

I/15-1-1

NOTAS Y COMUNICACIONES  
DEL  
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO  
DE  
ESPAÑA

---

NÚMERO 11

---



MADRID  
Gráficas Reunidas, S. A.  
Hermosilla, 108  
1943

JOSÉ ROMERO ORTIZ DE VILLACIÁN

INGENIERO DEL INSTITUTO

## LOS CRIADEROS DE CAOLÍN

### **Génesis del caolín y de la sericita**

En el número 8 de nuestras NOTAS Y COMUNICACIONES apareció la traducción de un trabajo original del notable geólogo Mr. Waldeman Lindgren sobre el origen del caolín, que comienza como una "Introducción a una discusión" y termina, con los deseos plausibles en todo hombre de ciencia, mostrando "la esperanza de atraer comentarios y sugerencias de los interesados en el asunto del caolín y de la sericita". No son, por tanto, sus primeras palabras las que me mueven a publicar esta nota, sino precisamente las últimas, para corresponder a un ruego que tan atentamente se formula en nuestra publicación. Expondré, por consiguiente, mi opinión personal, mediocre fruto de mis trabajos e investigaciones sobre este antiguo y debatido tema, con idéntico deseo de atraer más valiosas demostraciones que las mías sobre cuestión científica de tan alto interés.

Dadas las distinciones establecidas por los mineralogistas entre los diversos caolines, forzoso es que comience, como el ilustre autor de "Mineral Deposits", fijando la especie mineralógica a que he de referirme, puesto que la denominación de *caolín* es genérica y comprende varias especies: la *nacrita*,

la *dickita* y la *caolinita*, cristalizadas en el sistema monoclínico, pero con propiedades ópticas diferentes; y el *caolín ordinario* o amorfo, el cual presenta diversas variedades, que no he de considerar por no ser necesario para el caso, circunscribiéndome a su tipo principal o *caolín común*, del que aquellas se derivan fácilmente.

Es la misma especie que considera el Sr. Lindgren; corresponde a la fórmula química  $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , con la composición  $\text{SiO}_2 = 46,5 \%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 39,5 \%$  y  $\text{H}_2\text{O} = 14 \%$ .

Este caolín, que es el que con interés industrial encontramos en la Naturaleza, no es, ni puede ser, una unidad mineralógica que responda con rigor matemático a dicha fórmula química, y, por tanto, a una composición exactamente definida. La razón es sencilla: procede, generalmente, de la alteración feldespática, que también es la única de que trataremos en estas líneas, y por muy pura que sea su fuente principal, la ortosa, el estudio al microscopio de ésta nos la muestra, casi siempre, con inclusiones de mica, apatito, zircón, cuarzo, titanita, magnetita, etc., etc. Como, según diremos, la coalinización respeta estas estructuras, quedan incluidas tales impurezas en la masa del caolín epigénico, aunque la pseudomorfosis haya sido completa. Y si no lo fuera, quedaría, además, un residuo feldespático. De aquí que, por muy perfecta que sea la preparación mecánica que la Naturaleza haya realizado para crear los yacimientos secundarios, o que la industria efectúe, siempre encontramos en el caolín obtenido algo de Na, K, Al, Fe, Mg, Ca, Ti, Si, etc.; claro es que no siempre reunidos, sino unos y otros residuos, y generalmente son tan significativos, que bastan por sí solos para dictaminar en el laboratorio, sin ningún reconocimiento geológico, la naturaleza de la roca de donde el caolín secundario procede.

Esto no obstante, a veces se consigue una depuración tan

completa que verdaderamente sorprende, pudiéndose citar como ejemplo la clase extra de un caolín de Galicia, el cual, según una comunicación del distinguido Ingeniero Sr. Mendizábal, llega a tener una composición, para material desecado a  $105^\circ \text{C}$ .:  $\text{SiO}_2 = 46,41 \%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 38,76 \%$  y  $\text{H}_2\text{O} = 13,58 \%$ , con un resto de  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,47 \%$ ,  $\text{TiO}_2 = 0,43 \%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 0,23 \%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 0,12 \%$ , no conteniendo Ca, Mg ni sulfatos; composición que, como vemos, se aproxima mucho a la del caolín químicamente puro. Claro es que también se obtienen allí otros caolines de inferior calidad. Dejemos consignado igualmente que el tamaño máximo de sus gránulos es de 0,14 milímetros.

El examen al microscopio de numerosas preparaciones de granitos, diques feldespáticos, granulitas, sienitas, pórfiros cuarcíferos, pórfiros graníticos y sieníticos, traquitas, ortófitos, pegmatitas, aplitas, liparitas, etc., que son las rocas que ofrecen la ortosa como feldespato único o predominante, o bien su variedad deformada, la sanidina, según se trate de filonianas, intrusivas o extrusivas, y otro buen número de pizarras cristalinas y arcosas, demuestran que la caolinización es un proceso muy general y extendido, porque son rarísimos los cristales de ortosa que no la presentan en grado más o menos marcado. Esto ya sugiere la idea de que debe tratarse de un fenómeno muy fácil y corriente, sin que tengan que cumplirse condiciones excepcionales para producirse. El feldespato, que debiera presentarse transparente y limpio en la platina del microscopio, lo encontramos, casi siempre, nuboso, con manchas parduscas, y en cuanto se cruzan los nicóles, estas manchas, de forma irregular, aparecen opacas, pero observadas por reflexión muestran el color blanco y el aspecto terroso del caolín.

Observando, además, la delicadeza de su formación estructural, se obtiene también la impresión de que se trata de un

fenómeno que se realiza con extraordinaria lentitud, como en rigor, y según veremos, sucede.

Para penetrar, quizá con paso inseguro, en la debatida cuestión de si el caolín es materia de alteración superficial o si se forma por la acción hidrotermal, si es producto de baja o alta temperatura, que en definitiva es el tema renovado por el Sr. Lindgren, me parece lógico partir del estudio de sus propiedades, no tan sabidas todavía como a primera vista parece, para investigar, hasta donde sea posible, las causas a que éstas obedecen, y si se cumplen objetivamente tendremos una demostración de la hipótesis o las hipótesis que formulemos con carácter subjetivo.

El análisis químico nos dice que es un silicato hidratado de alúmina, y la observación microscópica nos lleva a la conclusión de que es *aparentemente* amorfo; y digo aparentemente, porque no sabemos cómo le veríamos con medios ópticos de mayor poder de resolución. Para ello acudimos a los rayos X, y deducimos que está constituido por partículas finamente cristalinicas en una masa con predominio amorfo. Dentro de los conceptos actuales de la física-química debemos considerarle, por tanto, como un gel, y en virtud del modo de obtención, que ahora diremos, un hidrogel.

Si porfirizamos un poco de ortosa y se le añaden unas gotas de agua destilada, el líquido da con el papel tornasol una reacción alcalina. Sabemos que esto es una prueba de la hidrólisis, y entonces podremos acudir a ella para explicarnos el fenómeno. Por la acción hidrolítica del agua parcialmente ionizada, la sílice y la alúmina se habrán precipitado en forma gelatinosa, que por absorción retienen parte del agua. En la solución habrán quedado el silicato potásico, con algo de aluminato potásico, igualmente disociados en sus iones, la cual, por su riqueza en OH, y, por tanto, en hidrato potásico, tendrá reacción alcalina. Si se le añadiese un ácido se convertiría

ría en sal dicho hidrato, y una parte del  $\text{SiO}_3\text{H}_2$  se coagularía si la solución estuviese algo concentrada, pues esta sílice es muy soluble en ácidos diluidos. Todos estos iones pueden desaparecer por un efecto de diálisis o ultrafiltración, y conviene dejar sentado que no tienen ninguna reacción con la ortosa, como es lógico, ni con el caolín formado. En ocasiones, si existe, por ejemplo, hacia las salbandas del criadero algo de agua cargada de un ácido débil, carbónico, húmico, etcétera, puede producirse la precipitación de la sílice al estado coloidal, y a esto obedece en tales casos la mayor dureza o cohesión del caolín en estas zonas, o las venillas que se encuentran en el criadero, y hasta las concreciones agatiformes en algunas oquedades, aunque no siempre obedecen a esta causa, porque también pueden ser debidas a fenómenos secundarios.

