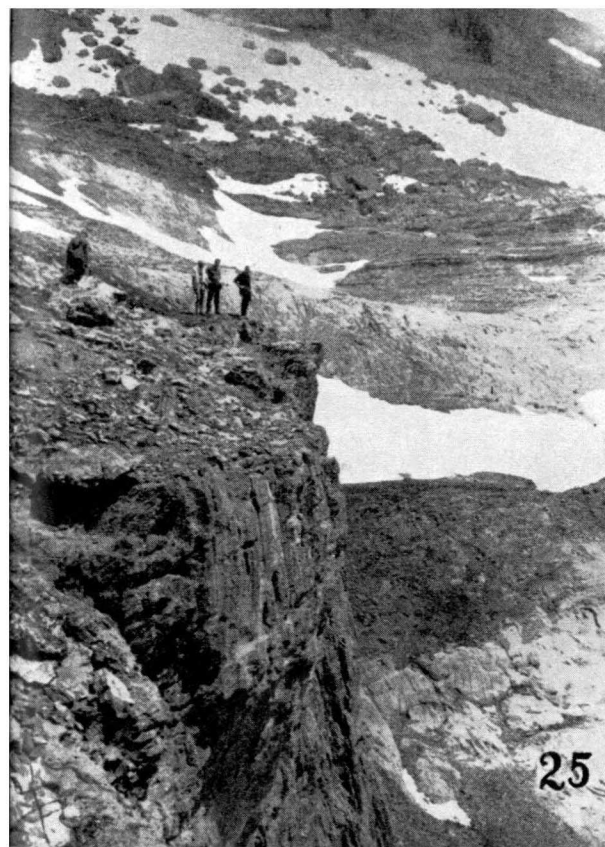


Foto 29.—Estructura de la falda meridional de las Torres de Narboré, donde se aprecian los pliegues tumbados y sobre ellos una escama deslizada.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 30.—El primero de los anticlinales de la foto anterior, desde el campamento establecido por encima del refugio de Góriz.

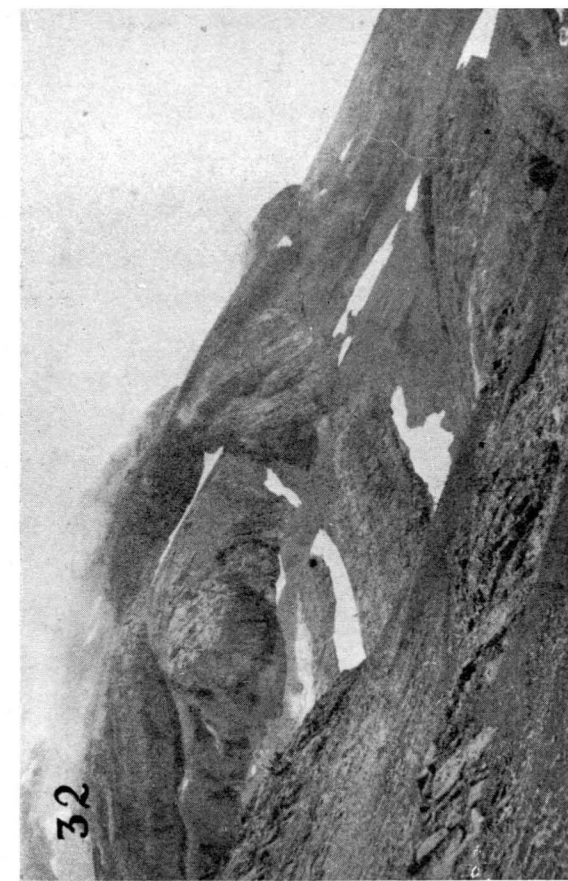
(Fot. García Rodríguez.)

Foto 31.—Faldas del Monte Perdido y del Cilindro, vistas desde el collado de Goriz.

(Fot. Nespral.)

Foto 32.—Anticlinal tumbado en la falda del Monte Perdido.

(Fot. García Rodríguez.)



Fotos 33, 34, 35 y 36.—Diferentes aspectos de los pliegues en el «flysch» eoceno en las proximidades del collado de Otal.

(Fot. Martínez Collado.)

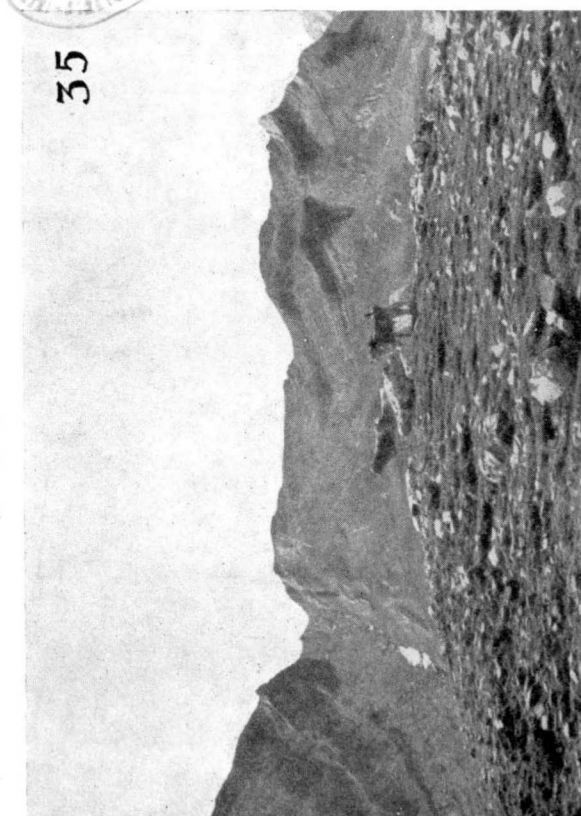
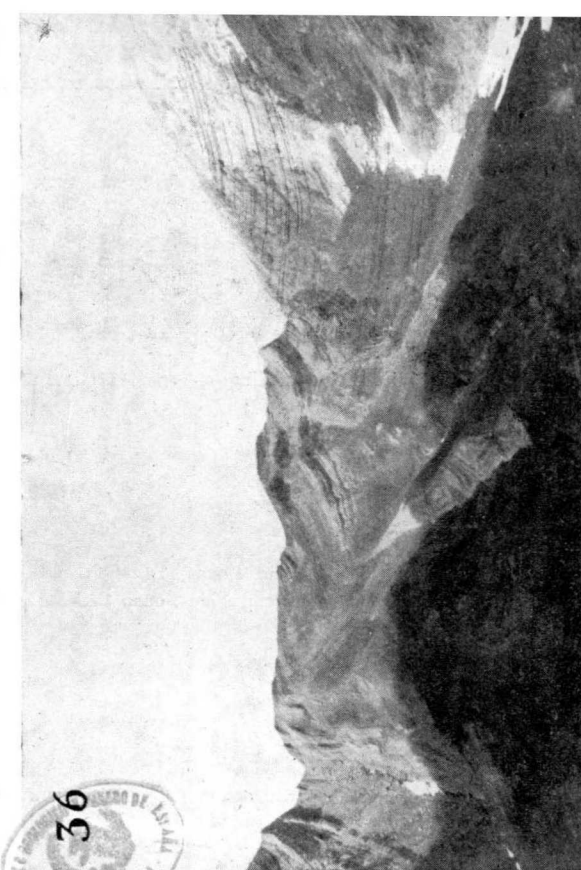


Foto 37.—Gallegos, González González y Rey, cartografiando las faldas de Viñamala.

(Fot. González González.)

Foto 38.—Martín Pozas, Escanciano, Alfageme, García González, Nespral y Pendás, en las gradas de Soaso talladas por el río Arezas en el Maestrichtiense.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 39.—Buscando protección contra un aguacero en el descenso del Monte Perdido.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 40.—En la cumbre del Monte Perdido, de pie, Suárez García, García González, Olinze y Pendás; agachados, Scarfe y Del Valle, simpáticos montañeros veteranos que les acompañaron en la ascensión.

(Fot. García Rodríguez.)

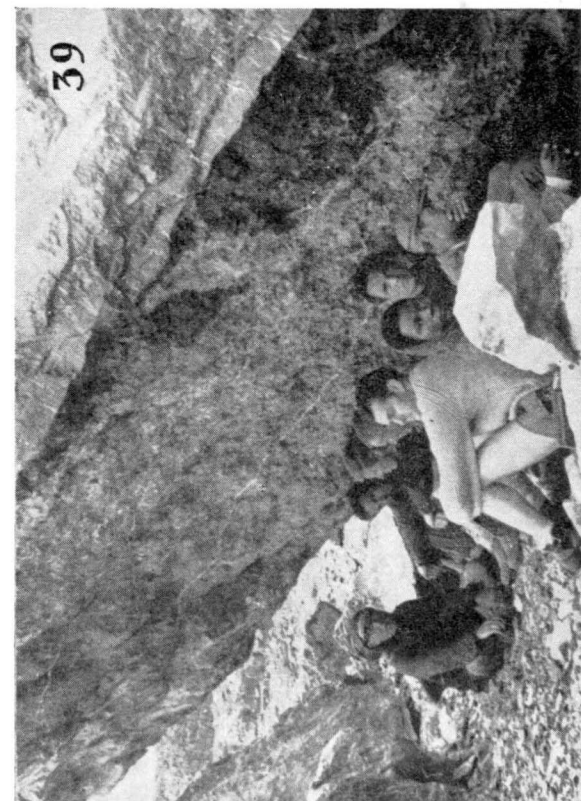
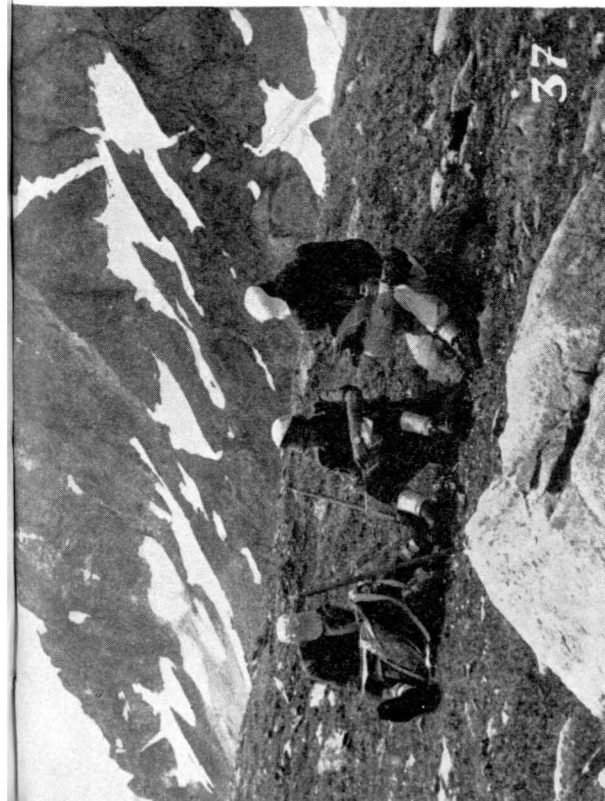
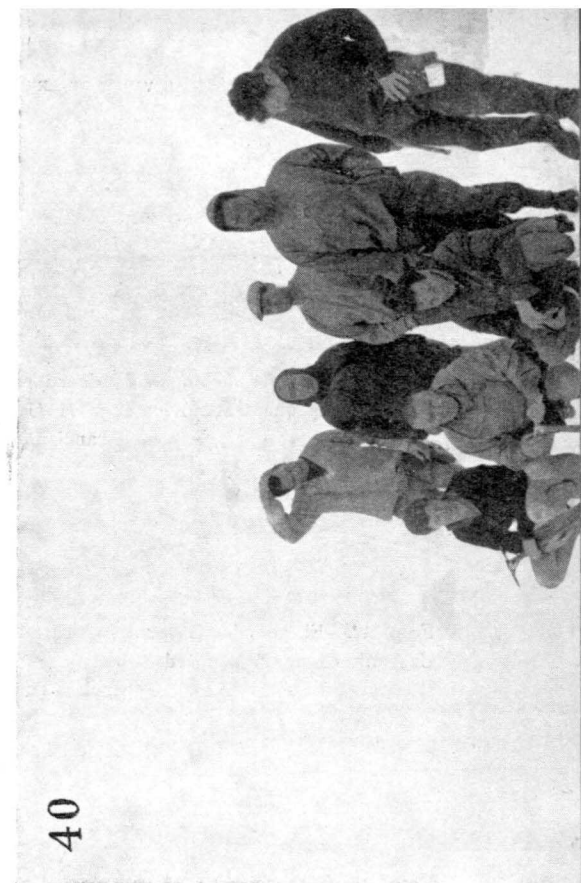


Foto 41.—Magaña, acompañado de su esposa, recorre como turista en su luna de miel las zonas en las que trabajó en el VIII Campamento. En primer término, Nespral, Alfageme, Escanciano y García González.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 42.—El collado Gavarnie. A la derecha, calizas Santonienses, discordantes sobre el Carbonífero de la izquierda. Sentados: Pendás, Eguiagaray, Lopatza, Suárez García y Alberola. Tumbado, Martín Pozas.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 43.—Escanciano, García González, Alfageme y Martín Pozas, en pie, y Pendás, sentado, al principio de las gradas de Soaso.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 44.—En la cima del Monte Perdido, Suárez García, Scarfe, García González, Fendás y Olinze; al fondo, el Sun Ramón.

(Fot. García Rodríguez.)

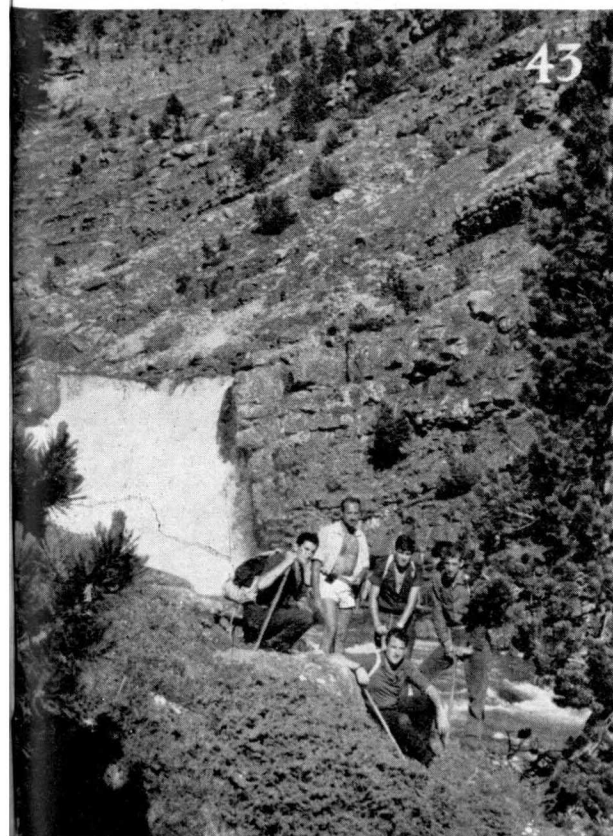
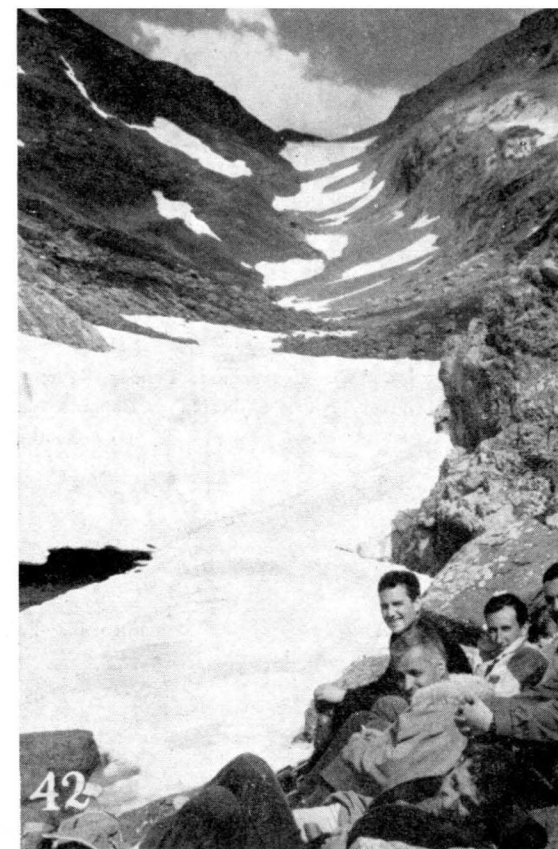
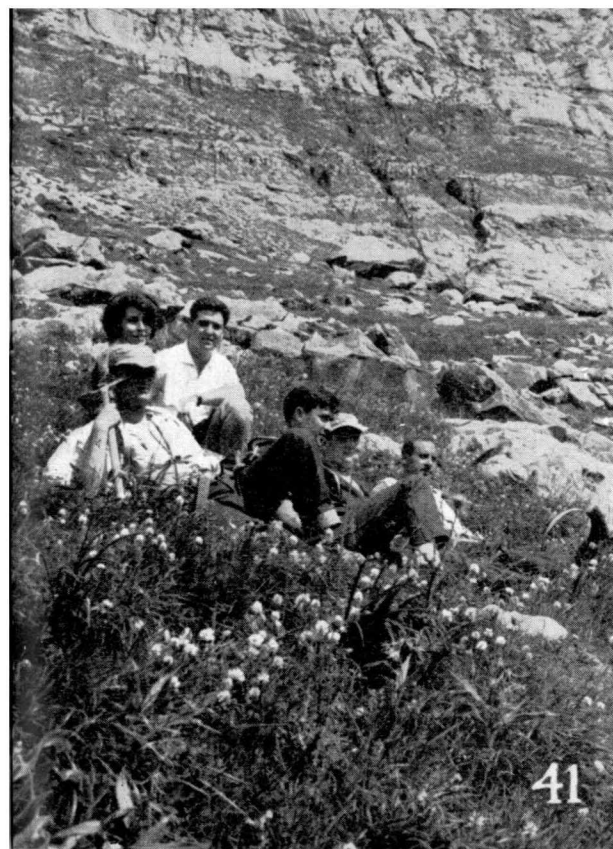


Foto 45.—Escanciano, Pendás, Martín Pozas, Nespral, García González, Escudero, Eguia-
garay, Nales, Alberola y Lapatza, dejan la confortable furgoneta para iniciar la marcha
al refugio de Góriz.

(Fot. García Rodríguez.)

Foto 46.—Paisaje en el valle de Broto.

(Fot. Alberola.)

Foto 47.—El Monzaruego desde las fajas de Pelay.

(Fot. Martínez Collado.)

Foto 48.—Alegre grupo después de la comida de despedida. Merino, Sarachaga, Alfageme,
Escanciano, Lapatza, García González, Eguiaagaray, Del Valle, Nespral, señora Del Valle,
Maldonado, González González, Gallegos, Rodríguez López, Martín Pozas, González Mar-
tínez, Martínez Collado, León Pendás, Olinze, Guzmán, Alberola, Cuervo, Escudero y Rey.

(Fot. García Rodríguez.)



APENDICE I

RELACION DE PARTICIPANTES

DIRECTOR Y FUNDADOR.—*José María Ríos García*, Profesor de Geología en la Escuela de Minas. Jefe de la Sección de Estudios Geológicos en el Instituto Geológico y Minero de España.

CODIRECTORES.—*Joaquín del Valle de Lersundi Mendizábal*, Ingeniero Vocal del Instituto Geológico y Minero de España.

Juan José García Rodríguez, Ingeniero del Instituto Geológico y Minero de España.

INSTRUCTORES.—*Juan Martínez Collado*, Profesor encargado del Laboratorio de Geología en la Escuela de Minas.

Ramón Rey Jorissen, Ingeniero del Instituto Geológico.

Joaquín del Valle de Lersundi, Ingeniero Vocal del Instituto Geológico.

Juan José García Rodríguez, Ingeniero del Instituto Geológico.

ALUMNOS EXTRANJEROS.—*Simón Kaine Olinze*, de la Escuela de Minas de Camborne (Inglaterra).

Christopher Martin Scarfe, de la Universidad de Durham (Inglaterra).

Jean Marie Villá, de la Sorbona (Francia).

DE OTROS CENTROS.—*Vicente Carpio Cuéllar*, de la Universidad de Oviedo.

José Antonio Gallegos Díaz, de la Universidad de Granada.

José González González, de la Universidad de Madrid.

José González Martínez, de la Universidad de Granada.

Laudelino León González, de la Universidad de Granada.

José María Martín Pozas, de la Universidad de Granada.

Alberto Sarachaga García, de la Universidad de Oviedo.

Rafael Soler y José, de la Universidad de Granada.

Manuel Valentín Suárez Suárez, de la Universidad de Oviedo.

ALUMNOS DE LA ESCUELA DE MINAS.—*Jesús Uberola Navarro*,

Santiago Aljageme Díez.

Restituto Álvarez Blanco.

Juan Félix Crabflosse Cardona

Amadeo Cuervo Marqués.

Ignacio Eguiagaray Giménez.
 Luis Escanciano Montoussc.
 Ramón Escudero Fernández.
 Juan Fernández Nespral Teixidor
 Francisco Fluxá Ceva.
 Bernardo García González.
 Juan María de Lapatza Urbiola
 Francisco Maldonado Zamora.
 Guzmán Menéndez Fernández.
 José Ramón Nales Valle.
 Fernando Pendás Fernández.
 Enrique de Pineda Churruga.
 Manuel Rodríguez López. Alumnos todos ellos de 4.º Curso.
 Enrique Merino Muérda.
 José María Suárez García, ambos de tercer Curso.

APENDICE II

RELACIÓN DE INSTITUCIONES Y EMPRESAS QUE HAN APORTADO CONTRIBUCIÓN ECONÓMICA AL NOVENO CAMPAMENTO

Consejo Superior de Colegios de Ingenieros de Minas.
 C. A. M. P. S. A.
 Compañía Andaluza de Minas.
 Compañía de Azufre y Cobre de Tharsis, S. A.
 Compañía Española de Minas del Rif.
 Compañía Española de Petróleos, S. A. (CEPSA).
 Compañía de Investigaciones Petrolíferas Valdebro.
 Empresa Nacional Adaro, S. A.
 Empresa Nacional de Petróleos de Aragón, S. A. (ENPASA).
 Empresa Nacional de Petróleos de Navarra, S. A. (ENPENZA).
 Esso Ibérica.
 General American Oil of Spain Inc.
 Hulleras de Sabero y Anexas, S. A.
 Hullera Vasco-Leonesa, S. A.
 Ibérica de Sondeos, S. A.
 Junta de Energía Nuclear.
 Minas de Escobio.
 Minero-Metalúrgica de Peñarroya, S. A.
 Minero-Siderúrgica de Ponferrada.
 Patricio Echeverría, S. A.
 Petrolífera Ibérica.
 Petrolífera Shell, S. A.
 Potasas Ibéricas, S. A.
 Potasa de Suria, S. A.
 Real Compañía Asturiana de Minas.
 Unión Española de Explosivos.

APENDICE III

RENDICIÓN DE CUENTAS

NOVENO CAMPAMENTO PARA PRÁCTICAS DE GEOLOGÍA (TORLA, 1963)

INGRESOS

PESETAS

1) Saldo de cuenta anterior		141.386,--
2) Donativos de Empresas:		
Donativo Hulleras de Sabero y Anexas, S. A.	6.000,--	
» Compañía Española de Petróleos, S. A. (CEPSA)	10.000,--	
» Unión Española de Explosivos	5.000,--	
» Minero Metalúrgica de Peñarroya, S. A.	5.000,--	
» Patricio Echeverría, S. A.	500,--	
» Minas de Escobio	1.000,--	
» Petrolífera Shell, S. A.	5.000,--	
» Empresa Nacional de Petróleos de Navarra, S. A. (EN- PENSA)	10.000,--	
» Empresa Nacional de Petróleos de Aragón, S. A. (EN- PASA)	10.000,--	
» Compañía Andaluza de Minas	500,--	
» Compañía Española de Minas del Rif	2.500,--	
» Hulleras Vasco-Leonesa, S. A.	5.000,--	
» Petrolífera Ibérica	3.000,--	
» Minero Siderúrgica de Ponferrada	7.500,--	
» Potasa de Suria, S. A.	3.000,--	
» Esso Ibérica	10.000,--	
» General American Oil of Spain Inc.	15.000,--	
» Compañía de Azufre y Cobre de Tharsis, S. A.	5.000,--	
» Empresa Nacional Adaro, S. A.	5.000,--	
» Compañía de Investigaciones Petrolíferas Valdebro	5.000,--	
» C. A. M. P. S. A.	5.000,--	
» Real Compañía Asturiana de Minas	5.000,--	
» Junta de Energía Nuclear	5.000,--	
» Potasas Ibéricas, S. A.	4.000,--	
» Consejo Superior de Colegios de Ingenieros de Minas	10.000,--	
» Ibérica de Sondeos, S. A.	5.000,--	
Suma	148.000,--	148.000,--
3) Becas:		
Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas a través de I. A. E. S. T. E. (dos becas para participantes extranjeros)	6.000,--	6.000,--

4) Cuotas de inscripción

		PESETAS
31 cuotas de inscripción, a 2.500 pesetas	77.500,-	
1 cuota de inscripción, a 1.875 pesetas	1.875,-	
<i>Suma</i>	79.375,-	79.375,-

5) Material:

Cesión de 123 martillos, a 100 pesetas	12.300,-	
Cesión de 20 estereóscopos, a 800 pesetas	16.000,-	
<i>Suma</i>	28.300,-	28.300,-

6) Viajes:

Transportes Madrid Torla, Torla-Madrid	6.210,-	6.210,-
--	---------	---------

7) Reintegros por estancias familiares:

Gastos estancias familias Sres. García Rodríguez y Del Valle	8.991,-	8.991,-
--	---------	---------

8) Cobros de cantidades pendientes de cuentas anteriores:

Prestadas a dos alumnos del VIII Campamento	2.000,-	2.000,-
TOTAL DE INGRESOS		420.262,-

GASTOS

1) Becas y ayudas:

7 becas donadas por Campamentos	17.500,-	
3 1/2 becas donadas por Campamentos	3.750,-	
2 becas I. A. E. S. T. E. donadas por la E. S. Ingenieros de Minas	5.000,-	
Entrega de 500 pesetas a dos becarios I. A. E. S. T. E.	1.000,-	
Ayuda viaje estudiantes Granada	2.500,-	
<i>Suma</i>	29.750,-	29.750,-

2) Alimentación y alojamiento:

Factura viveres Zaragoza (VIII Campamento, 1962)	1.539,-	
Factura Hotel Torla (incluidas familias)	82.669,-	
Latería para comidas en frío	10.381,-	
<i>Suma</i>	94.589,-	94.589,-

3) Dietas de instructores:

		PESETAS
Dietas de 5.000 pesetas a cuatro instructores	20.000,-	
Viaje Profesor Ríos	2.039,-	
<i>Suma</i>	22.039,-	22.039,-

4) Transportes:

Factura del P. M. M. (incompleta)	11.931,-	
Reparación furgoneta viaje ida	118,-	
Seguro obligatorio viajeros furgoneta	152,-	
<i>Suma</i>	12.201,-	12.201,-

5) Material:

Copias fotos color (factura Arosa)	1.342,-	
Copias fotos VIII Campamento	862,-	
Confeción circulares	223,-	
Album fotos y libros caja	190,-	
Material papelería	1.482,-	
Impresos	350,-	
Gastos Correo	501,-	
Timbres móviles	100,-	
Envío postales desde Torla	131,-	
Entelados de mapas	2.710,-	
Hojas Instituto Geográfico	1.076,-	
Separatas VIII Campamento	1.512,-	
Reparación material (factura Casa Diez)	3.306,-	
Importes estereóscopos, porte y aduanas	7.723,-	
3 tiendas de campaña	4.071,-	
Farmacia	83,-	
Banderines (factura Irupé)	1.575,-	
Envío muestras a Thompson (VIII Campamento)	1.200,-	
Piñas linterna y bombillas	1.300,-	
Maqueta en corcho (50 %)	1.085,-	
Pago martillos (factura Echevarría)	12.535,-	
Portes martillos	150,-	
<i>Suma</i>	43.507,-	43.507,-

6) Gratificaciones:

Carpinteros	120,-	
Personal Secretaría Escuela	800,-	
Mecánico del camión	500,-	
Servicio Hotel Torla	1.000,-	

	PESETAS	
Refugio de Goriz	200,-	
Carteros	10,-	
	<hr/>	
Suma	2.630,-	2.630,-

7) *Varios.*

8) *Biblioteca:*

Encuadernar dos libros	220,-	
Boletín Sociedad Geológica de Francia	500,-	
Boletín Sociedad Geológica de América	830,-	
Boletín American Association of Petroleum Geologists	850,-	
Boletín International Association of Sedimentology	469,-	
Subvención revista «Gaea»	500,-	
Libros (según relación)	11.086,-	
Cuota Sociedad Geológica de América	910,-	
	<hr/>	
Suma	15.365,-	15.365,-
	<hr/>	
TOTAL DE GASTOS	220.081,-	220.081,-

BIBLIOTECA

Estudios en el extranjero (UNESCO)	158,-	
Statistical Analysis, Miller	950,-	
Tomo Revista Pirineos	80,-	
Reviews in Engineering Geology (varios)	491,-	
Pyrenées, II Olivier	123,-	
Pyrenées, P. de Gave	178,-	
The geological aspects of the origin of life on Earth, by Rutten M. G.	240,-	
Les eaux souterraines, por Schoeller	1.680,-	
Biography of the Earth, by Gamow	176,-	
Study of the Earth, by White, J. F.	300,-	
Sedimentary Petrography, by Milner	2.200,-	
Geochemistry in mineral exploration Hawkes	938,-	
Atlas Reader's Digest	750,-	
Belles roches beaux cristaux	252,-	
Folded Molasse, Helveticum and Flysch	600,-	
Die Entstehung und mineralien del Salzlagerstätten, Obräitsch	1.200,-	
Geologische	420,-	
Las Ciencias y Cartografía Geológicas	350,-	
	<hr/>	
Suma	11.086,-	

BALANCE

	PESETAS	
Ingresos	420.262,-	
Gastos	220.081,-	
	<hr/>	
<i>Saldo a favor del Campamento</i>	200.181,-	200.181,-

EXISTENCIAS

Saldo en c/c del Banco de Vizcaya	181.456,-	
En poder del Profesor Rios	300,-	
En c/c del Banco Ibérico	9.567,-	
En poder del Sr. García Rodríguez	8.858,-	
	<hr/>	
<i>Saldo de existencias</i>	200.181,-	200.181,-

Noticias

DATOS ESTADISTICOS

PRODUCCION DEL RENIO

El renio, obtenido exclusivamente a partir de un subproducto del refino del cobre, había carecido hasta el momento de interés comercial. Sin embargo, gracias a su punto alto de fusión (3.170°, inferior solamente al del volframio entre los metales) y a las favorables propiedades eléctricas y mecánicas que presta a ciertas aleaciones refractarias, ha comenzado a tener interés en las empresas electrónicas y aeroespaciales.