Con más frecuencia que acierto ha sido rechazada la idea de la caolinización debida a acciones húmicas, hipótesis deducida como consecuencia de la relación geológica que se observa entre algunos criaderos de caolín y los de lignito o de turba. Según minuciosos estudios realizados en el Laboratorio de Investigaciones bioquímicas de la Universidad de Zaragoza por Rocasolano y sus colaboradores Albareda, Armisen, Ardid, Llanas, Bastero, Barcia, etc., resulta que la carga eléctrica de las partículas de humus coloidal es negativa, y por este carácter se las considera como ácidas; pero el origen de esta carga no es debido a que la partícula dispersa esté formada por un radical ácido, sino a que adsorbe iones negativos, que forman una capa que envuelve a dichas partículas, coagulando el sistema cuando fija iones positivos, y entre ellos los de calcio y magnesio son los que principalmente actúan en las tierras. La propiedad característica de estos complejos orgánicos de fijar iones desplazando simultáneamente otros que tenían adsorbidos, es muy importante para el estudio



de la fertilidad; y también Kappen ha demostrado, no hace muchos años, que las materias húmicas fijan los aniones de las sales neutras, liberando los cationes, de donde se deduce que la acidez de los suelos es debida a la fijación de estos restos ácidos y no al mismo humus.

En nuestro caso, considerado de modo general, es difícil que las suspensiones coloidales penetren en el interior de la tierra, por oponerse a ello fenómenos bien conocidos; pero en determinadas ocasiones en que esto pueda lograrse por fisuras en una zona de quebrantamiento u otra causa de libre conducción, como en los yacimientos secundarios, la presencia del humus podría hacer variar el carácter del residuo acuoso, y las micelas húmicas, al atraer el catión K, entrarían en solución, al propio tiempo que se produciría la coagulación de los aniones  $\text{SiO}_2$  y Al. De manera que cabe la posibilidad de una caolinización por esta causa.

La hidrólisis nos explica el proceso físico-químico con bastante sencillez y nos da un primer testimonio de la lentitud con que se efectúa, porque siendo indispensable la acción del agua ionizada, el agente no es de gran actividad, ya que diez millones de litros de agua sólo contienen una molécula gramo de agua disociada. En el caso que consideramos, la ionización es ciertamente mayor, por razón de la radiactividad, ya que en las rocas de ortosa es muy frecuente la inclusión de gránulos de zircón en las micas, que, como se sabe, son radiactivos, e incluso el mismo potasio; pero, de todos modos, el fenómeno se realiza con la delicadeza de una sustitución metasomática de volumen a volumen, esto es, con toda lentitud y con disoluciones muy diluidas.

Nueva prueba de ello es lo siguiente: La hidrólisis mencionada nos imaginamos que debe producirse como en el laboratorio, pero en la ortosa se verifica de muy distinta manera. El estudio micrográfico nos revela que no progresa la

caolinización de fuera hacia dentro, sino de modo totalmente inverso. Es sumamente frecuente que las manchas caolínicas aparezcan en el centro del cristal, y cuando el proceso está muy avanzado y parece que todo el feldespato ha sido sustituido, no es raro encontrar en la periferia del cristal una zona, más o menos ancha, en que la ortosa se ofrece transparente y limpia, que es precisamente la que se utiliza para el estudio de sus propiedades ópticas que sirven para el diagnóstico. Y aun se observa otra circunstancia, no menos curiosa, que prueba cómo el proceso respeta las estructuras, y es que, aunque todo el cristal esté caolinizado, se suelen conservar limpios y brillantes los cruceros, sin interposiciones en ellos de material caolínico, caso que es de más frecuente presentación cuando la roca ha experimentado algún accidente en la cristalización de la ortosa que ha producido cruceros más anchos de lo normal.

En cambio, cuando el cristal es muy coherente y sus cruceros, según los planos  $p$  (001) y  $g^1$  (010), son finos, no es raro que las manchas de caolín se extiendan por sus planos, que a veces se reconocen mejor por esta singularidad.

Respeta, como decimos, las más finas estructuras: maclas, inclusiones, cruceros; y como prueba citaré un caso de caolinización que he estudiado en nuestro laboratorio de una toba traquítica de Marruecos: La Naturaleza ha efectuado una preparación mecánica concentrando los gránulos feldespáticos procedentes de la roca eruptiva, dando una toba casi exclusivamente sanidínica. Con ejemplares de rocas hábilmente tomados por el notable Ingeniero Sr. Del Valle he podido seguir paso a paso el proceso, incipiente en la traquita y progresivo en la toba, hasta llegar al caolín final, blanco y bastante puro. Pues bien; examinando por transparencia una preparación microscópica de este último, aparece homogéneo, y cruzando los nícoles sobreviene una extinción total; pero si

se le examina a la luz reflejada, se ve todavía la estructura granoclástica original, con finas líneas de separación de unos gránulos con otros.

Se deduce de estas observaciones que la caolinización busca siempre el camino aparentemente más difícil para producirse; pero la realidad es que sigue siempre su mejor camino. Para consolidarse el caolín en el seno del feldespato, sin ganancia ni pérdida en el volumen y apenas sin aumento ni disminución ponderal con relación a la ortosa que le sirve de cuna, es necesario ocurran fenómenos que no sean de orden vulgar. Si consideramos, por ejemplo, un granito, sabemos que la mica es el primer mineral que se consolida; después, la ortosa, y por último, el cuarzo, que viene a rellenar los huecos que aquéllos dejan entre sí. Como ve el lector, no tenemos en cuenta más que estos elementos esenciales y de mayor tamaño. Al consolidarse la roca por enfriamiento, estos minerales sufren contracciones que impiden un encajamiento perfecto. Algunos ofrecen una textura miarolítica, y, en general, su porosidad principal se debe a esta falta de absolutos contactos, que pueden observarse al microscopio, en muchos casos, como aureolas de impurezas. ¿Qué sucedería si la caolinización fuese un proceso vulgar que avanzase desde la periferia hacia el centro del cristal? En su proximidad se halla un verdadero canal, cuando no río, si lo comparamos con el tamaño de los capilares, de que luego hablaremos; de manera que el caolín recién coagulado, al menor agente peptizante o ante una insignificante acción hidrodinámica, se pondría de nuevo en suspensión y emigraría del feldespato, dejando una pequeña vacuola para continuar agravando el mal. Desaparecerían los gránulos feldespáticos, con la consiguiente pérdida de la solidez de la roca, y las montañas graníticas se hubieran convertido en inmensos arenales. Esa sola circunstancia, al parecer lógica, de que una solución se inicie

en la propia superficie externa del cuerpo disuelto, hubiera sido de tal trascendencia, que por sí sola habría cambiado la fisonomía de la tierra.

Para evitarlo es imprescindible que la caolinización, a medida que va creciendo, deje prisioneras a sus tenues partículas en el interior del primitivo cristal, y por ello vemos producido el fenómeno en las zonas centrales, delimitadas, a veces, por la junta perfecta con un cuarzo o por un plano de macla de Carlsbad, extendiéndose en finas ramificaciones por las líneas de crucero solamente en el caso de que éstos ofrezcan secciones equivalentes a la porosidad capilar que el caso requiere.

Las suspensiones coloidales de caolín, cuando se presentan extraordinariamente turbias, aun con pequeñas cantidades de fase dispersa y que coagulan con la mayor facilidad, contienen partículas cuyo tamaño varía de 1 a 1.5  $\mu$ . Cuando son claras, se llega a dimensiones mucho menores, que oscilan entre 0,1 y 0,001  $\mu$ ; y si se añade que los hidrogeles obtenidos son casi líquidos, por su elevado poder de adsorción, que retiene al agua en forma de fina cutícula alrededor de la micela, dotándola así de extraordinaria movilidad, se comprende lo fácil que sería su evasión por los poros, que a estos efectos son como grandes conductos dentro de la roca.