En consecuencia, la cifra de producción de renio en EE. UU. ha saltado bruscamente desde unos 91 kg., que fue la que correspondió a 1960, hasta cerca de los 455 kg. en 1962, y es de esperar que en 1963 alcance los 680 kg. anuales.

FUSION DE EMPRESAS SIDERURGICAS ALEMANAS

Se ha efectuado la fusión de las empresas siderúrgicas alemanas «Angust Thyssen-Hütte», de Duisburg, y «Phönix-Rheinrohr AG», una vez cumplida la condición previa impuesta por la Alta Autoridad de la Comunidad Europea del Carbón y del Acero, consistente en que el contrato de la primera con el grupo «Dortmund-Hörder-Hüttenunion-Hüttenwerke» se modificase en el sentido de que «Thyssen», en vez de suministrar a «Siegerland» 13.000 toneladas mensuales de productos laminados, le entregue una tercera parte de su producción de estos materiales.

LA INDUSTRIA QUIMICA FRANCESA

En 1963 continuó la expansión de la industria química francesa, habiendo aumentado la producción en 9 por 100 respecto a 1962, índice semejante al del incremento logrado dicho año sobre 1961. El valor global de las exportaciones de productos químicos aumentó asimismo en 13 por 100.

LA INDUSTRIA QUIMICA BRITANICA

A juzgar por los resultados del primer semestre de 1963, la industria química británica atraviesa su tercera gran fase de expansión desde 1958. Las cifras para dicho semestre señalan que el crecimiento de la producción experimentado sobre igual período del año 1962 fue del orden de 12 por 100, muy superior al de 7,6 por 100 previsto de acuerdo con los objetivos señalados por el Consejo Nacional de Desarrollo Económico del Reino Unido. En el período 1956-61, el crecimiento medio anual de la producción química británica fue de 5,9 por 100.

LA INDUSTRIA QUIMICA ITALIANA

La producción de la industria química italiana se ha duplicado entre 1958 y 1963. En 1959, según los cálculos de los expertos de la OECE, equivalía ya al 20 por 100 de la producción química de toda Europa occidental. Desde esta fecha, la industria química italiana ha experimentado tal desarrollo, que su producción ha sobrepasado ya a las de la industria química francesa y británica y su contribución a la producción global de Italia alcanza el 25 por 100, lo que constituye el porcentaje más elevado correspondiente a un país europeo.

PRODUCCION MUNDIAL DE ORO Y PLATA

En 1963, la producción mundial de oro fue de algo más de 1.443 toneladas, con un valor de 267.000 millones de pesetas, habiéndose registrado, por tanto, un nuevo aumento respecto al año anterior, como ocurrió en general en el último decenio. El incremento de la producción en Africa del Sur compensó las disminuciones en Estados Unidos, Canadá y otros países.

La producción de plata fue, en el mismo año, de cerca de 8.720 toneladas, con aumento de 35 toneladas sobre la cifra del año anterior, e incrementos en Méjico y Perú frente a disminuciones en Canadá y Estados Unidos.

LA INDUSTRIA CERAMICA BRITANICA

El valor global de la producción de la industria cerámica británica, de la que la mayor parte de las empresas se hallan situadas en Staffordshire, aumentó, entre 1956 y 1962, de 27 a más de 33 millones de libras (4.590 a 5.510 millones de pesetas). Hay que añadir que la producción correspondiente a los dos primeros trimestres de 1963 se cifró en 10 millones de libras (1.700 millones de pesetas) en cada uno. Esta industria, que da empleo a 30.000 hombres y 36.000 mujeres, exporta el 40 por 100 de su producción. En el último decenio, unas 60 empresas británicas de productos cerámicos han sido absorbidas por otras mayores o han pasado a formar parte de importantes consorcios, y el proceso de concentración en grandes unidades de producción y venta continúa progresando en la actualidad.

PRODUCCION DE ACERO EN FRANCIA

La producción de acero bruto en Francia se estima en 1963 en 17.58 millones de toneladas en comparación con 17.24 millones en el año anterior, lo que corresponde a un aumento de 1,9 por 100. Se ha compensado, por tanto, el retroceso experimentado por dicho sector industrial en 1962, habiéndose alcanzado de nuevo el nivel de producción logrado en 1961.

EL MERCADO DEL URANIO

Es muy posible, según la Euratom, que la demanda de energía electronuclear que se registrará sin duda en un futuro próximo haga que, hacia 1970, el precio del uranio llegue a oscilar entre 1.250 y 1.450 pesetas la libra, lo que equivaldría al precio que en las minas

actuales se considera perfectamente rentable. Cabe explicar esto en virtud de que la capacidad de los actuales yacimientos explotables no podrá satisfacer la demanda que en la próxima década se producirá, sin un aumento de precio que permita nuevas exploraciones de yacimientos y posiblemente el aprovechamiento de minerales de menor riqueza.

LA INDUSTRIA SIDERURGICA EN LOS EE. UU.

La capacidad de producción de la industria siderúrgica de Estados Unidos se elevó en 1963 en 1,9 por 100, pasando a ser de unos 165 millones de toneladas de acero. La producción efectiva de acero aumentó en dicho año respecto a 1962 desde 98,3 a 109 millones de toneladas, alcanzándose una cifra sólo superada por la conseguida en 1957 (112,7 millones de toneladas).

COTIZACION Y COMERCIO

NUEVO RECORD EN LA PRODUCCION DE ACERO

Se espera que la producción mundial de acero registrará otro importante aumento adicional al incremento de 6,5 por 100 en la producción de acero lograda el año 1963.

Calculase que la producción total de lingotes durante el año pasado llegó a 430,5 millones de toneladas netas. De este total, 109 millones de toneladas de lingotes correspondieron a los Estados Unidos, o sea 10 por 100 más que el total para 1962. (Desde el punto de vista de la producción, la de Estados Unidos en 1963 fue superada en cuatro ocasiones anteriores: en 1955, cuando alcanzó un máximo de 117 millones de toneladas; así como en 1956, 1957 y 1958).

La Unión Soviética y el Japón lograron asimismo importantes adelantos en la producción de acero. En el primer país, la producción registró un aumento de 5 millones de toneladas, dando un total de 88 millones de toneladas en lingote. En el Japón, la producción aumentó en cerca de 3 millones de toneladas, dando un total calculado en 84 millones de toneladas en lingote.

AUMENTA EL USO DEL ALUMINIO

El consumo del aluminio primario en el mundo libre reflejó el favorable estado económico de Norteamérica y Europa Occidental, al mostrar un aumento entre 8 y 10 por 100 respecto a 1962. En dicho año, el consumo de aluminio primario en el mundo libre alcanzó 4.300.000 toneladas.

Las ventas récord de la industria en 1963 correspondieron principalmente a Estados Unidos con la mitad del consumo total para el mundo libre. Otras regiones donde también hubo aumentos de consumo fueron en 1963 el Reino Unido, Canadá, Alemania, Japón, Australia y Sudáfrica.

Se calcula que la producción conjunta en el mundo libre aumentó en proporción igual al consumo, mientras la capacidad al finalizar el año muestra un incremento del 7 por 100 respecto al año anterior.

El promedio de precios del aluminio fue inferior en 1963 que en 1962, con menores ganancias para la industria en general. En el último trimestre de 1963 hubo un aumento de precio que restauró en parte la disminución de ganancias debida al exceso de suministro en los años anteriores.

SUBVENCION AL PETROLEO ALEMAN

Suprimidos en el curso del próximo año los aranceles actuales para productos petrolíferos según los acuerdos del Tratado de Roma, el Gobierno alemán subvencionará a la industria petrolífera del país mediante la concesión de créditos reembolsables de 800 millones de DM. anuales. De esta manera, aquel sector industrial podrá hacer frente a la nueva situación económica derivada de dichos acuerdos, sin restringir los trabajos de prospección que realice en el extranjero. Será primada la producción de crudos nacionales con 50 DM. por tonelada durante dos años consecutivos, después de los cuales esta subvención disminuirá gradualmente hasta cesar para fines de 1969. Los derechos no devengados a la Hacienda en Alemania por la supresión de aranceles se compensarán con aumentos proporcionales en el impuesto sobre el consumo de productos petrolíferos.

LAS PIZARRAS BITUMINOSAS EN LOS EE. UU.

En noviembre de 1963, el secretario del Interior de Estados Unidos, Stewart L. Udall, manifestó que tanto la industria privada como la opinión pública norteamericanas muestran últimamente un renovado interés en la explotación de los vastos yacimientos de pizarras bituminosas de los Estados de Colorado, Utah y Wyoming, y cuyas reservas de aceites minerales se estiman en 500.000 millones de barriles. Señaló que el Gobierno federal acogería con agrado cualquier sugestión de la industria privada o del público en general orientada a la formulación de un programa de explotación de estos recursos.

LAS INDUSTRIAS MINERA Y METALURGICA DURANTE EL AÑO 1963 (*)

Madrid, 1964.

Industria extractiva.—La industria extractiva fue una de las más deprimidas. La actividad minera ha constituido un factor importante desde tiempos antiguos en la que el capital extranjero estuvo siempre interesado, sobre todo a partir del siglo XIX. Fue asimismo un tradicional e importante capítulo de exportación.

En la actualidad la estructura geológica de las minas y las condiciones de su explotación írean toda acción competitiva en los mercados exteriores. El repliegue hacia el mercado interior disminuye así inevitablemente la amplitud de las perspectivas. Salvo alguna excepción, todas las producciones mineras se encontraron en 1963 con una demanda insuficiente, interna y externa.

El alza en los costes de trabajo ha sido el factor más importante en la debilitación de la economía minera. Según el Ministerio de Industria el coste horario del personal se elevó el 24,58 por 100 sobre el nivel de 1962, mientras que la renta industrial sólo subió el 2,73 por 100 a precios corrientes.

Cualquier elevación que las empresas hayan podido introducir en los precios, un 5,64 por 100 según el Ministerio de Industria, resulta insuficiente, por moderada, para compensar el

(*) Datos de «La situación económica en 1963», editada por el Banco Hispano-Americano.

incremento del trabajo como factor de producción. Poner a las minas españolas en condiciones competitivas requiere muy importantes inversiones sin seguridad de que las condiciones geológicas del terreno garanticen una calidad aceptable en los grandes mercados. Las empresas hasta ahora se han limitado a reducir sus plantillas y el nivel de empleo bajó el 4,62 por 100.

Carbón.—La producción de carbón en los dos años anteriores queda reflejada en el siguiente cuadro:

	(Miles de toneladas)			
	1962	1963	Diferencia	
			1962	1963
Hulla (incluyendo lignito)	10.025	10.178	+ 10,50	+ 1,52
Antracita	2.641	2.817	+ 2,32	+ 6,24
Lignito	2.482	2.581	+ 19,20	+ 4,80

Considerando el tonelaje extraído, el panorama de la producción no parece tan sombrío como en 1962, al menos en hulla y antracita. La explicación se encuentra en que los paros laborales de 1962 ejercieron un efecto más intenso sobre la producción.

La mayor dificultad en la explotación de las minas carboníferas estuvo en las reivindicaciones de los trabajadores, planteadas en numerosos casos mediante conflictos. Las huelgas se iniciaron en el mes de julio y terminaron a mediados de septiembre, pero la detención del trabajo no fue general en todo el tiempo, sino que los focos de paro pasaron de una cuenca a otra mientras duraron las huelgas. Como factores de presión aleista no hay que desdeñar tampoco los de carácter individual derivados de la propia escasez de determinados tipos de trabajadores del interior de las minas, en donde el absentismo se acentuó en 1963, por el mayor atractivo de otras actividades y por la emigración al extranjero. A consecuencia de los conflictos laborales no se estableció en el año el nuevo convenio colectivo.

La demanda de carbón marchó en forma distinta de su consumo real. Las compras a las empresas mineras estuvieron influenciadas por expectativas de tipo especulativo ante la escasez que hacían presentir los conflictos laborales. Los distribuidores adquirieron la producción de las minas y aligeraron las existencias de éstas. El consumo no aumentó con fuerza similar por la escasa animación industrial, especialmente siderúrgica, por la competencia de otros sustitutos, y en el caso del lignito por el buen año hidráulico. Las importaciones registraron un nivel inferior al de 1962. El desfase entre compras a las minas y consumo dio lugar a una acumulación de existencias en poder de distribuidores y consumidores, calculada en un millón de toneladas repartidas casi por igual entre los tres tipos de carbón.

Los precios de la antracita fueron elevados nuevamente con fecha 15 de agosto. La subida supone en conjunto un 35 por 100. En la misma disposición se declaraba la antracita en libertad de comercio y circulación. La hulla y el lignito experimentaron reajustes de escasa cuantía, como consecuencia de las disposiciones adoptadas un año antes.

La difícil gestión económica de las empresas originó situaciones deficitarias en el ejercicio. Como consecuencia, la actividad inversora disminuyó, estimándose la reducción en un 25 por 100, en términos relativos.

Deseosos los empresarios de afrontar las dificultades, realizaron un estudio sobre la reordenación de este sector, que ha servido de base para solicitar la asistencia del Estado

Otros minerales.—El resto de la minería se comportó de la forma que refleja el siguiente cuadro:

	(Miles de toneladas)		Diferencia	
	1962	1963	1962	1963
	Mineral de hierro	5.835	5.322	— 3,3
Piritas	2.153	1.995	+ 3,7	— 7,3
Mineral de cinc	140	165	+ 14,6	+ 17,8
Mineral de plomo	108	92	— 13,6	— 13,8
Potasas (K ₂ O)	265	279	— 10,2	+ 5,3

La extracción de mineral de hierro descendió aún más que en el año precedente. La contracción de las ventas fue todavía más intensa, a pesar de que los precios se redujeron en un 13 por 100, y se acumularon existencias en mina.

El sector siderúrgico nacional redujo su demanda a causa de sus propias dificultades. Este retraimiento motivó un descenso en la importación de mineral marroquí. Los mercados exteriores tampoco fueron propicios, por la competencia que en ellos ejercen minerales de mayor riqueza extraídos en países de ultramar y transportados con bajos fletes. A causa de esta competencia el índice de riqueza que se estima normal en el mercado ha experimentado un incremento, y en la actualidad resulta superior al que tienen los minerales españoles. Existen proyectos para enriquecer el mineral en plantas apropiadas.