Por esta razón, cuando el proceso puede considerarse como completamente terminado, esto es, cuando la seudomórfosis del feldespato en caolín es total o se va totalizando hacia los bordes de los cristales, no es raro que el caolín emigre del granito, como lo demuestran las acciones meteóricas en las zonas superficiales de los criaderos, y hasta en profundidad, como la prueban los manantiales de aguas cárdenas u opalinas que manan en dicha roca, de cuyo caso tenemos varios ejemplos en la Sierra de Guadarrama y en otras regiones graníticas y néisicas.

### Desecación del hidrogel

Es preciso, además, que la caolinización busque un camino difícil en el seno de la ortosa para que pueda resolverse el problema que plantea la desecación, que es tanto como decir su conservación *in situ*, ya que nosotros nos lo encontramos con nada más que 14 por 100 de agua adsorbida, y cuando se produjo podía tener 100 ó 200 veces más. (Zsigmondi cita que un gel silícico, recién obtenido, puede contener hasta 330 mol. de  $H_2O$  por 1 mol. de  $SiO_2$ .)

Con falsas ideas acerca de la permeabilidad, pudiera parecer extraño que el agua penetre hasta el corazón de un cristal homogéneo y compacto. La discusión es obvia, porque la acción del agua ha dejado en dicho lugar el testimonio del caolín. El agua se introduce por conductos submicroscópicos, hidroliza, precipita el hidrogel, y por desecación de éste ha de llegarse a un estado de equilibrio tal, que aunque se humedezca de nuevo no se produzca ningún cambio de volumen, como efectivamente sucede, pues el análisis micrográfico de las rocas caolinizadas no acusa ni la menor tensión ni el menor efecto dinámico por este sutil proceso. Dicho estado de equilibrio se logra cuando el hidrogel contiene 14 por 100 de agua.

En casos especialísimos, como desecación de los sílex de las calizas, o cuando el criadero de caolín tiene un *substratum* impermeable, creo que podría aplicarse la teoría de los capilares desarrollada por Zsigmondi para los geles silícicos, cuya estructura es actualmente bien conocida. Contienen en su masa gelatinosa cavidades llenas de agua, que macroscópicamente vemos en los *enhydros*, esos cantos más o menos redondos, formados por un hidrogel silíceo desecado, que contienen en su interior una masa de agua.

Esta estructura de celdas llenas de agua, común en los hidrogeles hidrófilos, se reproduce en pequeño, dando tamaños que en ocasiones van más allá de la visión ultramicroscópica. Bammelen ha determinado el tamaño de las celdillas y el espesor de sus paredes partiendo de una suspensión determinada de sílice, y las cifras obtenidas de 1-1,5  $\mu$  y 0,2-0,3  $\mu$ , respectivamente, parece que resultan excesivas, porque de sus propiedades ópticas se deduce que deben tener una estructura mucho más fina. Por mi parte, he observado cruceros de algunas ortosas con depósito caolínico, que también hacen suponer que las celdas han de tener una sección incomparablemente menor.

Es cierto que en la caolinización se producen todos los factores que conducen a una disminución de la tensión superficial, como son: combinaciones químicas, solución sin volatilización de las sustancias, adsorción y el descenso de la tensión capilar, porque nos hallamos en presencia de poros cuyo diámetro es extraordinariamente reducido (unos 5  $\mu\mu$  para hidrogeles silíceos), y aun pudiéramos alegar el caso de una verdadera desecación de la roca por elevación de temperatura durante el período neumatolítico seco, en el que no se desprenden más que gases y vapores, y aunque entre los últimos se hallase el de agua, la desecación podría lograrse según la mecánica capilar, porque en los capilares que ahora consideramos la altura teórica del agua elevada puede ser de varios kilómetros, por el mero juego de la tensión superficial.

Es posible que algunos casos de desecación del hidrogel caolínico puedan obedecer a estos principios; pero hemos de reconocer que el fenómeno se produce con mayores caracteres de generalidad, porque lo contrario sería tanto como suponer a la caolinización como meramente superficial, o sea en zonas que pudieran hallarse en condiciones análogas a las desecaciones de laboratorio, por lo cual debemos considerar

el caso general de encontrarse la roca totalmente impregnada de agua, con capilares del gel que desembocan en los canales que constituyen los cruceros y los imperfectos contactos de los minerales entre sí.

Hemos de recurrir entonces a otras enseñanzas que puedan explicarnos satisfactoriamente el fenómeno, bien por analogía con los hechos experimentales, bien por intervención de los mismos. Entre los primeros, y como casos análogos, encontramos el crecimiento de las grandes gotas de agua a expensas de las pequeñas; el aumento de volumen de los cristales grandes obtenidos en un cristizador por redisolución de los pequeños, cuya materia se deposita sobre los primeros; el crecimiento análogo de las partículas de las suspensiones coloidales, que por pérdida de su carga eléctrica se agrupan íntimamente; la desecación de los vidrios naturales con tránsito hacia la forma cristalina, etc., etc. De análoga manera se concibe que las partículas del hidrogel caolínico, máxime cuando se va produciendo en tan exiguas proporciones, puedan ir creciendo paulatinamente unas a expensas de otras, soldándose con mayor intimidad y expulsando parte del agua interpuesta. No creo que debemos acudir para explicarlo a la afinidad química, porque este concepto ha perdido actualmente el valor que se le atribuía en la química clásica, sino a la presión de cohesión, que tiende a mantener juntas las partículas de caolín en virtud de fuerzas de atracción de dichas moléculas, de acuerdo con las ideas actuales de la teoría cinética molecular, venciendo a la fuerza natural de repulsión, que disminuye rápidamente al aumentar la separación molecular, sin cuya hipótesis no es concebible el comportamiento de los cuerpos sólidos a baja temperatura.

Respecto al agua, debemos recordar que su "presión interna" permanece constante para una notable variación de la presión externa; pero cuando ésta es muy alta se produ-

ce una gran disminución de aquélla, que incluso puede dar valores negativos, esto es, que en vez de una atracción de sus moléculas (presión de cohesión) conduce a una repulsión de las mismas. Según Van der Waals, para el éter etílico los valores de la presión de cohesión y de la presión interna coinciden mientras la presión exterior no pasa de unas cien atmósferas; pero a mayores valores de esta última, aquéllos divergen.

Otro hecho experimental interviene para dar cuerpo a cuanto venimos diciendo: la *acción del tiempo*, que presenta valores significativos en las curvas de Bammelen, de las que se deduce, por ejemplo, que un hidrogel de sílice reciente, que contiene 2,5 mol. de agua por un mol. de sílice, no conserva más que uno de agua al cabo de dos años y medio. Al gel se le puede hacer envejecer manteniéndole a tensión de vapor constante, como en el caso citado, o conservándole sumergido en el agua. Es de suponer que las partículas cristalinas que acusa el análisis röntgenográfico sirven de gérmenes o núcleos de cristalización, produciendo un proceso de esta naturaleza que procura un acercamiento de las partículas, con aumento de volumen de los intersticios del gel, de acuerdo también con lo dicho anteriormente. El punto de transición que se obtiene cuando el gel no disminuye de volumen por la desecación, se produce por envejecimiento a una tensión de vapor cada vez mayor; o dicho de otro modo: la tensión de vapor en el punto de transición de un gel viejo es mayor que en el gel reciente. Llegado a este punto, el gel va consolidándose lentamente, hasta mostrarse en los diversos estados en que le hallamos en la Naturaleza.