El alza en la producción de mineral de cinc responde a un incremento de la demanda, pues los mercados, especialmente los exteriores, se mostraron favorables. La exportación de los once primeros meses se incrementó el 22 por 100 respecto de igual período de 1962, en volumen físico. Como los precios internacionales se movieron al alza, el aumento del valor exportado pasó de 52 a 73 millones de pesetas, esto es, el 40 por 100. Las inversiones fueron escasas y únicamente hay que registrar algunos proyectos de concentración de cotos mineros.

El mineral de plomo refleja con más claridad que algún otro, el proceso de acomodo al mercado interior que se observa en extensos sectores de la minería española. La producción continuó bajando y la exportación casi cesó. El consumo interior se presentó favorable y con crecimiento más rápido que en otros países, pero la capacidad de producción continúa siendo más amplia.

El incremento en la producción de potasas, en contraste con la baja observada en el año 1962, se debe más bien a la entrada en funcionamiento de una empresa del sector público en Navarra, que a un cambio sustancial en las condiciones del mercado. La oferta mundial aumentó provocando una baja ligera de precios. Mejoraron las exportaciones de cloruro de potasio que son las más importantes, y se redujeron las de sulfato de potasio. El mercado interior no ha crecido todavía a pesar del incremento de los regadíos.

Electricidad. La producción de energía eléctrica creció al mismo ritmo que en el año precedente.

(Millones de Kwh.)

			Diferencia
	1962	1963	%
Hidráulica	16.073	21.330	+ 32,7
Térmica	6.832	4.420	— 35,3
Total	22.905	25.750	+ 12,4
Intercambios internacionales	— 253	— 780	+ 208,3
Consumo nacional	22.652	24.970	+ 10,2

Como ya es característico en este sector, la influencia de la climatología se refleja claramente en la estructura de la producción. En el año 1962 que sufrió un fuerte estiaje, la producción térmica aumentó al 43 por 100, mientras que la hidráulica lo hizo en el 0,5 por 100. En 1963, las mayores disponibilidades hidráulicas han sido tan importantes que ha quedado vacante gran parte de la capacidad térmica.

El incremento de la producción es similar al de 1961 (12 por 100), superior al de 1962 (9 por 100) e inferior a la media 1950/60.

El coste de producción resultó inferior por el predominio de la energía hidráulica. Las centrales térmicas soportaron costes unitarios más elevados y se encontraron con la necesidad de mantener grandes existencias de carbón. Al fin del año había unas 600.000 toneladas de lignito acumuladas en las centrales térmicas.

El año considerado registró un importante incremento de la capacidad productiva con 912.000 kwh., frente a 478.000 kwh. en 1962. La expansión se debe tanto a las centrales hidráulicas como a las térmicas, mientras que en 1962 la capacidad térmica permaneció estacionaria. Se inauguraron en el sector hidráulico los grupos 3.º, 4.º y 5.º de Aldeadávila y otros tres grupos del embalse del Belesar; en el térmico correspondió el importante avance al segundo grupo de la central de Cristóbal Colón.

La relación de las empresas eléctricas con el mercado de capitales no experimentó modificaciones importantes sobre 1962. El grupo de valores eléctricos mejoró su cotización bursátil a lo largo del año y se iniciaron operaciones de concentración en dos grupos de empresas importantes (Iberduero, Saltos del Sii, Hidroeléctrica del Cantábrico, Ercoa).

La financiación exterior también estuvo presente en las empresas eléctricas. El Eximbank concedió un crédito de 11,7 millones de dólares y un grupo de Bancos americanos otro de 2,9 millones a Hidroeléctrica Española, para la central térmica de Escombreras. El mismo banco oficial norteamericano y una empresa de construcciones eléctricas concedieron 12,8 millones de dólares y 3,1 millones respectivamente a Iberduero para instalar la central térmica de Pasajes.

Se concedieron dos autorizaciones para instalar centrales nucleares. Una en Zorita de los Canes (Guadalajara), de Unión Eléctrica Madrileña, y otra en Santa María de Garoña (Burgos), de Nuclenor, S. A.

Siderurgia.—La siderurgia española experimentó grandes dificultades en 1963 y su situación empeoró aun más que en 1962. La producción queda reflejada en el cuadro siguiente:

	Miles de toneladas		Diferencia %	
	1962	1963	1962	1963
Lingote de hierro	2.079	1.525	- 1,7	- 7,4
Lingote de acero	2.265	2.301	- 2,5	+ 1,5
Laminados	1.554	1.577	+ 21,6	+ 1,5
Coque metalúrgico	2.464	2.523	- 5,5	- 2,3

Entre las causas que han motivado un mayor descenso en la producción de lingote de hierro, figura la paralización de un horno alto en Avilés, por reparaciones. Las cifras mensuales de 1963 se mantienen inferiores a 1962 hasta el mes de mayo, en que remontan sobre los niveles de dicho año.

La producción de acero ha mejorado levemente, pero el avance se debe a la entrada en funcionamiento de una acería LD en el sector privado, que comenzó sus actividades en otoño. Los hornos eléctricos produjeron un 12 por 100 más de acero, y las acerías Martin Siemens y Bessemer disminuyeron su producción. Se registró aumento en laminados en frío, hojalata y carriles, mientras que hubo bajas en perfiles, redondos, tochos, flejes y hierros comerciales. La producción de aceros especiales aumentó el 50 por 100, pero aún no cubre la demanda nacional.

El consumo interior de productos siderúrgicos semitransformados creció de manera notable en 1963, especialmente chapa, estructuras para la construcción y hojalata. La capacidad de producción de chapa resulta inferior al consumo registrado, por lo que la importación efectiva resultó muy superior a 1962.

La imposición de derechos específicos sobre los productos siderúrgicos, decretada en enero, no tuvo efecto sobre las importaciones, que incluso crecieron a lo largo del año. La situación de la siderurgia española, en los aldeaños de la europea, la hace vulnerable a la presión que ésta ejerce para colocar su excedente de producción a precios rebajados. Muchas oportunidades de mercado que ofreció el consumo español se perdieron por la oferta extranjera de productos de base y de transformados. La CECA protestó por la imposición de los derechos antidumping, pero los contactos con las autoridades españolas no condujeron a ningún resultado.

La imposición de un derecho de 7 dólares por tonelada de lingote de hierro en los países de la CECA casi cerró el mercado continental al producto español. Sólo el sector público colocó algunas partidas en el extranjero aprovechando oportunidades de mercado a precios en consecuencia.

En el mercado interior se notó el exceso de capacidad de ambos sectores y la presión de éstos para dar salida a su producción. La competencia resultó muy intensa y aunque las tarifas no se modificaron desde septiembre de 1962, se efectuaron concesiones que implicaban importantes rebajas. En la lucha comercial el sector público ha sido un fuerte rival para el sector privado.

Como las ventas se han reducido severamente y la producción de acero y laminados se mantenía prácticamente estable, las existencias crecieron a un ritmo rápido y su financiación constituyó el problema más importante de la siderurgia española en 1963. El aumento de existencias se estima en el 25 por 100 para arrabio, el 18 por 100 para acero y el 21 por 100 para laminados.

Entre los factores de producción se encarecieron la mano de obra y el carbón, descendiendo el precio del mineral de hierro y de la chatarra. Se redujo la importación, tanto de chatarra como de coque. No hubo graves problemas de escasez de mano de obra en las plantas siderúrgicas.

Maduraron en 1963 numerosas inversiones realizadas en años anteriores. Entre ellas cabe destacar la ya mencionada acería LD, un tren de laminación, un tren de pañuilla, y una serie de baterías de hornos de coque.

El alza de costes, la escasez de ventas y el peso de las existencias cerraron horizontes a este sector. Las empresas grandes se desarrollaron con dificultades y sus valores experimentaron importantes recortes en su cotización bursátil. Apenas acudieron a las ampliaciones de capital, pero emitieron obligaciones por 1.700 millones de pesetas. La fuente de financiación más importante para sostener el elevado nivel de existencias fue el crédito bancario. La inversión extranjera apareció en este sector en forma de participación directa y con modalidades de asistencia técnica.

Las empresas medianas que obtienen acero al horno eléctrico, aceros especiales o laminados, tuvieron un margen de desenvolvimiento más holgado, porque la chatarra, la electricidad y los productos adquiridos a la siderurgia nacional o extranjera, permitieron trabajar a costes más competitivos. Les afectó en cambio la tirantez del crédito bancario a mediados de año y las inciertas perspectivas de la actividad siderúrgica.

Metallurgia.—Otros sectores de la metalurgia básica se comportaron de la forma indicada en el siguiente cuadro:

	(En toneladas)		Diferencia %	
	1962	1963	1962	1963
Plomo en barras	71.664	63.423	- 7,1	- 11,5
Cinc (metal)	61.736	63.557	+ 17,9	+ 3,0
Cobre blister	19.719	23.469	+ 4,7	+ 19,0
Cobre electrolítico y transformado	45.892	44.378	- 3,8	- 3,3
Aluminio	41.703	45.731	+ 25,7	+ 2,3

El consumo interior de plomo aumentó en un 15 por 100, pero las exportaciones se redujeron en más del 50 por 100. Las plantas fundidoras trabajan sólo al 40 por 100 de su capacidad. Los precios interiores se mantuvieron estables y los exteriores mejoraron a fines de año.

El avance relativo en la producción de cinc metal es muy inferior a la extracción de mineral, porque los mercados exteriores que absorben la tercera parte de la producción de metal no se presentaron tan propicios, ya que los países consumidores fomentan el beneficio del mineral en su propio territorio. Los precios internacionales experimentaron un alza aproximada del 10 por 100.

El cobre destaca por el fuerte incremento de sus importaciones, que pasaron de 31.000 toneladas en 1962 a 49.000 toneladas en 1963, para el cobre blister; y de 11.400 toneladas en 1962 a 18.700 toneladas en 1963 para el cobre electrolítico y los transformados. La acusada competencia exterior ha determinado que las existencias de cobre electrolítico y de transformador, pasen de 10.000 a 15.000 toneladas.

El ligero aumento de la producción de aluminio contrasta con el del año precedente. El consumo interno crece a un ritmo satisfactorio por las aplicaciones que éste tiene en industrias ahora en expansión. Pero las importaciones saturaron el mercado interior, ya que crecieron

un 60 por 100 en volumen y un 50 por 100 en valor. Igual que en años anteriores hubo necesidad de acudir a exportaciones con precios rebajados.

Cemento.—La producción de cemento en el año 1963 se estima en 7.200.000 toneladas frente a 6.467.493 en 1962. El desequilibrio regional entre la producción y el consumo que es característico en este sector, se agravó en 1963. Por ello las importaciones alcanzaron un total de 1.300.000 toneladas, o sea un 120 por 100 sobre el nivel de 1962.

La fuerte presión de la demanda determinó subidas de precios en las primera parte del año, así como un agotamiento de existencias en algunas zonas. Posteriormente el ímpetu alcista se calmó por la competencia exterior.

Mediante importaciones de equipo se preparó un importante aumento de la capacidad, que comenzará a fructificar pasado ya el año 1963. El aumento está materializado en una fábrica nueva y doce ampliaciones de las existentes. Se calcula en un millón de toneladas, la nueva producción.

Química.—La general aplicación de los productos químicos de base les hace depender de cualquier aumento en el nivel de la demanda general. Sin embargo, la oferta extranjera, muy alentada en este sector por la amplitud liberalizadora, estuvo presente y aprovechó muchas oportunidades. Las importaciones crecieron el 25 por 100 sobre 1962, mientras que las exportaciones no llegaron al nivel del año precedente.

Las dos grandes zonas en que se divide la actividad química, inorgánica y orgánica, se examinan a continuación.

Química inorgánica.

	(En toneladas)		Diferencia %	
	1962	1963	1962	1963
Acido sulfúrico	1.241.438	1.500.935	+ 0,4	+ 20,9
Sosa cáustica	138.372	144.737	-- 1,5	+ 4,6
Carbonato sódico	160.832	184.153	+ 2,6	+ 14,5
Azufre	45.254	37.606	+ 2,5	-- 16,9
Carburo de calcio	86.163	103.051	+ 1,2	+ 19,6

La producción de ácido sulfúrico es una de las medidas más características de la marcha del sector químico. El incremento de su producción contrasta con su estabilidad el año precedente. El comercio exterior ejerció escasa influencia en el desenvolvimiento de estos productos.

Los precios al por mayor experimentaron un alza, excepto en el carburo de calcio. La baja en la producción de azufre es imputable a un aumento de las importaciones que pasan de 6.588 en 1962 a 21.800 toneladas en 1963, que representan al 56 por 100 de la producción nacional. La importación de azufre en bruto bajó desde 6.000 a 994 toneladas.

El nivel de existencias de productos terminados, en el sector inorgánico de base, fue inferior al normal a causa de los numerosos pedidos que recibieron las empresas. Las materias primas, casi todas de origen nacional, no ocasionaron dificultades en su adquisición. En cuanto a la mano de obra, salvo los técnicos titulados, el personal obrero es casi todo de peonaje, cuyas necesidades se han cubierto con la inmigración interior.

Abonos

	(En toneladas)		Diferencia %	
	1962	1963	1962	1963
Nitrato amónico cálcico	254.794	298.199	+ 28,3	+ 17,0
Sulfato amónico	418.625	505.289	—	+ 23,8
Cianamida	3.968	3.873	-- 16,1	-- 2,1
Superfosfato de calcio	1.816.981	1.893.745	+ 5,1	+ 4,5

No refleja la producción nacional de abonos la marcha de la demanda, ya que ésta retrocedió ligeramente por la desfavorable evolución de la agricultura. El incremento de la producción se debe a la escasez en el mercado internacional y a su encarecimiento, a causa de las compras del bloque soviético y a los programas internacionales de lucha contra el hambre. Por este motivo se suprimieron, ya en la última parte del año, los derechos compensadores de importación, que protegían la industria nacional.

Las fábricas pudieron dar salida a su producción a precios ligeramente en alza, pero la escasa animación de la demanda determinó la acumulación de existencias en los almacénistas. La capacidad de producción se elevó con el establecimiento de dos fábricas de nitrogenados y la iniciación del montaje de otras dos.

El consumo en 1963 fue inferior al de 1962 para cada uno de los tres grupos de fertilizantes: nitrogenados, fosfatados y potásicos. El consumo de nitrogenados bajó un 6,7 por 100 en 1963, cambiando el rumbo de un fuerte aumento registrado en los dos años anteriores. Ocurre que los fertilizantes tuvieron una notable subida de precio en 1963 tras dos años de precios estables. El 7 de octubre se ha suprimido el derecho específico de 420 pesetas tonelada a la importación de nitrogenados que existía desde junio de 1960.

Química orgánica.—El sector orgánico sufrió ante la competencia exterior más que el inorgánico.

El valor de la importación de productos orgánicos pasó en los once primeros meses desde 1.966 millones de pesetas en 1962 hasta 2.658 millones en 1963, es decir, un crecimiento del 36 por 100.

Se observa un alza del 12 por 100 en la producción de celulosa textil, del 22,5 en las resinas y materias plásticas y del 15 en los barnices, pinturas y tintas. Disminuyó la producción de otros artículos, como por ejemplo la de fenol, en un 10 por 100.