Vemos, por consiguiente, que *la caolinización puede ser producida por las aguas superficiales*, sin el concurso ni del ácido carbónico ni de ningún otro ácido, base o sal, bastando simplemente que el agua esté parcialmente ionizada, circuns-

tancia que sucede hasta en la destilada. Si la presencia de otros iones favorece o perjudica al fenómeno, debe ser objeto de un estudio analítico particular para cada caso, como hemos hecho para el humus, que se deduce fácilmente de su comportamiento electrolítico. Después citaremos algunos.

### Influencia de la profundidad

Hasta ahora, ni una sola vez hemos hablado de temperatura, considerando que ésta era la del ambiente; de manera que siempre que concurren las mismas circunstancias físicas y físico-químicas que hemos reseñado, se producirá la caolinización del feldespato. Examinaremos si el fenómeno puede producirse a profundidad; pero antes de nada limitaremos un poco este relativo concepto, porque es inconcusa la necesidad de la presencia del agua, y para mantenerla líquida es preciso el concurso de la presión. Por ejemplo: A 3.000 metros de profundidad la temperatura del agua es de 100°, estimándose la presión de las rocas en unos 800 kilogramos por cm<sup>2</sup>, y la presión propia del agua sería de 300 kilogramos por cm<sup>2</sup>. A 10.000 metros, la temperatura se estima en unos 300° C.; la presión de las rocas, en 2.700 kilogramos por cm<sup>2</sup>, y la del agua, en 1.000 kilogramos por cm<sup>2</sup>. El agua puede permanecer líquida a mayores profundidades, pues para unos 300° C. basta una presión un poco mayor de 90 kilogramos por cm<sup>2</sup> para mantenerla en dicho estado. Su temperatura crítica es de 374° C., y la presión correspondiente se eleva a 225 atmósferas.

El agua caliente filtra a través de los poros mejor que la fría, y a la superficial le es doble llegar, en ocasiones, a grandes profundidades; pero puede también producir el fenómeno la "juvenil" o de origen interno, puesto que no se necesita más que su ionización.

El efecto que la elevación de temperatura origina es de excesiva vulgaridad para preferirle. Activa todas las reacciones, incluso la coagulación, y la profundidad límite del fenómeno viene impuesta, no por la naturaleza del agua, sea descendente o sea ascendente, sino por la necesidad de que el producto obtenido, caolín, no cambie de estructura físico-química.

Sabemos que a 330° pierde parte de su agua absorbida, pero a la presión ordinaria; de modo que la conservaría a grandes profundidades, dada la gran presión allí reinante, y a 500° se disocia.

Parece, por tanto, que es lícito terminar diciendo que *la caolinización puede ser también un proceso de profundidad*, la cual viene limitada por la necesidad de que el feldespato permanezca sólido. El punto de fusión de la ortosa no es conocido con exactitud, porque cuando se le somete a grandes temperaturas se reblandece y se transforma en una sustancia amorfa, y hacia los 1170° se descompone en una mezcla, sumamente fina, de leucita y vidrio; pero cuando la temperatura pasa de unos 600° se convierte en la variedad, ópticamente deformada, denominada sanidina.

Por otra parte, en las condiciones en que se realiza la cristalización del granito, el cuarzo  $\alpha$ , usado como termómetro geológico, nos revela que el intervalo de consolidación de este elemento comienza a los 573°. Por último, según algunos autores, un depósito hidrotermal de ortosa puede obtenerse sobre 340°, y el de la albita, que a veces le acompaña, sobre 400°. En los granitos plagioclásicos, la ortosa se consolida entre los 1180° y los 575°. De manera que, considerando las zonas graníticas próximas a la superficie, la caolinización de la ortosa puede tener lugar a una temperatura de unos 400°, en números redondos. Téngase presente, además, que es una reacción que desprende calor.

### Caolinización de los plagioclasas

En el caso de la caolinización de los plagioclasas, el fenómeno debe ser algo diferente. En la ortosa, dicho queda que puede producirle el agua ionizada, y si se tratase de agua que contuviese aniones ácidos libres, la consecuencia sería la de precipitar un hidrogel silíceo en la solución residual. Si, por el contrario, el agua contuviese cationes alcalinos libres, no tendrían más influencia en el fenómeno que la de formar coloides protectores, como puede serlo el vidrio soluble, o el de aumentar el grado de dispersión del caolín, haciéndole más estable.

Pero en los plagioclasas, el previo ataque por el medio dispersor; si éste es el agua superficial, no se realiza con la facilidad que en la ortosa, sino que se verifica a expensas del tiempo, con una considerable disminución de velocidad en esta primera fase del fenómeno, o si éste ha de ser rápido se precisa, cuando menos, la acción del agua recalentada, mantenida líquida bajo presión, en cuyas condiciones, por encima de 100°, ya corroe los recipientes de vidrio en los laboratorios, por lo que se supone apta para disolver silicatos. De modo que la caolinización, en este caso, o es un proceso superficial lentísimo, o es hidrotermal profundo cuando más rápido.

También podría producirse cerca de la superficie, con marcha lenta, merced al concurso de fumarolas ácidas, las cuales, después de obtenido el hidrogel caolínico, dejarán una solución residual con sílice, Na y Ca, cuyas bases serán eliminadas por combinación soluble con el ácido de las fumarolas, provocando el depósito del hidrogel silíceo—a cuya acción cabe atribuir la gran importancia de este último en el criadero de Rodalquilar—, que vendrá a depositarse en

las fisuras y oquedades de la roca, reteniendo por adsorción una pequeña solución de silicoaluminato sódico, con algo de cloruro sódico (como sucede en varios granitos y sienitas que acusan la presencia del cloro), y algunas otras porciones de compuestos cálcicos.

En las andesitas y las labradoritas, que presentan fenocristales zonados, el ataque se halla, en cierto modo, facilitado, y en las zonas más solubles se verificará con más rapidez la caolinización, de acuerdo con lo que nos demuestra el estudio al microscopio. El proceso no es tan delicado como el que se observa en la ortosa: hay un ataque más profundo por el medio dispersor, se crean mayores oquedades, las masas caolínicas son, por tanto, de mayor tamaño; y por la alta temperatura será mucho más fácil obtener en este caso laminillas de caolines cristalinos, como la experiencia atestigua y ahora trataremos de explicar.

En el caso de los plagioclasas algo básicos se formará también un poco de silicato aluminico cálcico ferruginoso, del grupo de la epidota.

### Formación del caolín cristalizado

Ya hemos apuntado la idea, confirmada experimentalmente, del envejecimiento del gel y de un proceso evolutivo cristalino, merced a la agrupación en torno a los gérmenes de nuevas partículas durante el transcurso de los largos períodos geológicos. De la disolución verdadera a la suspensión coloidal no hay más que un paso: el tamaño de la partícula dispersa; del gel al cristal no existe más que otro, igualmente de tamaño de la partícula cristalina y de orientación vectorial. El estudio del tránsito de uno a otro estado, del amorfo al cristalino, viene siendo objeto de atención de mu-

chos investigadores, que ya lo han conseguido por medios diversos en el caso de las suspensiones, ofreciéndonos la Naturaleza múltiples ejemplos de esta evolución de la materia amorfa hacia la más perfecta y estable que es la cristalina, aun cuando luego, por sencillos procesos como éste de la caolinización, quede aquélla aniquilada y sustituida por otra amorfa para recomenzar el juego armónico de los ciclos de la Naturaleza.

Indudablemente, la acción envejecedora del tiempo puede ser activada merced a un consumo de energía calorífica, y, por ello, cuando el caolín es debido a una acción hidrotermal profunda es natural que el proceso de cristalización se encuentre más avanzado y se presenten esas laminillas micáceas denominadas *nacrita*, *dickita* o *caolinita*, como formas cristalinas de caolín amorfo, sin que esto venga a negar que también pueden hallarse en las alteraciones superficiales, y si actualmente no sucede con más frecuencia es porque son todavía excesivamente jóvenes.