La industria transformadora tuvo facilidades para adquirir las primeras materias, a precios en baja. Creció considerablemente el moldeo de plásticos, pero se notaron algunas dificultades para contratar especialistas.

Mención particular merece la industria derivada del petróleo. La producción de carburantes pasó de 9,6 millones de toneladas en 1962 a 10,9 millones en 1963. El consumo siguió en alza. El de gasolina, gas oil y fuel-oil osciló entre el 12 y el 20 por 100. Durante el año avanzó la instalación de dos refinerías, una pública y otra privada.

La refinería de La Coruña estaba prácticamente terminada al finalizar el año, iniciándose la tramitación para instalar otras en distintos lugares de España.

La tensión existente en los años anteriores, en cuanto al campo de acción de los sectores público y privado en la rama petroquímica, pareció decidirse en 1963. La Empresa Nacional Calvo Sotelo fundó tres filiales con la colaboración de distintos grupos de la gran industria química mundial. Se propone obtener derivados petroquímicos de base hasta ahora no fabricados en España, como el polietileno, polipropileno, y fabricar caucho sintético. El

sector privado creó empresas similares. En algún caso, los proyectos de años anteriores continuaron estancados en su realización.

El sector químico, en conjunto, ha experimentado dificultades, pese a registrarse algunos resultados satisfactorios en la producción. Estas empresas requieren grandes inversiones en equipo, adecuada concentración e intensa investigación, lo que probablemente no puede llevarse a efecto sin la ayuda del capital y técnica extranjeros.

En 1963 disminuyeron los beneficios por el alza de costos del motor eléctrico que no pudieron repercutirse en los precios. Las acciones de algunas empresas químicas sufrieron grandes recortes en su cotización bursátil.

AUMENTA LA DEMANDA DE AZUFRE

Se espera que para 1970 la demanda mundial por azufre se incrementara hasta 25 millones de toneladas, o sea siete millones más que la actual.

También se prevé una mayor estabilidad en el mercado mundial. Hoy en crisis, a resultas de la creciente demanda por ácido sulfúrico, en modo especial para la producción de abonos necesarios para alimentar una población mundial siempre más nutrida.

Además se predice el abandono gradual de las piritas, gases de fundiciones y yeso como fuentes para la obtención de azufre en favor de los suministros de azufre elemental extraído de yacimientos por el proceso Frasch o recuperado de gases sulfuroso.

La industria del azufre va recobrando gradualmente su estabilidad, después de la producción mayor puesta en el mercado durante los últimos años.

La producción estadounidense de la costa del Golfo de México se ha controlado conforme a la demanda. En Canadá y Francia, donde la producción se dedica a ventas de gas natural, los excedentes están acumulándose para entrega futura en vez de volcarse en el mercado mundial a precios desastrosos, por debajo del costo.

Hay probabilidades de que el ritmo de aumento de la producción se haga más lento, lo que también contribuiría a estabilizar el mercado. Dentro de los próximos cinco años se verá que sólo Canadá arrojará aumentos materiales de producción. A medida que vaya desarrollándose a plenitud la producción de gas natural de Alberta y que se utilicen completamente las capacidades presentes y propuestas de las instalaciones recuperadoras, se espera que la obtención de azufre llegue a más del doble, hasta 2,5 millones de toneladas al año en 1970. La producción de EE. UU., México y Francia permanecerá en los niveles máximos actuales. Es dudoso que nuevos yacimientos explotables por el método Frasch se pongan en producción en este periodo, y tampoco se esperan explotaciones de gas sulfuroso en escala comparable a los de Francia y el Canadá.

Como resultado de estos cambios, se predice que lo tenido hoy como excedente de producción hará falta para satisfacer las demandas por azufre elemental para fines de la actual década. Este viraje puede ser resumido en la siguiente forma:

(En millones de toneladas)

	1962	1970
Consumo del mundo libre:		
Todas las formas	19,0	26,0
Consumo del mundo libre:		
Elemental	9,8	15,1
% elemental	25 %	58 %

Producción del mundo libre:

Elemental:

EE. UU.-Frasch	5,0	5,5
EE. UU.-Recuperado	0,9	1,2
México-Frasch	1,4	1,8
Canadá-Recuperado	1,0	2,5
Francia-Recuperado	1,3	1,7
Otros, recuperado y minerales	1,0	2,0
Total	10,6	14,3
Excedente	0,8	
Falta		0,8

Es probable que se extiendan a Europa los embarques de azufre en forma líquida o fundida. En la actualidad el 80 por 100 de las ventas de azufre de los EE. UU. se embarcan en vagones y camiones cisterna, fidechones y barcos costeros. Terminales para conservar el azufre fundido se han establecido en puertos de la costa del Atlántico y a lo largo de vías fluviales.

Este sistema ha sido adoptado también por dos productores mexicanos por el método Frasch, los cuales embarcan cantidades considerables a EE. UU. a la vera de la costa atlántica entre Florida y New Jersey. Además, ya se llevan a vías de hecho planes para ampliar este sistema de distribución a Europa, donde los embarques trasatlánticos de azufre fundido se descargarán en terminales de Inglaterra y el Continente.

La U. S. Sulphur Export Corp. lleva a vías de hecho planes para dos buques tanques de azufre líquido de 26.400 toneladas y para una terminal de azufre líquido en Rotterdam, Países Bajos. Los planes para una terminal mayor en el Reino Unido se han abandonado temporalmente, por no haber podido obtenerse un contrato a largo plazo de la British National Sulphuric Acid Association.

Una de las razones del mayor optimismo por parte de los productores de azufre elemental está en que poco a poco van cerrándose las antieconómicas minas protegidas por el Estado y las plantas basadas en piritas. El costo del azufre de estos establecimientos supera en más del doble al del mismo material de productores de azufre por el método de Frasch, o de plantas de subproducto del gas natural.

Por tanto, se espera que nuevos mercados para productores mundiales en condiciones de competir, se abrirán en el Japón, cuyas materias primas han sido las piritas de hierro y cobre, así como en Italia, donde lentamente va desapareciendo la industria siciliana de minas de azufre, desde hace mucho en crisis.

URTADEROS

GAS NATURAL EN LA URSS

Al nordeste de la cadena de los Urales, en el círculo polar, se ha descubierto un yacimiento de gas natural, que es el más importante de los reconocidos hasta ahora en la URSS y que tiene gran importancia económica para las industrias radicadas en las zonas de Norilsk y de los Urales. El primer pozo, perforado en Tazovsky, produce un millón de m³ de gas por día.

NOVEDADES INDUSTRIALES Y CIENTIFICAS

FACTORIA PARA EL TRATAMIENTO DE PLUTONIO

A fin de sacar el máximo partido posible del plutonio utilizado como combustible en los reactores de neutrones rápidos, de los que el denominado «Rapsodie», actualmente en montaje en el centro de Cadarache, será su primer prototipo, Francia y la República Federal Alemana han llegado a un acuerdo provisional para la construcción en común de una factoría de tratamiento de plutonio. Su capacidad de tratamiento de éste será de una tonelada por año, y su coste de alrededor de 15 millones de dólares (unos 897 millones de pesetas).

Se considera posible la participación financiera en dicho proyecto del Euratom.

LA QUIMICA Y EL PETROLEO EN LA URSS

Se ha creado en el seno de la Comisión Estatal Soviética para la Construcción («Goskroi») una dirección general de empresas químicas y petroleras, encargada de la construcción y puesta en funcionamiento de nuevas factorías químicas, así como de otras para la obtención de productos petrolíferos, papel y maquinaria destinada a la industria química.

CONTAMINACION ATMOSFERICA POR LAS FACTORIAS SIDERURGICAS

Un grupo de expertos, designado por el Comité de Siderurgia de la OCDE, ha llevado a cabo un estudio de los problemas especiales planteados por la contaminación atmosférica producida por las factorías siderúrgicas. Ha publicado un informe en el que se describen los diversos agentes que intervienen en la contaminación, los métodos utilizados para la medición de la misma y los tipos de instalaciones empleados para hacerle frente. Igualmente se facilita en este informe un análisis detallado de las múltiples formas en que el aire puede ser contaminado, en virtud de los procesos de transformación del hierro y del acero, sin que falte un capítulo especial consagrado a la legislación vigente y a las organizaciones que para investigar el problema en cuestión existen en Alemania, Austria, Bélgica, Francia, Italia, Holanda y Reino Unido.

CENTRAL ELECTRONUCLEAR EN NUEVA YORK

En el Estado de Nueva York se va a montar la más importante central electronuclear del mundo, con una potencia mínima de 60.000 kw., y que será construida por la «Niagara Mohawk Power Corporation» con participación de la «General Electric». Esta última empresa suministrará el reactor de agua hirviendo de ciclo único y el turbogenerador, así como el equipo auxiliar y el combustible nuclear. La entrada en funcionamiento se prevé para 1968, y el precio de la energía eléctrica producida parece que será inferior al de una central térmica convencional existente en la misma zona.

PRODUCCION DE AGUA PESADA EN FRANCIA

Siguiendo las directrices de la política nuclear autárquica adoptada por Francia, será construida en una localidad aún no decidida del Departamento del Paso de Calais una instalación

para obtener agua pesada, mediante un procedimiento desarrollado por los investigadores del «Commissariat à l'énergie atomique» y los de las empresas «Houillères du Nord et du Pas-de-Calais», «L'Air liquide» y «Compagnie Sulzer de constructions mécaniques», basado en la mayor tendencia del deuterio frente al hidrógeno de combinarse con el amoníaco. Además de las posibles utilizaciones en experiencias con fines militares (escisión del deuterio), el agua pesada se empleará como sustancia moderadora en el reactor atómico productor de energía eléctrica «EL 4», actualmente en construcción en Monts d'Arrhée.

VERIFICACION DE AGUAS CONTAMINADAS

La Comisión de Obras Públicas del Senado norteamericano aprobó recientemente un proyecto de ley que contiene nuevas normas legislativas sobre contaminación de aguas, en virtud de las cuales se creará un organismo denominado Administración Federal para la Verificación de las Aguas Contaminadas («Federal Water Pollution Control Administration»), dependiente del Departamento de Salud, Educación y Bienestar. En dicho proyecto de ley se autoriza al mencionado organismo a establecer, si lo juzga conveniente, la prohibición del uso en Estados Unidos de detergentes no biodegradables. Una Comisión técnica conjunta del Gobierno y la industria elaborará normas adecuadas sobre el empleo de detergentes, las cuales podrían entrar en vigor a partir de 1 de enero de 1965.

EXPLOTACION DE BAUNITA EN AUSTRALIA

La empresa francesa «Péchiney» ha adquirido determinados derechos sobre la explotación de parte de las reservas de bauxita de los importantes yacimientos de Weipa, en Queensland (Australia), pertenecientes a la firma «Camalco», filial de «Kaiser» y «Rio Tinto-Cinc». «Péchiney», «Kaiser», «Alcan» y «Camalco» van a construir en colaboración, en Gladstone, una factoría de óxido aluminico, con una producción inicial de 600.000 toneladas anuales, en la que Péchiney poseerá una participación del 20 por 100. Comenzará a funcionar en 1967.

LOS DERIVADOS DEL PETROLEO

El secretario general de la Organización de Estados Americanos y la empresa «Esso Research and Engineering Co.» han llegado a un acuerdo, cuya vigencia es de dos años, para que dicha empresa acometa un programa de investigación orientado a la puesta a punto de nuevos materiales de construcción derivados del petróleo. El proyecto abarcará la construcción de viviendas o parte de éstas con materiales hoy objeto de investigación y que van desde el asfalto a los plásticos. Especialmente el asfalto debería constituir un aglomerante de las tierras comunes en la fabricación de ladrillos a precios económicos.

FERTILIZANTES EN VARSOVIA

En Pulawy, cerca de Varsovia, comenzó la construcción de una factoría de fertilizantes, que entrará en funcionamiento en 1968 y estará en plena producción en 1970. Se producirán en ella 670.000 toneladas anuales de amoníaco, lo que equivale a la mitad de la cantidad obtenida totalmente en el país; y, mediante el empleo de gas natural de procedencia soviética, los costes de producción serán inferiores a los actuales en un 30 por 100.



AMPLIACION DE LA REFINERIA DE GUAYANILLA (PUERTO RICO)

La «Commonwealth Oil Refining Co., Inc.», ha iniciado la ampliación de su refinería en la bahía de Guayanilla, cerca de Ponce, en la costa sur de la isla. El programa deberá ser ejecutado en los próximos tres años.

La primera etapa representará una inversión de 5.1 millones de dólares, para aumentar la capacidad diaria de la planta a 115.000 barriles diarios. Este aumento es necesario para poder satisfacer los crecientes descuentos de Puerto Rico en productos derivados del petróleo y para producir alimentos para ganado a partir de sustancias petroquímicas. Igualmente se trata de enumerar la capacidad de exportación de la isla.

La primera etapa consistirá en agregar una unidad de vacío para la elaboración del crudo, construcción de tanques adicionales y medios para la desulfurización del destilado. Se eliminarán varios atolladeros en la refinería y agregarán nuevos equipos para facilitar el manejo de materiales.

EL ACIDO SULFURICO DEL GAS DE LAOQ

Para sacar el máximo partido posible del contenido en ácido sulfúrico en el gas natural de Laoq, los investigadores al servicio de la «Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine» han estudiado nuevas aplicaciones de ciertos compuestos orgánicos de azufre. Desde hace algún tiempo, esta sociedad obtiene, a partir de dicho gas, mercaptanos, sulfuros orgánicos y tiourea, y actualmente estudia los posibles usos industriales de los ácidos mercaptánicos y de sus derivados. Estos compuestos tienen aplicaciones previsibles, como productos intermedios, en las industrias textil y de plásticos.

PETROLEO DE AFGANISTAN

Los trabajos realizados en la parte norte de Afganistán, en una zona de 113.000 km² de extensión, por el Departamento afgano de Prospección de Petróleo, han dado por resultado el descubrimiento de unas reservas de 50.000 millones de m³ de gas natural. Con dicho gas será alimentada una central eléctrica de 24.000 kw, que suministrará, a su vez, energía a la factoría de fertilizantes químicos situada en Mazar.

ESMERALDAS SINTETICAS

El científico alemán Zerfass ha descubierto un nuevo procedimiento para la obtención de esmeraldas sintéticas.

Hace unos veinticinco años, los investigadores de la «IG-Farben» habían desarrollado ya un proceso de fabricación de estas piedras preciosas, cuyo producto final se conocía con el nombre de «Igemalda».

El procedimiento Zerfass permitirá obtener esmeraldas de gran tamaño, aunque de un poder de refracción inferior al de las naturales.

ELIMINACION DE POLVOS RESIDUALES

En la primavera de 1962 comenzará a funcionar en una factoría siderúrgica de la cuenca del Ruhr un nuevo horno alto que trabaja con dos convertidores. Se prevé la instalación de un tercer convertidor de una capacidad de 150 toneladas. Los tres convertidores permitirán la eliminación total de los polvos contenidos en los gases residuales. El coste total de la instalación de purificación se eleva a 14 millones DM. La empresa dueña de la mencionada instalación había invertido hasta 1963 la suma de 50 millones DM, en la adquisición y montaje en sus factorías de instalaciones purificadoras.