Los criaderos existentes confirman plenamente todas estas deducciones. Además de los superficiales, de baja temperatura o amorfos, encontramos enclavados en rocas filonianas, intrusivas o extrusivas otros diversos que prueban con evidencia que son debidos a la acción fumarólica, como, por ejemplo, el incluido en una roca de Rodalquilar (Almería). Se trata de una labradorita, ya que tiene por feldespatos un labrador algo básico, la cual ha sido completamente silicificada por las fumarolas, hasta el extremo de convertirla en un sílex, caso que es otro ejemplo del tránsito antedicho, toda vez que la sílice termomineral es el ópalo, y tal habrá sido el primer metamorfismo de esta roca, de análoga manera a otras similares y opalizadas que existen en América; pero actualmente ésta de Rodalquilar ya contiene gránulos cristalinos irregulares bien resolubles, con grandes aumentos, al estado de cuarzo, por lo

que la he considerado como un sílex. Pues bien: dentro de esta roca existe un criadero de caolín.

Otro caso notable es el de Chemnitz, tan análogo en todo al de Rodalquilar, cuyo criadero se explota en andesitas, donde existe una caolinización superficial que progresa lentamente y otra termal ascendente mucho más rápida, observándose que el primero produce materiales coloidales, mientras que los del segundo son netamente cristalinos.

El propio Sr. Lindgren menciona el del pórfiro de Teplitz, que también he observado al microscopio y que, en efecto, se encuentra sumamente caolinizado, principalmente su pasta. En España podemos considerar otros muchos casos análogos debidos a la acción hidrotermal de manantiales minero-medicinales, que han caolinizado el feldespatos de la roca en que surgen. Tales son los de Caldas de Cuntis, Caldas de Tuy, Mondariz y otros varios de la provincia de Pontevedra; Caldas de Montbuy, en la de Barcelona; Logrosán, en la de Cáceres, diversos en Lugo y Orense, y en tantos otros sitios que harían esta relación interminable.

En relación con filones de estaño, son muy frecuentes las caolinizaciones en Galicia y en Cáceres, habiendo encontrado el Sr. Hernández-Pacheco filones de *nacrita* en Montánchez.

Se ha referido igualmente a acciones fumarólicas un importante criadero de caolín en la provincia de Toledo, procedente de una pegmatita, con la particularidad de que las partes profundas de las labores aparecen más caolinizadas que las superficiales, si bien resulta por sí demasiado refractario y poco plástico para la industria cerámica, lo primero quizá por contener excesiva proporción de un gel aluminico, y lo segundo porque *le temperatura haya sido demasiado alta*, con lo cual la coagulación sería rápida, venciendo con exceso la fuerza de cohesión a la repulsión micelar, soldándose después excesivamente las partículas y dando como consecuencia un

poder de adsorción menor, pues sabido es que hoy se atribuye la plasticidad a ese poder de hidrofília. Se trata de un criadero insuficientemente estudiado como tema de laboratorio, ya que sus propiedades deben ser corregibles, y del que Vilanova decía en 1875 que "debía haberse originado por la acción de grandes mofetas de ácido carbónico".

Por último, se conocen en Inglaterra grandes masas de caolín asociadas a una roca de cuarzo y turmalina.

Obsérvese bien que una de las condiciones impuestas para que la caolinización se efectúe, sobre la cual hemos basado nuestro razonamiento, es que la ortosa continúe al estado sólido y cristalino. Cuando esto se rebasa, el fenómeno entra en una nueva fase, porque para conservar el estado holocristalino—granito, por ejemplo—sería precisa una recristalización.

### Sericitación

La *sericita* se considera como una subvariedad de la mica moscovita, o sea una variedad de *damourita*, que incluye el cuantioso grupo de las hidrómicas, entre las cuales se distingue por su forma en finas escamas o fibras. Es un silicato aluminico potásico hidratado, cuya cantidad de agua es de 4 a 5 por 100, no siendo indispensable que contenga más que la moscovita. Algunos mineralogistas la definen, y así debe ser a mi juicio, como una moscovita finamente escamosa formada por agregados fibrosos y con brillo plateado.

Puede proceder de la alteración de silicatos aluminosos, tales como el topacio, la cianita, etc.; pero en el caso de los feldespatos, en contra de la opinión de notables mineralogistas que la consideran como fenómeno de baja temperatura, yo la considero como un producto de alto valor térmico que no produce en el cristal feldespático una alteración progresiva

como la caolinización, sino un cambio permanente, sin nueva fase en las condiciones atmosféricas normales posteriores.

Es un fenómeno mucho más general en las plagioclasas que en la ortosa, hasta el extremo de que no falta quien dice que puede servir esta diferencia de alteración como medio de diagnóstico. Esto me parece excesivo, porque si bien es cierto que se encuentran en muchos granitos la ortosa caolinizada y la plagioclasa sericitada, existen también sus excepciones, viéndose laminillas de sericita en el interior del feldespato potásico, caso que después trataremos de explicar.

En principio, nada se opone a que en una plagioclasa se verifique una sustitución metasomática del Na, y aun del Ca por el K, sobre todo si se tienen en cuenta estos cambios que con tanta frecuencia realizan las materias zeolíticas (zeolitoide coloidal, geolita, permutita natural) en las tierras de labor, cuya principal consecuencia es que el Na vaya al mar, mientras que el K y el Ca son retenidos para su asimilación por las plantas. Si un esqueleto silíceo-aluminoso retiene al potasio con algo de agua por adsorción, es verdad que tenemos ante la vista un complejo de composición análoga a la de una sericita, pero no la que hallamos en las rocas, cuyo examen al microscopio nos la revela en muy diferente forma. En primer lugar la encontramos perfectamente cristalizada, con laminillas o fibras que atraviesan los cruceros y maclas sin respetar la estructura del feldespato, rellenando las fisuras que en éste se han producido, encontrándose hacia sus bordes y aprovechando para depositarse los huecos originados entre los pequeños gránulos del cuarzo cataclástico. En algunos neises sericíticos de carácter porfiroide o glandular es frecuente encontrarla rodeando a los cristales de ortosa, aprovechando los huequecillos obtenidos por la falta de total fluidez en la textura néisica, dando a primera vista un aspecto análogo al de una aureola de reacción.



No nos recuerda en nada al delicado proceso de la caolinización a baja temperatura, y también discrepa del hidrotermal de aquélla, en que no se trata solamente de una sustitución metasomática *in situ*, sino que esta circunstancia del relleno de finas grietas o fisuras indica un desplazamiento de la materia.

Atribuyo en su formación una importante influencia al papel protector del coloide constituido por el silicato potásico, cuya potasa puede proceder de la propia fumarola, de la clorización de la biotita o de la caolinización de la ortosa, ya que he encontrado sericita en variadas rocas, cuyo álcali ha tenido estas diversas procedencias. Si a la suspensión caolinica, que puede hallarse en punto de coagulación singularmente por una elevación de temperatura, se le añade algo de silicato potásico, éste actúa como coloide protector, produciendo un sistema estable, por impedir que las partículas coloidales de caolín se aglomeren en masas mayores, que formarían coágulos. Aumentando notablemente el poder difusor de la fase dispersa, tanto por recubrirla impidiendo el contacto de las partículas primarias, como por aumentar su carga eléctrica, la suspensión estabilizada podrá recorrer esas grietas, fisuras u oquedades, depositándose en ellas. Se ha comprobado experimentalmente en los coloides metálicos que hay una dosis óptima para la acción estabilizadora, y que fuera de ella no parece que ejerza acción alguna (caso de la caolinización a baja temperatura) o que, por el contrario, actúa como coagulante, destruyendo la estabilidad del sistema, lo que en algunos casos sucede cuando la dosis es pequeña. Como en la sericita se encuentra hasta 11,8 por 100 de  $K_2O$ , la proporción resulta considerable, mientras que en la caolinización la dosis debe ser muy pequeña o nula. En este caso el potasio emigra completamente. Si el equilibrio se rompe por aumento de temperatura, por la presencia de un ácido débil en la fumarola

como  $CO_2$  o pequeñas cantidades de sales, las micelas del silicato aluminico cargadas negativamente retienen por absorción cationes de K con algo de agua y se formará el coágulo de la futura sericita, que por haberse hallado muy dispersa tendrá más partículas cristalinas, y por rellenar cavidades podrá resultar con tamaños apreciables aun con pocos aumentos. Todo es propicio para su completa cristalización.

Nada hemos dicho hasta ahora del sodio y el calcio, que contienen los plagioclasas en una proporción que varía de 11,8 a 3,8 por 100 (albita o labradorita) de  $Na_2O$  y de 0 a 13,7 por 100 de CaO. Cuando se trata de plagioclasas básicos en el proceso que venimos analizando, la eliminación del CaO es casi imposible, y por ello queda casi siempre un residuo de silicato-aluminico-cálcico con algo de hierro, que corresponde al grupo de la epidota. Pero el Na es generalmente eliminado en forma de albita secundaria o de glaucófano con silicato ferromagnésico, o como alguna otra neoformación eminentemente sódica. También puede formarse un silicato aluminico potásico sódico como la anortosa. De todos modos, la transformación en sericita lleva consigo una pérdida considerable de  $SiO_2$ , cuyo valor máximo en el caso de la albita es de 68,7 por 100 y queda reducida a 45,2 por 100. El resto, o emigra disuelta en los álcalis o contribuye a constituir las neoformaciones.

Dado el estado de dispersión de la solución coloidal, nada tiene de extraño que penetre también en los poros microscópicos de la ortosa, la cual continúa después su ordinario proceso de caolinización.

Este modo de considerar el fenómeno responde a lo que la Naturaleza nos muestra, ya que la sericita es la mica clásica de los granitos y neises protogénicos de las montañas en sus bordes de pliegue, de las pizarras y filadíos sericíticos y de algunos pórfiros y ceratófiros cuarzosos prensados; esto es:

de rocas profundamente dinamometamorfizadas por esfuerzos orogénicos, con su secuela de producción de oquedades o fracturas, elevación de temperatura, recristalizaciones, etc., circunstancias todas que, según hemos dicho, concurren en la formación de la sericita.

\* \* \*

Resumiendo cuánto hemos consignado con referencia a la caolinización y sericitación, podemos decir:

1.º La *caolinización* de los feldespatos puede ser producida por el agua descendente o por un proceso hidrotermal o fumarólico ascendente, sin más límite para la temperatura que unos 400º para las proximidades de la superficie. Cuanto más elevada sea o cuanto más prolongada sea su acción, tanto más probable será encontrar el caolín cristalizado. Los aniones libres favorecen la transformación.

2.º La *sericitación de las plagioclasas* es un proceso hidrotermal de temperatura análoga a la anterior que no pueden producir más que aguas cargadas de sales potásicas.

### **Aplicación a algunos criaderos de caolín**

Expuestas estas ideas, tratemos de aplicarlas, seguramente con mejor voluntad que acierto, para explicar las anomalías que ofrecen los criaderos de caolín.

Algunos metalogenistas de justo y merecido renombre, pero sugeridos por la idea exclusiva de considerar el caolín sin otra génesis que la de la acción superficial, después de observar que en una zona filoniana metálica existen filones o diques caolinizados, atribuyen la existencia de éstos a que aqué-

llos indican una zona de fracturas que el agua superficial ha utilizado para penetrar y engendrar el caolín. ¿No parece más lógico atribuirles a *todos* una génesis hidrotermal? El que los primeros esterilicen a una profundidad—y probablemente no esterilizan más que industrialmente—menor que los últimos, que suele ser la razón alegada, no me parece convincente, porque también los metálicos acaban por esterilizar.

Resulta cierto que en muchos criaderos primarios de caolín éste se pierde en profundidad, apareciendo la roca más compacta por debajo del nivel hidrostático. Esto puede ser ajeno al proceso primario de caolinización, y obedece, sencillamente, a un efecto de meteorización, que produce una desagregación de los elementos de la roca por la emigración de parte del caolín en forma de hidrosol, disminuyendo así la cohesión de la roca hasta el extremo de hacerla deleznable. Por debajo del nivel hidrostático ello sucederá más difícilmente si la roca no tiene fisuras, pudiendo aparecer más resistente; pero examinada al microscopio, casi siempre muestra la existencia del caolín; y si esto no sucede es cuando podrá diagnosticarse con acierto que el criadero es debido al agua superficial.

Será preciso estudiar, además, si esa mayor dureza o cohesión no es debida al depósito de un hidrogel silíceo, como ya hemos mencionado, producido por una acción coagulante.

El caso que menciona el Sr. Lindgren de que desaparezca el caolín y aparezca la sericita es de fácil comprensión, según lo antedicho. Puede deducirse que se trata de la sericitación de una plagioclasa por un proceso hidrotermal y que la caolinización ha sido terminada en la zona alta por las aguas superficiales; de manera que será inútil la profundización si los estudios de laboratorio lo confirman, porque no se encontrará más que sericita.

De las propiedades del caolín en el laboratorio se puede

pasar—pero sin perder de vista ninguna circunstancia—a las del criadero. Parece de primera intención que por las transformaciones que el caolín experimenta hirviéndole con cloruro y carbonato sódico, según la experiencia de Lemberg, no hemos de hallarle puro en la Naturaleza más que cuando se ha producido por debajo de 100°, o, lo que es lo mismo, como dice el Sr. Lindgren, que el caolín no puede formarse en los criaderos minerales, o cerca de ellos, originados a temperatura de más de 100°. Aparte de cuanto hemos dicho sobre este particular, hay que tener presente que cuando se realiza tal experimento partiendo del caolín en polvo, obtenemos, al menos parcialmente, una suspensión coloidal. En tal estado, la micela o partícula toma una carga eléctrica negativa; de manera que si se le hierve con una sal sódica atraerá el catión Na, y el análisis del producto conduce a la composición química de un silicoaluminato sódico. Pero en la naturaleza no puede darse este caso de alteración, porque la experiencia de laboratorio ha sido realizada partiendo de un *hidrosol* caolínico, mientras que en el criadero tenemos un *hidrogel* desecado. Para que fuese posible sería necesario que el caolín se hallase en suspensión coloidal, lo que es tanto como decir que habría desaparecido el criadero. En el hidrogel desecado no tienen acción ni la disolución de sal común ni de carbonato sódico, lo mismo a la temperatura ordinaria que a la del proceso hidrotermal, como demuestran sus criaderos. Además, en el laboratorio hacemos objeto de experiencia al caolín, mientras que la Naturaleza actúa sobre el feldespató.

Podemos considerar, es cierto, su primitivo estado de hidrosol, y debemos analizar lo que le sucede por el influjo del cloruro sódico, por ejemplo. La experiencia es bien sencilla: si preparamos una suspensión opalina de caolín y le añadimos bastante sal común, veremos que a la temperatura ordinaria comienza a formarse una coagulación, que podemos acelerar

por el calor. Si dejamos posar el precipitado gelatinoso obtenido y tomamos una gota del líquido incoloro superpuesto para evaporarla y examinarla al microscopio, veremos entre los cubos del cloruro una retención parcial del caolín. Los coágulos son amorfos y del mismo aspecto caolínico. Lavando varias veces dicho precipitado gelatinoso se va eliminando sucesivamente la sal común, y llega un momento en que el caolín vuelve a hallarse en suspensión, como al principio de la experiencia. La coagulación ha sobrevenido cuando la micela perdió su carga eléctrica negativa por la adsorción de cationes Na procedentes de la disociación del cloruro, pero vuelve a desdoblarse por los lavados sucesivos.