CULTIVOS EN TERRENOS ARENOSOS

Un equipo de científicos ha realizado determinados estudios para la conversión de superficies arenosas en terrenos cultivables.

Mediante pulverizaciones muy diseminadas, desde helicópteros o tractores de una mezcla compuesta por nueve partes de petróleo y una parte de látex, se han obtenido en tierras arenosas superficies continuas, en forma de finas películas gomosas, que permiten el proceso de germinación de determinadas plantas, cuya siembra ha sido efectuada con anterioridad al tratamiento del terreno. Los trabajos experimentales llevados a cabo en la pequeña isla de Scott Head, situada frente a la costa de Norfolk, demostraron que después de ocho meses la película extendida se mantenía perfectamente adherida a la superficie del terreno, evitando su erosión por la lluvia y el viento, y permitiendo el crecimiento de ciertas hierbas propias de las playas, que sirven para consolidar el terreno y detienen el avance de las dunas. En experiencias anteriores se comprobó también la posibilidad de cultivar sin dificultades, en los terrenos así tratados, algunos tipos de plantas usadas en la alimentación humana (cebollas, guisantes y lechugas, por ejemplo).

LOS DOS AÑOS INTERNACIONALES DE CALMA SOLAR

Los años 1964 y 1965 abarcan el programa de los «Años Internacionales de Calma Solar» («International Years of the Quiet Sun» o IQSY), durante los cuales se realizarán una serie de trabajos en los que participarán sesenta y cuatro países con programas propios de investigación.

Los científicos esperan obtener así una imagen dinámica y detallada tanto del sol como de la región del sistema solar situada en sus proximidades.

Los datos obtenidos por los observatorios y las expediciones científicas que se realicen durante los Años Internacionales de Calma Solar serán difundidos por Centros internacionales competentes, según los acuerdos adoptados al efecto.

OLEODUCTO TRANSALPINO

Un grupo de estudio, en el que se hallan representadas ocho empresas petroleras que desarrollan sus actividades en Europa central, ha presentado a los Gobiernos austriaco, alemán e italiano un proyecto de construcción de un gran oleoducto que irá desde el Adriático, a través de los Alpes centrales y Austria, hasta Alemania meridional.

El oleoducto proyectado irá aumentando gradualmente su capacidad media anual de

transporte hasta llegar a ser de 40 a 50 millones de toneladas de crudos para 1980, o sea, el cuádruplo de la prevista en el proyecto de oleoducto transalpino elaborado por el ENI, y cerca del décuplo de la capacidad calculada para el que habría de ir de Trieste a Viena.

REUNIONES CIENTIFICAS

JORNADAS INTERNACIONALES SOBRE AGUAS

Durante los días 26 al 29 de mayo de 1964, se celebrarán, en el Centro Belga de Documentación sobre Aguas, de Lieja (Bélgica), las XVII Jornadas Internacionales sobre Aguas.

En la primera parte de estas reuniones, se discutirán problemas de economía, relativos a la utilización de agua por la industria y a las aguas residuales.

La segunda parte de las reuniones se dedicará al estudio de problemas de investigaciones relacionadas con la corrosión de materiales por el agua y a los medios anticorrosivos empleados.

DISCURSO DEL ACADEMICO ROGER HEIM EN PARIS

En la última sesión de 1963 de la Academia Francesa de Ciencias, su presidente, Roger Heim, ha pronunciado un discurso en el que destacó que la Academia debiera tener mayor influencia frente a los poderes públicos y desempeñar un papel más importante en la actividad de los organismos asesores del Gobierno. Con ello se evitaría, en su opinión, el predominio de ciertas tendencias y orientaciones poco satisfactorias en la política científica seguida por el Estado en Francia.

Dijo que no está justificado el que la representación de los miembros de la Academia sea tan escasa en las Comisiones de expertos que asesoran al Gobierno, así como en las del «Centre National de la Recherche Scientifique». Hizo la crítica de la actual tendencia a la creación de pequeños Centros de investigación y enseñanza superior en detrimento del desarrollo y especialización de las tradicionales Universidades de provincia.

Estas afirmaciones han tenido especial resonancia en los medios científicos franceses, dada la presencia en la reunión de la Academia del ministro de Educación Nacional, Fouchet.

CONFERENCIA MUNDIAL DE LA ENERGIA

La 14.ª Sesión Parcial de la Conferencia se celebrará en Lausanne, Suiza del 13 al 17 de septiembre de 1964. El tema general es: «La lucha contra las pérdidas en el campo de la energía».

- A. Aspectos generales: 1. Amplitud y límites de la reducción de pérdidas. 2. Pérdidas resultantes de la protección contra efectos nocivos.
- B. Reducción de pérdidas en la transformación: 3. Aprovechamientos hidroeléctricos.
4. Centrales térmicas. 5. Centrales nucleares. Mejora del rendimiento. 6. Transformación de combustibles. 7. Transformación directa de energía. Mejora del rendimiento.
- C. 8. Reducción de pérdidas en el transporte.
- D. Reducción de pérdidas en la utilización: 9. Industria. 10. Calefacción, climatización.

PRIMERA REUNION DEL CONSEJO DE LA UNION GEOLOGICA INTERNACIONAL (IUGS)

Los días 14 y 15 de octubre de 1963 tuvo lugar en Roma la primera reunión ordinaria del Consejo que rige la Unión Geológica Internacional (IUGS), primera que se realiza desde que se constituyó la Unión en la reunión celebrada en el mes de marzo de 1961, en París.

La reunión se celebró en el edificio del Consiglio Nazionale delle Ricerche, y a ella asistieron representantes de veintidós países. España estuvo representada por el director del Instituto Geológico y Minero, D. Antonio Almela, y por el del Instituto «Lucas Mallada» de Investigaciones Científicas, Dr. Solé Sabaris.

Las sesiones fueron presididas por el director de la Unión, Dr. J. M. Harrison, del Canadá, actuando de secretario el Dr. Th. Sorgenfrei, de Dinamarca. Durante los dos días de trabajo fueron leídos el *rapport* del secretario general, se aprobó la admisión de nuevos miembros, hasta el total de 48 que forman actualmente la Unión, se aprobaron los presupuestos relativos a 1963 y 1964, y se dio forma definitiva a los estatutos de la Unión. En realidad ha sido, pues, ésta la primera actuación de la IUGS, pues la actividad desplegada en 1961 y 1962 fue muy reducida, y en el 1963 se empezaron a confeccionar los primeros programas de trabajo, además de patrocinar la Conferencia Internacional sobre Arcillas, celebrada en Estocolmo, y el simposio sobre Geología de la Antártida, que tuvo lugar en la ciudad de El Cabo en septiembre de 1963. Como resultado de estos coloquios se ha publicado ya el tomo conteniendo los trabajos presentados en la primera, en colaboración con la Pergamon Press, y se está trabajando en la publicación de los trabajos presentados en la segunda de dichas reuniones.

Uno de los objetivos perseguidos por la IUGS es, según el artículo 1 de sus estatutos, facilitar la cooperación internacional en el campo de las ciencias geológicas y sus ramas afines, mediante la organización de programas internacionales de trabajo. Esto puede ser particularmente útil en el caso de las investigaciones que requieren una organización a la escala mundial, con la cooperación de diversos países y de especialistas variados, tanto en el campo estricto de las ciencias geológicas como en el de las ciencias relacionadas con ellas, como la Geofísica.

Con objeto de seguir esta orientación se han integrado en el seno de la IUGS las siguientes asociaciones internacionales: Asociación Internacional de Hidrogeología y Asociación de Servicios Geológicos de África, y se espera asimismo la afiliación de la Asociación Internacional de Sedimentología, Asociación Mineralógica Internacional y Asociación Internacional de Vulcanología. Además podrán integrarse en ella la Unión Paleontológica Internacional, la Asociación Internacional para el Estudio del Cuaternario (INQUA) y el Comité para Geoquímica.

En cuanto a los programas de trabajo iniciados por la Unión, se discutió su finalidad y se tomaron los siguientes acuerdos:

1. Nombramiento de una Comisión para la Enseñanza universitaria de la Geología, relacionada con un proyecto de la UNESCO para el desarrollo de la enseñanza técnica en Checoslovaquia, Francia, Alemania, Inglaterra, Estados Unidos y U. R. S. S. Presidente, doctor T. Neville George, Inglaterra.
2. Nombramiento de una Comisión para el establecimiento de la Escala geocronológica mundial, problema que ya figura en el programa de trabajo de la Unión desde 1961. Presidente, H. D. Hedberg, Dinamarca.
3. Nombramiento de una Comisión para el estudio de los Elementos económicos de la corteza terrestre. Presidente, Pierre Laffite, Francia.
4. Designación de miembros representantes de la Unión en el proyecto de Investigación

del manto superior de la corteza terrestre, organizado por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica. Se refiere en especial al estudio de determinadas áreas como arrugas y fosas oceánicas, zonas sísmicamente activas, etc., en el que resulta de particular interés la coordinación de los conocimientos geológicos y geofísicos. Colaboran en este proyecto gran número de países, particularmente los Estados Unidos. Presidente, V. V. Belousov, URSS.

La Unión propuso varios miembros para las diferentes Comisiones que figuran en el proyecto, particularmente para las más allegadas a la ciencia geológica, como petrología, vulcanología, tectónica y geología submarina. Para la de tectónica fue designado, entre otros, el Prof. D. J. M. Ríos, de Madrid.

5. Designación de una Comisión para el Programa Internacional de Hidrología. Presidente, Dr. H. Kupper, Dinamarca.

6. Designación de una Comisión para el Estudio de la Documentación Geológica, problema cada vez más agobiante ante el gran número de publicaciones periódicas, que hace difícil su consulta. Presidente, Dr. J. Roger, Francia.

Este es, muy abreviadamente, el resultado de esta primera actuación de la IUGS, la cual, como las restantes organizaciones internacionales científicas, se integra en el ICSU (International Council of Scientific Unions), constituido actualmente por un número limitado de 14 miembros. Por ello, en lo sucesivo, las nuevas organizaciones científicas internacionales tendrán que integrarse en el seno del ICSU a través de algunos de sus 14 miembros ya existentes.

El Consejo de Investigaciones Científicas italiano no solo cobijó las reuniones de la Unión, sino que agasajó a sus miembros. Al final de la reunión se realizó una excursión por la región volcánica de Nápoles, dirigida por el Prof. Rittmann.

Con posterioridad a la reunión, se ha publicado un folleto de 63 páginas (circular núm. 11), en el que se detallan ampliamente los resultados de la reunión y se incluye el texto de los estatutos de la IUGS.—L. S. S.

SIMAS Y CAVIDADES ESPAÑOLAS QUE SE INCLUIRAN EN EL CATALOGO MUNDIAL

Según los acuerdos del III Congreso Internacional de Espeleología celebrado en Austria en 1961, cada país debería enviar al secretario general permanente, Dr. H. Trimmel, la relación de simas cuya profundidad sea superior a 200 metros y cavidades de un desarrollo mayor que 2 kilómetros, al objeto de elaborar el catálogo mundial antes del IV Congreso Internacional de 1965 en Yugoslavia.

Para España, la relación hasta abril de 1964 es la siguiente:

S I M A S

1. Sima de la Piedra de San Martín, Larra (Navarra)	940 m. (1)
2. Sima de la Mortera, Soba (Santander)	450 » (2)
3. Cueva-Sima Ormazarreta, Aralar (Navarra)	373 »
4. Torca del Carlista, Carranza (Vizcaya)	355 »
5. Aven de Marbore, Marbore (Huesca)	350 »
6. Lezandi, Itxina (Vizcaya)	301 »

(1) La cota de --940 m. es por sondeo, habiendo llegado el equipo de punta (LUQUET y ERASC) hasta --900 m.

(2) La cota de --450 m. es por sondeo. El hombre de punta (CARO) llegó hasta --370 m. (SPELUNCA, núm. 4, 1963).

7. Sima de la Seguiria, Carranza (Vizcaya)	290 »
8. Torca del Vivero, Carranza (Vizcaya)	278 »
9. Sima de Aitzbeltz, Mendaro (Guipúzcoa)	278 »
10. Sima Sin Nombre de Izlar, Izlar (Guipúzcoa)	< 260 » (3)
11. Cueva del Gato, Gaduares (Málaga)	< 250 » (4)
12. Sima de Echaleku, Larra (Navarra)	245 »
13. Sima de Sesiarte, Zumarraga (Guipúzcoa)	240 »
14. Cueva de los Verdes, Lanzarote (Canarias)	230 »
15. Sima de Catabera, Aitzgorri (Guipúzcoa)	220 »
16. Sima de Chomin I, Carranza (Vizcaya)	220 »
17. Sima de Montserrat Ubach, Bages (Lérida)	217 »
18. Cueva-Sima del Agua, Arana (Granada)	215 »
19. Cueva de Mairuelegorreta, Gorbea (Alava)	210 »
20. Aven de la Perla, Garraf (Barcelona)	209 » (5)
21. Aven del Esquerra, Garraf (Barcelona)	202 »
22. Aven des Esquirols, Garraf (Barcelona)	202 »
23. Sima de Mantaregui, Deva (Guipúzcoa)	202 »
24. Sima de Lezaun Urtxulo, Alzania (Alava-Navarra)	200 »
25. Goicoleiza (Guipúzcoa)	200 »

CAVERNAS

1. Completo Palómeras-Dolencias (Ojo Guareña), Sotoscueva (Burgos) ...	16.000 m.
2. Cueva de Mairuelegorreta, Gorbea (Alava)	10.000 »
3. Cueva de Cullalvera, Ramales (Santander)	6.300 »
4. Sima de la Piedra de San Martín, Larra (Navarra)	6.200 »
5. Cueva de los Verdes, Lanzarote (Canarias)	6.100 »
6. Cueva de Reguerillo, Torrelaguna (Madrid)	3.500 »
7. Goba Grande de Tertanga, Tertanga (Alava)	3.100 »
8. Cueva del Gato, Gaduares (Málaga)	< 3.000 » (4)
9. Cueva de Arrikutz, Oñate (Guipúzcoa)	2.900 »
10. Cueva de Loptrilla, Samano (Santander)	2.870 »
11. Lezandi, Itxina (Vizcaya)	2.803 »
12. Cueva de la Busta, Cabezón de la Sal (Santander)	2.500 »
13. Cueva de la Coventosa, Arredondo (Santander)	2.400 »
14. Cueva de Guaran, Entzia (Alava)	2.150 »
15. Cueva de Cudon, Miengo (Santander)	2.100 »
16. Cueva de los Goros, Badaya (Alava)	> 2.000 » (6)
17. Cueva de Basaula, Itzake Estella (Navarra)	> 2.000 » (7)
18. Cueva de Piscarciano, Soncillo (Burgos)	> 2.000 » (8)

(3) La profundidad de --260 m. no es dato topográfico, sino estimación por la longitud de las escalas utilizadas (IZARRA).

(4) El desarrollo de 3.000 m. y la profundidad de --250 m. son estimativos (SPELUNCA, número 4, 1963).

(5) Su profundidad actual ya no es --209 m. (antiguo récord de Cataluña), sino de --184 m., como consecuencia de un reciente hundimiento (MONTORIOLA).