Estas suspensiones caolínicas son muy inestables, produciéndose la coagulación, bien por ácido, como por una base o por una sal. Si la cantidad de un álcali cáustico es ínfima, parece que se fortalece la estabilidad del hidrosol, aumentando su grado de dispersión; pero si aquella proporción aumenta, el sistema coagula. Con el ácido clorhídrico el fenómeno parece más veloz, y con el cloruro sódico, una vez adsorbidos los cationes, sobreviene la coagulación, en presencia del CIH, formado por la hidrólisis subsiguiente.

Tratándose del hidrosol nacido en el seno de un feldespató—una ortosa—por la acción del agua con cloruros alcalinos, el agua residual será rica en cationes de estos álcalis, en OH y contendrá algo de  $\text{SiO}_3\text{H}_2$ . El papel del CIH parece que debe ser la transformación de los hidratos en cloruros y la coagulación de una parte de la sílice con el propio caolín. Lo mismo, y por causas análogas, sucedería con agua cargada de  $\text{CO}_2$ .

De este modo podríamos explicarnos la génesis de los criaderos secundarios de caolín que han sido cubiertos por el mar o por lagos salados en el transcurso de los períodos geológicos, e incluso los hallamos sirviendo de *substratum* a las

playas actuales, como alguno de Pontevedra, en el cual la proporción de álcalis no llega al 1 por 100 y es insignificante la dosis de magnesia. Atribuyendo poder caolinizante al agua del mar, también tendríamos aclarada la caolinización primaria en las rocas de las costas, para citar dos casos en que el fenómeno se ha producido a baja temperatura, y sin perder de vista que una vez obtenido el hidrogel, el agua marina no producirá en él más efecto que cederle una pequeña cantidad de sales para que las retenga por adsorción.

Igualmente quedan justificados los diversos tipos que la Naturaleza nos muestra de procesos hidrotermales, como los depósitos coalínicos encajados en rocas volcánicas que han estado sometidas a la acción de fumarolas cloruradas, y los situados en las proximidades de manantiales minero-medicinales clorurado sódicos, de cuyas acciones ya hemos hecho mención, quizá con excesivo detenimiento. Es cierto que puede alegarse una indeterminación respecto a la influencia de la temperatura, toda vez que la caolinización puede ser anterior a las emanaciones cloruradas; pero no teniendo el calor más misión que activar las reacciones dentro del límite de unos 400°, que hemos deducido anteriormente, creemos que nada se opone a esta epigénesis caolínica de alta temperatura, favorable a la producción de las especies cristalinas.

De la manera antedicha también se concibe el doble juego de las aguas corrientes y de las marinas, llevando las primeras suspensiones caolínicas a las segundas para que en éstas se verifique la coagulación. Más importante es el caso en que la acción hidrodinámica ha realizado una concentración mecánica de los gránulos feldespáticos, dando lugar a una formación sublacustre o submarina, en la cual puede verificarse la caolinización del sedimento.

El hidrogel caolínico tiene un proceso propio, pero su coagulación no es más que un caso particular de la que se

verifica en la arcilla, a veces conjuntamente, y bien sabemos que los depósitos de hidrogeles arcillosos más o menos caolínicos, son tan numerosos como extensos en los fondos submarinos.

\* \* \*

De cuanto antecede se desprende las dificultades que en la práctica se presentan para el diagnóstico y posibilidades mineras de los criaderos de caolín, toda vez que pueden originarse por dos acciones diferentes, que a veces concuerdan entre sí. Una caolinización parcial debida a las fumarolas puede ser después completada por las aguas de infiltración. Además, aunque los procesos son análogos para todas las rocas feldespáticas, los resultados prácticos obtenidos pueden ser distintos, según su composición mineralógica.

Pero en la roca no sólo existen feldespatos, caolín y sericita, sino también otros minerales, en los que de diverso modo ha dejado grabada la acción caolinizante otro proceso de particular alteración o se han originado otros elementos que antes no existían en la roca primitiva.

La naturaleza de dichas rocas y su estado, la arquitectura tectónica, la presencia de filones, la paleotopografía de la región, etc., etc., son factores que también han de tenerse en cuenta. Y, sobre todo, el estudio de laboratorio, tan detenido como sea posible, que si bien constituye, en todos los casos de génesis mineral, el camino más seguro, es definitivo cuando se trata del caolín. De paso, se podrán obtener consecuencias de gran interés para sus propiedades de fusibilidad y de plasticidad, que tanta importancia tienen en su peculiar industria.

La ciencia dispone actualmente de medios suficientes para dilucidar muy confusas cuestiones, y el caso del caolín no ha de ser una excepción. La práctica del geólogo y, principalmente, la técnica del laboratorio, son armas que están acostumbradas a vencer.



J. R. BATALLER

## UNA NUEVA *TEREBRATULA* DEL EOCENO CATALÁN

En las exploraciones realizadas repetidas veces de los yacimientos fosilíferos de los alrededores de Igualada para la recolección de políperos con destino al incipiente Museo del Seminario, uno de nuestros discípulos, Salvador Casanova, tuvo la suerte de dar con un braquiópodo, a nuestro parecer nuevo, en el yacimiento coralino bartoniense inmediato al cementerio de Pobla de Claramunt, al pie del vértice denominado "El Moions". En la colección de la Universidad de Barcelona hemos visto un ejemplar que puede referirse a la misma especie; pero su conservación es bastante deficiente.

La forma nueva la dedicamos a nuestro amigo D. Primitivo H. Sampelayo, director de las Colecciones del Museo del Instituto Geológico y Minero de España, cuyos caracteres son:

### ***Terebratula Sampelayoi***

Concha hinchada, subpentagonal, algo más larga que ancha, dilatada en la región media, con estrias concéntricas de crecimiento gruesas y finas alternantes, especialmente en las zonas periféricas de las valvas.

La valva ventral es más convexa que la dorsal, muy arqueada; corchete muy recurvado, truncado algo oblicuamente, con foramen grande, tocando casi el corchete de la valva dorsal. A un centímetro del corchete se origina una depresión que va ensanchándose moderadamente hasta el borde frontal; a ambos lados de las crestas que limitan esta depresión hay otra depresión por lado que se inicia más abajo, casi en la parte media de la valva; es mucho más amplia que la central y disimétrica.

La valva dorsal está provista de tres crestas, correspondientes a las tres depresiones de la otra valva: la central simétrica y las dos laterales disimétricas, y avanzan hasta más allá de la parte media de la valva, que es muy convexa.

La comisura lateral, primero suavemente curvada, luego se dobla rápidamente, formando un nuevo ángulo sobre la zona frontal (fig. 1).

La comisura frontal presenta una W bien amplia (fig. 2).