(6) Se halla topografiada en 1,5 km., estimándose netamente superior a 2 km. (ERASO).

(7) Topografiada en 1,4 km., se estima superior a los 2 km. (LARUMBE).

(8) Topografiada en 0,5 km., la descubierta realizada se considera superior a los 2 kilómetros (ANTÓS). A. E.

RESERVAS MINERAS

RESERVA EN UNA ZONA DE LAS PROVINCIAS DE HUESCA, LERIDA, TARRAGONA Y ZARAGOZA

Por Orden del Ministerio de Industria de 29 de febrero de 1964 se acuerda: 1.º Reservar provisionalmente a favor del Estado los yacimientos de lignito que puedan encontrarse en los terrenos francos existentes en la actualidad, y asimismo en los que queden libres, mientras subsista la reserva, dentro del territorio comprendido en el polígono cuyos vértices sean los centros de las puertas de las casas consistoriales de Ballobar, Valmaña, Aytona, Mayals, Fiix, Pobla de Masaduca, Fabara, Caspe, Bujaraloz, Ballobar, de las provincias de Huesca, Lérida, Tarragona y Zaragoza, suspendiéndose en el mismo el derecho a solicitar permisos de investigación o concesiones de explotación a que se refiere el artículo 16 de la Ley de Minas, siempre que la sustancia sea de la afectada por la reserva. 2.º La reserva provisional así establecida no podrá causar limitaciones a los derechos derivados de permisos de investigación solicitados y a las concesiones de explotación derivadas de los citados permisos que se hallasen otorgados o en tramitación, y entrará en vigor a partir del 21 de marzo y expirará en la misma fecha de 1966, salvo que antes de su vencimiento haya sido prorrogada de forma explícita o transformada en reserva definitiva. 3.º Se encomienda la ejecución de las labores de investigación al Instituto Nacional de Industria.

RESERVA PROVISIONAL A FAVOR DEL ESTADO EN UNA ZONA DE LA PROVINCIA DE ALMERIA

Por Orden del Ministerio de Industria de 13 de marzo de 1964, por la que se prorroga la reserva a favor del Estado de los yacimientos de plomo en una zona de la Sierra de Gádor, ampliada a yacimientos de espato flúor, según Orden ministerial de 18 de junio de 1962, se acuerda lo siguiente: Prorrogar la reserva a favor del Estado de los yacimientos de plomo en una zona de la Sierra de Gádor, de la provincia de Almería, establecida por Orden ministerial de 21 de abril de 1955 y ampliada a yacimientos de espato flúor según Orden ministerial de 18 de junio de 1962, en los propios términos que se indicaban en la correspondiente Orden. Esta prórroga entrará en vigor a partir de la fecha del vencimiento de la reserva, expirando a los dos años, salvo el caso de que se prorrogue nuevamente de forma explícita o sea transformada en reserva definitiva.

RESERVA EN UNA ZONA DE LA PROVINCIA DE CIUDAD REAL

Por Orden del Ministerio de Industria de 24 de febrero de 1964 se acuerda, prorrogar reserva a favor del Estado de los yacimientos de manganeso, en la zona de Puerto-Lápiche, Manzanares, Granatula, Villamayor de Calatrava, Pieón y Malagón, de la provincia de Ciudad Real, en los propios términos que se indicaban en la Orden de 12 de febrero de 1962, que estableció la misma. Esta prórroga entrará en vigor a partir de la fecha del vencimiento de la reserva, expirando a los dos años, salvo el caso de que se prorrogue nuevamente de forma explícita o sea transformada en reserva definitiva.

RESERVA PROVISIONAL A FAVOR DEL ESTADO EN UNA ZONA DE LA PROVINCIA DE TARRAGONA

Por Orden del Ministerio de Industria de 29 de febrero de 1964 se acuerda, prorrogar la reserva a favor del Estado de los yacimientos de carbón en la zona que se determina anteriormente, de la provincia de Tarragona, en los propios términos que se indicaban en la Orden de 28 de marzo de 1962, que establecía la misma. Esta prórroga entrará en vigor a partir de la fecha del vencimiento de la reserva, expirando a los dos años, salvo el caso de que se prorrogue nuevamente de forma explícita o sea transformada en reserva definitiva.

Notas bibliográficas

CRIADEROS

HAROLD A. QUINN: *Ethiopia's geology, minerals, and mining*. «World Mining», págs. 31 a 35, XVII, 3, Part II, Marzo 1964.

Los principales productos minerales de Etiopía son oro, platino, sal, cemento, cal y hierro. El potasio llegará a ser el principal mineral, una vez que la mina subterránea, ubicada en la depresión de Dallol (concesión de Ralph M. Parsons), alcance, junto con la refinación y los medios de transporte, el volumen de producción programada para 1965. El Ministro de Minas anunció un programa para elevar la producción en los placeres de oro en 1964. Desde el punto de vista geológico, el 21 % de la superficie del país corresponde con afloramientos de rocas precámbricas, y también hay grandes afloramientos de rocas mesozoicas que se encuentran sobrepuestas por los basaltos de la meseta de edad terciaria. Tanto el vulcanismo como la orogenia tuvo lugar durante el Oligoceno. Rocas volcánicas más recientes de edad cuaternaria cubren gran parte de los viejos basaltos. El accidente estructural más específico es el «rift Valley etíope». Las evaporitas se encuentran en la depresión del Dallol.

GEOLOGIA

JACQUES PAQUET: *Observaciones sobre la Subbética al sur de Calasparra (provincia de Murcia, España)*. «C. R. Som. des Séan. de la Soc. Géol. de France», núm. 10, página 327, 28 diciembre 1963.

La Subbética, capa externa de las cordilleras béticas, soporta sobre el meridiano de Calasparra, del Norte hacia el Sur, numerosas unidades tectónicas. Entre la Prebética autóctona al Norte y el Trias, basamento de las unidades subbéticas del Sur, se coloca la unidad de La Puerta, cuyas facies son intermedias entre las de la Prebética y las de la Subbética más septentrional. Esta última está constituida por la unidad de Los Rameles: el Cretáceo y el Eoceno presentan facies intermedias entre las de la unidad de La Puerta y las de la unidad de la Loma de Solana, más meridional. Esta, caracterizada por las facies calizas durante todo el Jurásico, es margosa del Berriasiense hasta el Oligoceno. Superpuesta a la unidad de la Loma de Solana viene la unidad de la Sierrecica de las Cabras, cuyas facies son idénticas a la precedente. Soporta la unidad de la Sierra de Burete, cuyas facies se vuelven a unir a la vez a las de las unidades subbéticas más septentrionales y a las de las unidades más meridionales. La unidad meridional de la Sierra de Ponce presenta facies calizas hasta el Lias medio. El Jurásico medio y superior, lo mismo que el Cretáceo, son margosos. Viene a continuación una potente serie caliza del Eoceno superior-Oligoceno.

Aborda diferentes problemas tectónicos, en particular las relaciones entre las unidades de la Loma de Solana, de la Sierrecica de las Cabras y de la Sierra de Burete. Una tectónica posterior, dirigida hacia el Sur-Este, que se añade a la tectónica de las capas empujadas hacia el Norte, fue descubierta en alguna de las unidades precedentes citadas. F. M. M.

GEONUCLEONICA

G DURAND: *Étude des âges des mineralisations uranifères du gisement du «Limouzat», massif des Bois-Noirs*. «Informe CEA», núm. 2.333, 1963.

El estudio que comentamos se refiere a las diversas investigaciones efectuadas a diversos niveles en la mina «Limouzat» (macizo de Bois-Noirs). Ha permitido poner en evidencia una primera venida de uranio hace unos doscientos sesenta y cinco millones de años, seguido de un rejuvenecimiento que tuvo lugar a los sesenta y cinco millones de años.

Muestra el estudio que el uranio circuló en el seno del yacimiento, y que igualmente hubo una circulación de radón.

Un estudio de espectrometría γ destinada en su origen ha probado los desequilibrios de las aguas de circulación de radón, y ha permitido mostrar que los espectros γ registrados en las diversas muestras pueden ser considerados como erróneos. Apercibido el autor, en efecto, que la presencia de plomo, del hierro, etc., tuvieron una fuerte influencia sobre el espectrograma de la familia del radio, ya que todas las investigaciones han considerado que las leyes en plomo de los minerales uraníferos eran especiales y no había ninguna diferencia importante en el estudio del espectro γ de las muestras.

También ha mostrado que la ley de 1 a 2 % de plomo de un mineral uranífero es muy importante, y que el efecto de pantalla dio como consecuencia una modificación total del espectro γ . Ha intentado establecer una correlación entre el efecto de pantalla y el espectro γ . Se ha dado cuenta que dividiendo las relaciones de que se ha servido, Ra/RaB y RaB/RaC , por la relación química Pb/U , se han podido agrupar todos los puntos analíticos del estudio sobre un diagrama que tiene por eje Ox, la relación $RaB/RaC : Pb/U$ y por eje Oy, $Ra/RaB : Pb/U$; y que estos puntos se encuentran muy próximos de una recta $y = 0.385 X$.

Ensayo de valorar las relaciones teóricas de los minerales en equilibrio y deducir las leyes en radón y de los descendientes del radón que quedan en las muestras estudiadas. La comparación de los desequilibrios así establecidos, con los resultados de la espectrometría de masas, prueban que para ciertas tomas de muestra la concordancia es buena. Pero para muchas otras son menos satisfactorias, lo que significa que no se puede despreciar los otros cationes. En efecto, la recta $y = 0.385 X$ tiene solamente en cuenta una corrección debida a la presencia del plomo.

Es bien evidente que un estudio interesante debe efectuarse sobre los efectos de pantalla de los diferentes cationes encontrados en el seno de los minerales. Piensa que puede incluso conducir a la puesta en evidencia de ciertos elementos directamente por espectrometría γ .

Las edades medidas con el espectómetro de masas presentan dos tipos de discordancia; pero éstas pueden ser explicadas considerando una primera venida de plomo, seguida de un reactivamiento, y en ciertos puntos de una segunda venida, en esta época. En fin, el yacimiento estudiado sufrió una circulación de uranio y de radón.

Es bien evidente que el estudio hecho sobre las siete muestras no es limitativo y que puede seguirse en otros lugares del yacimiento. No obstante, permite poner en evidencia el hecho de que el análisis isotópico destinado a dar la edad por el método de plomo, ningún sentido tiene si se hace sobre una sola muestra de un yacimiento.

Puede tener la suerte de disponer de una buena muestra, pero esto es muy raro. Resulta que la mayor parte de las medidas hechas sobre una sola muestra corresponde a la determinación de sus relaciones isotópicas y no permite en ningún caso dar resultados generales.

Fuera del estudio de Bois-Noirs, se ha ocupado el autor del estudio de muestras procedentes de la mina de «Chardon», en Vendée, y ha podido ya constatar la gran divergencia de resultados obtenidos. No será, pues, insistir demasiado sobre la dificultad en el estudio de los resultados del análisis isotópico del plomo por una determinación de edades. De todas maneras, está bien considerar que el uranio, sus descendientes y el plomo mismo puede haber sufrido diversos rejuvenecimientos y que parte de los casos extremadamente raros de concordancia de diversas edades habrá secuencias de desequilibrio. La secuencia más frecuente es edad 206/238 edad 207/235 y 207/206.

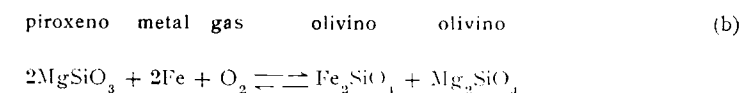
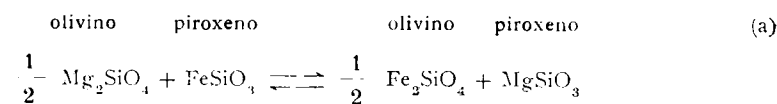
El estudio prueba que la manera de interpretar esta secuencia propuesta por Wetherill no permite corregir todos los resultados de los análisis isotópicos, y que es aconsejable tener en cuenta las pérdidas de radón que los autores americanos tienen la virtud de despreciar.

Termina el autor refiriéndose al resultado de un estudio publicado en el año 1961 y que da para varios yacimientos del macizo central una primera venida de uranio ocurrida hace doscientos sesenta millones de años, seguida de un rejuvenecimiento de hace setenta millones de años. Se contrasta una perfecta concordancia del resultado de los presentes estudios con resultados anteriores. Concluye que para los diversos yacimientos estudiados, como para el macizo de Bois-Noirs, la primera venida de uranio es producida al principio del Permiano y el rejuvenecimiento tuvo lugar en el momento de la orogenia alpina.—L. DE A.

GEOQUIMICA

ROBERT F. MUELLER: *Phase equilibria and the crystallization of chondritic meteorites*. «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, págs. 189-207, febrero 1964.

Ha sido calculada la composición de equilibrio «atmósfera de cristalización» de meteoritos condriticos usando datos termoquímicos. Las reacciones siguientes forman las bases de los cálculos:



El cambio de la reacción (a) ha sido valorado en términos de datos experimentales y observaciones, y han sido derivadas expresiones teóricas para constantes de equilibrio de ambas reacciones. Según estas expresiones, la fracción atómica $\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ de los silicatos crece con aumento de la fugacidad del oxígeno con una actividad constante del hierro en la fase metálica. Similarmente, la fracción atómica $\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Ni})$ de la fase metálica decrece con aumento de la fugacidad del oxígeno en la composición constante del silicato. Se dan las curvas de equilibrio $\log P_{\text{O}_2} - T$ para varias composiciones de silicatos.

Si están presentes el carbón y el hidrógeno libres, las reacciones (a) y (b) también producen valores de P_{CO} , P_{CO_2} y reacciones tales como $P_{\text{H}_2\text{O}} / P_{\text{H}_2}$, $P_{\text{CH}_4} / P_{\text{H}_2}^2$

Unas valoraciones análogas serían posibles para especies de carbono si el carbono libre estuviera ausente durante la cristalización; pero en el caso de que la cantidad disuelta en el metal sea conocida. Los análisis indican que las especies de carbono dominante en equilibrio con cuerpos de composición condritica serán CO mejor que CO_2 y que $P_{H_2O} / P_{H_2} < 1$ para la mayor parte de los tipos de estabilidad de los conjuntos.

Se discute el medio físico ambiente de la cristalización de los condritos atendiendo a los límites impuestos por los cálculos. Es también examinado el significado de ciertas texturas de cristalización y relaciones de estabilidad de los hidrocarburos.—F. M. M.

S. R. TAYLOR y MEUREN SACHS: *Geochemical evidence for the origin of australites*. «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, págs. 235-264, febrero 1964.

Se dan 19 análisis nuevos de australitas. La composición media de 43 australitas (incluyendo 24 análisis de Taylor, 1962, a) es la siguiente: P, 200 ppm; Si, 34,25 % (73,31 % SiO_2); Al, 6,18 % (11,68 % Al_2O_3); Ga, 8,3 ppm; Cr, 75 ppm; Mg, 1,22 % (2,02 % MgO); Li, 42 ppm; Ti, 4,130 ppm; Ni, 30 ppm; Co, 15 ppm; Cu, 7,3 ppm; Fe, 3,54 % (4,03 % FeO); 0,60 % Fe_2O_3); V, 76 ppm; Zr, 410 ppm; Mn, 760 ppm; Sc, 12 ppm; Na, 0,93 % (1,25 % Na_2O); Ca, 2,50 % (3,50 % CaO); Sr, 200 ppm; K, 1,88 % (2,26 % K_2O); Ba, 620 ppm; Rb, 84 ppm; Cs, 2,7 ppm. Se da una discusión de la posible variación regional en la composición, y la comparación se hace con vidrios Darwin e impactos vítreos. En contraste con esto, no se observa una contribución meteórica significativa en la composición de la australita.

Se discuten elementos cuya abundancia es particularmente significativa para el origen de la tektita. Estos son: Cs; Mg; Li y K; Ti y Zr; U y Th; Ni, Co y Cr; Ca, Sr y Ba; Ga, Cu y Pb; y las tierras raras. La abundancia absoluta y relativa de estos elementos es similar a la de los materiales de la superficie terrestre bien mezclados. No son compatibles con abundancia de rocas ígneas, y no han sido alteradas de una forma significativa por destilación selectiva de elementos volátiles.

Se discute la procedencia de las tektitas, refiriéndose especialmente al origen lunar o terrestre. La gran abundancia de elementos traza y relaciones de isótopos de plomo y estroncio hacen que se le asigne a este material un origen terrestre o de un planeta enteramente similar. Dan los autores ideas comunes acerca de la composición e historia de la superficie lunar, y se incluye una sección sobre la composición probable de los ácidos lunares diferenciados.

El conocimiento presente de los autores hace que se excluya la superficie lunar como productora de australitas.—F. M. M.

B. W. EVANS: *Fractionation of elements in the pelitic hornfelses of the Cashel-Lough Wheelan intrusion, Connemara, Eire*. «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, páginas 127-156, febrero 1964.

El autor examina los cambios mineralógicos observados en la fracción de los elementos mayores y menores de las intrusiones básicas y ultrabásicas de las cornubianitas de Cashel-Lough Wheelan.

La comparación con fraccionamiento de elementos traza en magmas silicatados muestra un excelente acuerdo, excepto en los casos de Ga : Al y Co : Ni. Esto evidencia fa-

vorablemente la hipótesis de la extensa fusión fraccionaria de las rocas aureolares, con el amplio cambio químico que tiene lugar como resultado de la extracción del líquido intersticial. La ausencia de algún metasomatismo aditivo es sugerida por la falta de cambio en las relaciones entre los elementos aparentemente enriquecidos; ejemplo: Mg : Mg + Fe, y las relaciones de Cr, Ni, V y Co en Mg + Fe.

Las pérdidas de Si, Na y K de las pelitas están acompañadas por importantes pérdidas de Ba, Rb, Li, La y Cs. Las pérdidas de Sc, Mn, Sr y Zr son pequeñas a bajas temperaturas de alteración, pero mayores a altas temperaturas. Cr, V, Co, Ga y Ni, igual que el Fe total, Mg y Ti, están enriquecidos triplemente en las rocas más intensamente alteradas, aunque en los estados extremos hay evidencia de mudanza de Mg, Ti y Ni, junto con pequeñas cantidades proporcionales de Fe. Las composiciones de las sucesivas fracciones fluidas o líquidas serán calculadas usando contenido de Cr como indicador del decrecimiento absoluto en el número total de cationes en las cornubianitas. La envoltura de las cornubianitas primero produce un líquido granítico rico en K, y a temperaturas ligeramente elevadas más líquido granítico normal o granodiorítico. El líquido perdido por los xenolitos en el magma encerrado es rico en Si, y contiene cantidades apreciables de Mg, Ti, Mn, Ca y K.—F. M. M.

J. R. VALLENTYNE: *Biogeochemistry of organic matter.—II. Thermal reaction kinetics and transformation products of amino compounds*. «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, páginas 157-188, febrero 1964.

Los siguientes productos del reactivo ninhidrina se identifican en soluciones 0,01 M de aminoácidos sencillos pirolizados en ausencia de oxígeno: ácido α -aminobutírico procedente del ácido glutámico, metilamina de glicina, etilamina de alanina, glicina, alanina y etanolamina de serina, glicina de treonina, fenilamina y benzilamina (?) de fenilamina, glicina y alanina de metionina y prolina de arginina. Los valores de R_f son registrados para productos no identificados con el reactivo ninhidrina, que se producen en soluciones pirolizadas de leucina, isoleucina, valina, histidina, tirosina y lisina. El ácido aspártico produce sólo ácido málico y amoníaco en pirólisis y ninguna prolina ni hidroxiprolina originan productos con el reactivo ninhidrina. En términos de orden creciente, la estabilidad termal relativa a temperaturas entre 216 y 280° C., los aminoácidos estudiados se distribuyen entre los cuatro grupos siguientes: 1.º ácido aspártico, cistina, treonina, serina, arginina-HCl; 2.º lisina-HCl, histidina-HCl, metionina; 3.º tirosina, glicina, valina, leucina, isoleucina; 4.º alanina, prolina, hidroxiprolina (?), ácido glutámico. Se sugiere que parte de la glicina, prolina y alanina contenida en materiales fósiles puede ser diagenética y no original.

Experimentos pirolíticos en mezclas equimolares de aminoácidos en solución acuosa mostraron el orden de estabilidad relativa establecido en las bases de experimentos con aminoácidos sencillos que permanecen inmutables; no obstante, en la glicina, alanina y fenilalanina se ha observado que se descomponen más rápidamente en mezclas que cuando se presentan solas. La alanina había mostrado ser mucho más propensa durante la pirólisis en presencia de glucosa que en su ausencia; la dinámica crece con la concentración de glucosa.

Las ecuaciones de Arrhenius describen las clases de reacciones de cuatro aminoácidos presentes solamente en soluciones 0,01 M, donde puede encontrarse: ácido piroglutámico, $K = 2 \times 10^9 e^{-35,800/RT}$; fenilalanina, $K = 2 \cdot 10^8 e^{-30,800/RT}$; treonina, $K = 2 \cdot 10^{12} e^{-34,500/RT}$; y serina, $K = 4 \cdot 10^9 e^{-29,300/RT}$.

Usando estas ecuaciones y los datos ya conocidos obtenidos para la alanina por Abel-sol (en 1954), ha construido el autor un cuadro indicando los valores pronosticados de cada aminoácido, permaneciendo después de la aplicación de combinaciones de tiempos y temperaturas entre 0.1 millón de años a 10° C. y 5 millones de años a 100° C. Se dan aplicaciones geotermométricas de los datos y un nuevo método geotermométrico, basado en la destrucción selectiva de ciertos aminoácidos.--F. M. M.

A. A. SMALES, T. C. HUGHES, D. MAPPER, C. A. J. MCINNES y R. K. WEBSTER: *The determination of rubidium and caesium in stony meteorites by neutron activation analysis and by mass spectrometry*. «Geochim. et Cosmochim. Acta», vol. 28, p. 209-233, febrero 1964.

El rubidio y cesio contenido en 12 condritos ha sido determinado independientemente por análisis de activación neutrónica y por dilución isotópica usando espectrometría de masas. La igualdad de las conclusiones para los resultados, demuestra que ambos métodos están esencialmente libres de error sistemático. Los resultados de estos análisis y de 12 condritos adicionales examinados sólo por activación neutrónica, confirman la amplia dispersión del contenido en cesio, y contrasta fuertemente con la uniformidad del contenido en cesio indicado por Ahrens (1960). En particular, para la misma muestra de Bluff examinada en ambos laboratorios, los resultados son: activación de neutrón, 0.0086 ppm.; espectrometría de masas, 6.0086 ppm.; Ahrens (1960), 0.14 ppm.

Se registran nuevos resultados para un total de 32 muestras incluyendo 3 condritos carbonosos, 2 pallasitos, un mesosiderito y un acondrito. Los datos combinados para estas investigaciones y las primeras, dan para 24 condritos valores medios y dispersiones de rubidio de 2.45 ppm. (1.3-3.8 ppm.); y de cesio de 0.073 ppm. (0.005-0.2 ppm.); este valor medio del cesio es más bajo que el de la abundancia cósmica deducida de 0.4 ppm. (Suess y Urey, 1956; Cameron, 1959) y algo inferior que el último valor calculado de 0.116 ppm (Clayton y Fowler, 1961). Una breve investigación ha sido realizada en mecanismos de fraccionamiento posible, basada en la volatilidad y en la acción lixiviativa del agua. --F. M. M.

MINERALURGIA

Cutting cement cost using computer-controlled kiln. «World Mining», págs. 36-37, XII, número 3, marzo 1964.

Un nuevo proceso de control sistemático se utiliza en la fábrica de cementos en Mason City, Iowa, de la Northwestern States Portland Cement Company. Un total de 58 instrumentos colocados a lo largo del horno rotatorio de 120 metros de largo recogen 500 observaciones cada minuto, que son transmitidas eléctricamente a un IBM 1711, convertidor de datos, donde son interpretadas, analizadas y comparadas. Casi instantáneamente, el IBM 1711 pasa los datos en lenguaje digital a un computador 1.620. Calcula inmediatamente todas las variaciones en la operación del horno y escribe cada cuatro minutos un informe sobre el funcionamiento del horno. También imprime instrucciones para los operadores para normalizar la marcha del horno. Con el nuevo sistema de control, Northwestern produce ahora cemento de mejor calidad y ha reducido los costos en el consumo de combustible.

MINERIA

JOHN H. LUCAS: *Cyprus, cradle of copper mining has two new pits*. «World Mining», páginas 26 a 30, XVII, núm. 3, marzo 1964.

Estos dos tajos «a cielo abierto» están situados en un yacimiento para la explotación de criaderos de piritas de cobre cerca de la superficie. Parte de ellos ya fueron trabajados por los fenicios y romanos. La explotación subterránea en Skouriotissa produjo 3.000.000 toneladas de mena. La minería a cielo abierto producirá 2.700.000 toneladas largas del 2,2 por 100 de cobre y 44 por 100 de azufre. Se extraerán 600.000 metros cúbicos de antiguos rellenos de viejas labores y 10.300.000 toneladas de roca y barro. En Apliki se removerán 6.600.000 metros cúbicos de roca para extraer 1.650.000 toneladas largas con 1.85 por 100 de cobre y 36 por 100 de azufre. Se tomó la decisión de trabajar «a cielo abierto» para reducir el número de trabajadores, y el control es más eficiente; se extrae fácilmente la mena desmenuzada, los riesgos de polvo, calor y fuego quedan reducidos y se puede recuperar toda la mena. Se desarrollan procedimientos de voladura especiales para zonas cercanas a trabajos subterráneos de calor elevado.

QUÍMICA

Anuario de Achema 1962/1964. Frankfurt (Main) 1964.

El Anuario de Achema 1962/64, aparecido en el mes de marzo, consta de tres volúmenes de 1938 páginas en total, de formato 210 x 297, y está editado por Dieter Behrens. En él se reseñan las investigaciones europeas, los desarrollos en el dominio de la química industrial, de las técnicas en operaciones y los aparatos químicos, de gran utilidad para cuantos se ocupan de la mineraloquímica.

Debido al gran incremento de datos con relación a las ediciones anteriores, es por lo que se edita en tres volúmenes.

El tomo primero tiene por título «Recherches européennes en génie chimique», después de una introducción general da cuenta de 231 Instituciones de 16 países europeos que ejercen actividades de enseñanza e investigaciones en los campos indicados.

El tomo primero tiene por título «Recherches européennes en génie chimique», y después contiene las reseñas de 230 firmas dedicadas a la construcción de aparatos químicos de 11 países de Europa y de Ultramar.

El tomo tercero, con el subtítulo de «Guide de l'appareillage chimique en Europe», cita los 1.525 expositores procedentes de 23 países, que tendrá lugar en junio de 1964. En esta exposición se presentarán más de 700 tipos de aparatos químicos, máquinas, instalaciones e instrumentos de medida y de regulación, materiales y accesorios para la ciencia y la técnica. Esta parte del tomo tiene un léxico de ingeniería química en cuatro lenguas: francés, inglés, alemán y español.

Los dos primeros tomos se publican trilingües y el tercero se publica por separado para cada lengua. Completan la obra índices explicativos trilingües, con lo cual facilitan considerablemente su manejo.

VULCANOLOGIA

Observaciones sobre la edad del vulcanismo gerundense. Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, núm. 695, vol. XXIV, núm. 12, págs. 359 a 372, 1962.

Después del estudio realizado por el autor sobre edad del vulcanismo de la región gerundense, establece, ordenada cronológicamente, la siguiente sucesión:

Mioceno: 1) Mioceno medio: Basaltos del Alto Ampurdán (Arenys y probablemente Siurana).

2) Pontiense o principios del Plioceno: Basaltos de la Selva (Hostalrich, Massanet, etcétera).

Basaltos por lo menos Prepliocénicos: Alto valle del Fluviá, Bajo Ampurdán (Planils, Corsá, etc.).

Plioceno: Traquita de Vilacolum.

Traquita del Tordera (Sant Corneli).

Cuaternario: 1) Rissienese: Grandes erupciones basálticas de Olot.

2) Postwurm: Erupciones basálticas póstumas de la región de Olot, predominantemente explosivas.

Completa el trabajo un esquema tectónico de la región volcánica de Cataluña, y una serie de interesantes ilustraciones.—L. DE A.



INDICE

	Págs.
Contribución al estudio de la flora fósil del Turó de Mongat, por JUAN VICENTE CASTELLS	5
Estudio geológico de la zona española de Lácora (Valle Alto del Roncal, Navarra), por RICARDO ECHEVARRÍA CABALLERO y FERNANDO GARCÍA SALINAS	25
Estudio del yacimiento de fluorita «Mina Berta» (San Cugat del Vallés, Barcelona), por JOAQUÍN MONTORIOL POUS y MANUEL FONT-ALTABA	61
Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba, por RAFAEL CABANÁS	69
Plegamiento, por S. WARREN CAREY	75
Los sedimentos antiguos de la ría de Arosa: Algunas conclusiones geomorfológicas, por H. NONN	143
Los cuarzos idiomorfos como minerales indicativos de las facies salinas, por el Dr. W. D. GRIMM	157
Nota preliminar sobre la Prebética y la Subbética al norte de la Sierra Espuña (provincia de Murcia, España), por JACQUES PAQUET	185
Precisiones estratigráficas sobre las calizas de Aguas Salenz (Pirineos Aragoneses, España), por PIERRE SOUQUET	195
Geología meteórica, por ANTONIO DUE ROJO, S. I.	199
Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el IX Campamento para prácticas de Geología «Torla 1963», por JOAQUÍN DEL VALLE DE LERSUNDI y JUAN JOSÉ GARCÍA RODRÍGUEZ	219
Noticias	252
Datos estadísticos	253
Cotización y comercio	255
Criaderos	265
Novedades industriales y científicas	266
Reuniones científicas	270
Reservas mineras	273
Notas bibliográficas	277
Criaderos	279
Geología	279
Geonucleónica	280
Geoquímica	281
Mineralurgia	284
Minería	285
Química	285
Vulcanología	286