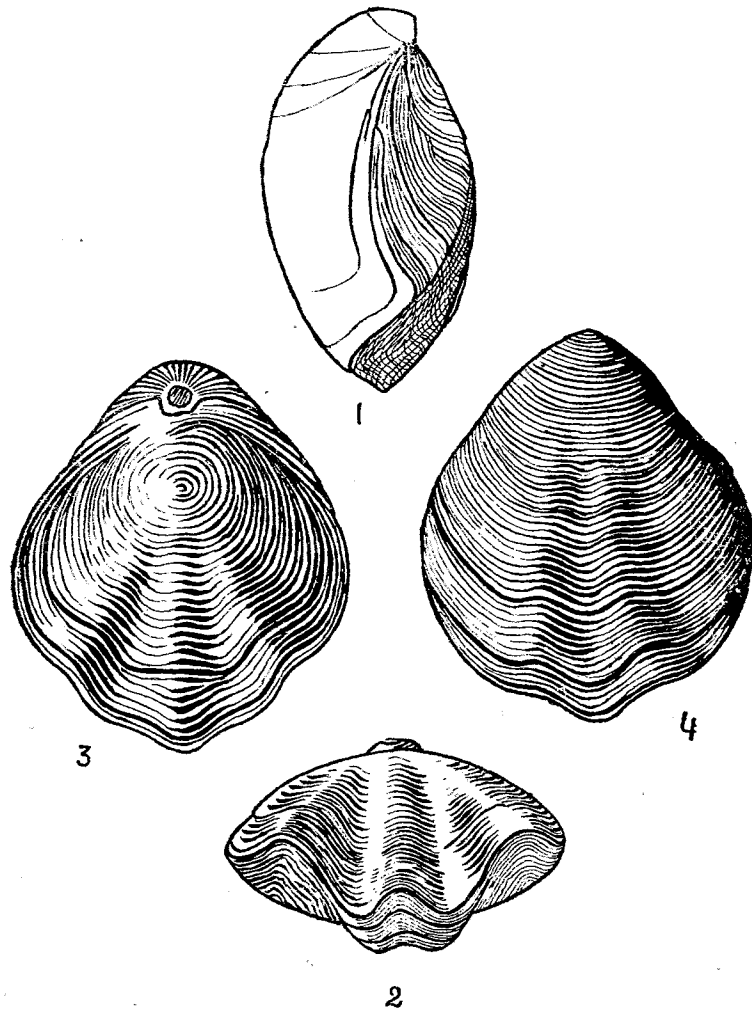
### Relaciones y diferencias

La cresta media en la valva dorsal, y consiguientemente la forma de la comisura frontal en W y no en M de esta especie, la distingue de las otras formas plegadas, como la *T. agelensis*, que es menos abombada y con línea comisural lateral más simplificada.

La *T. Miqueli* recuerda en su aspecto general nuestra especie; pero su comisura frontal en  $\wedge$  la separa completamente.

La *T. sinuosa*, Br., var *pedemontana*, Lk., recuerda ligeramente nuestro ejemplar, sobre todo la figura 15 ab de la lámina III, de Sacco, en *I brachiopodi terziarii del Piemonte e della Liguria*; pero es proporcionalmente más larga y sólo presenta dos surcos en la valva ventral.

Los braquiópodos en el eoceno catalán son relativamente escasos, por lo menos el género *Terebratula*, del que en el Catálogo de Mallada sólo se cita la especie *T. montolearis* Leymerie, que se ha encontrado en varias localidades gerundenses, y algunas especies de *Terebratulina*; y hace unos años, R. Abrard describió dos *Cistella* del eoceno catalán; los hallazgos esporádicos de estas formas contrastan con la riqueza y variedad de las mismas en el secundario español, de tal manera, que P. Choffat estableció para el liásico español la facies que llama de braquiópodos.



*TEREBRATULA SAMPELAYOI*, n. sp.

1. Vista por la comisura lateral.      3. Vista por la valva dorsal.  
2. Vista por la comisura frontal.      4. Vista por la valva ventral.

(TAMAÑO NATURAL)

A. ALMELA Y J. GARRIDO

## NOTA SOBRE EL INFRACRETÁCEO DE LOS ALREDEDORES DE MORELLA

En reciente excursión realizada por el Maestrazgo hemos podido hacer algunas observaciones estratigráficas y tectónicas, que en su mayoría ya han sido señaladas por varios geólogos. Sin embargo, como se aprecian algunas divergencias entre los distintos trabajos publicados, creemos de interés reseñar aquí algunos de nuestros resultados, que consideramos suficientemente precisos para contribuir a aclarar ciertos puntos litigiosos.

Para establecer la estratigrafía del Maestrazgo es necesario llevar a cabo un estudio muy detallado de los distintos terrenos, pues en general los niveles no presentan mucha regularidad en el conjunto de la comarca, y los múltiples trastornos que los afectan hacen muy difícil la sincronización.

Concretándonos a la zona de Morella, los accidentes tectónicos que se presentan al N. de esta ciudad dificultan las determinaciones estratigráficas y pueden inducir a error. Por el contrario, la extensión comprendida entre Morella Forcall y Cinctorres constituye la rama S. de un sinclinal muy abierto, en donde las capas buzcan con mucha regularidad hacia el NE. y son adecuadas para la fijación de los distintos niveles.

La facies continental que aparece en el fondo del valle del río Bergantés al SO. de Morella, constituida por arenas, areniscas, arcillas y margas de tonos vivos, fué señalada por Royo Gómez (1) y atribuida al Wealdense. Posteriormente, Fallot y Bataller, en su "Itinerario geológico a través del bajo Aragón y del Maestrazgo" (2), han hecho notar que no se puede adoptar para estos terrenos la denominación de Wealdense *sensu stricto*, puesto que se encuentran intercalados entre estratos claramente aptienses y constituyen simplemente una *facies continental* de dicha formación.

El geólogo alemán Hahne (3), a pesar de haber realizado su trabajo con posterioridad al de Fallot y Bataller, persiste en denominar Wealdense a dicho tramo continental, e insiste en considerarlo como la base de las formaciones existentes en los alrededores de Morella.

Fallot y Bataller, posteriormente (4), rectifican las conclusiones del trabajo de Hahne, y admitiendo la existencia del Wealdense, separan de él las formaciones lacustres que aparecen claramente intercaladas en el Aptiense.

En su interesante estudio sobre esta zona, el Sr. Alvarado (5) confirma el punto de vista de Fallot y Bataller, y señala la presencia de varias manchas lacustres intercaladas en el urgo-aptense.

(1) Royo Gómez: *Los yacimientos wealdicos del Maestrazgo*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XX (1920).

(2) Fallot y Bataller: *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona*, 20, 8 (1926).

(3) Hahne: *Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellón und Tarragona (Spanien)*. Z. Deutch. Geolog. Ges. 82, Berlin (1930).

(4) Fallot y Bataller: *Observations au sujet de divers travaux récents sur le bas Aragon et la Chaîne Iberique*. Barcelona, 1931.

(5) Alvarado: *Macizo del Maestrazgo (zona Este)*. Algunas notas referentes a su estratigrafía y tectónica. Bol. Inst. Geol. y Min. de España. T. III, 1933.

Nuestras observaciones coinciden con las de estos autores y nos permiten afirmar que las conclusiones de Hahne no pueden extenderse a esta zona. Añadiremos que dicho nivel continental nos parece discontinuo y de potencia variable y que algunas veces se repite en la serie estratigráfica, como se puede observar en un corte trazado de E. a O. pasando por el pueblo de La Cuba, donde los terrenos tienen una estratificación regular y la repetición no puede ser atribuida a fenómenos tectónicos.

Landerer, en sus conocidos trabajos (6) para la determinación del llamado piso Tenénico, señala la existencia en la zona de Morella de un tramo superior de calizas con Toucasias. Seguramente esta roca debe aparecer en distintos niveles, puesto que en trabajos posteriores se la sitúa en varias localidades del Maestrazgo, en un nivel inferior dentro del Aptense. Nosotros hemos podido comprobar que las distintas mesas o muelas que se extienden al O. de Morella están coronadas por bancos calizos, en los que hemos podido encontrar grandes cantidades de *Toucasia carinata*, Math., si bien por la dureza de la roca no es fácil obtener individuos completos. A ambos lados de la carretera de Morella a Zorrita, en el trozo comprendido entre el kilómetro 6 y el empalme con la de Forcall, se encuentran grandes bloques de caliza caída de los altos, en los que se observan abundantes secciones de Toucasias, que a veces constituyen una verdadera lumaquela.

El Sr. Alvarado, en el trabajo ya citado, señala la presencia del nivel de calizas de Toucasias debajo de los otros niveles aptienses, en el Más de Ripollés y en la carretera de Luco de Bordón. Nosotros no hemos visitado la primera localidad; pero en la segunda hemos podido comprobar la exactitud de su observación.

(6) Landerer: *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* III, 3 (1874) y VII (1878).



Sin embargo, al SE. de Ortells, en la prolongación de la corrida de calizas de Toucasias que se extiende hasta la carretera de Luco de Bordón, hemos podido observar la existencia de un trastorno, que tiene como consecuencia situar aparentemente estas calizas por debajo de los niveles margosos y arenosos. Esto nos hace suponer que toda la corrida citada, debido a un accidente de compresión, se coloca aparentemente debajo de los niveles aptienses, siendo en reali-

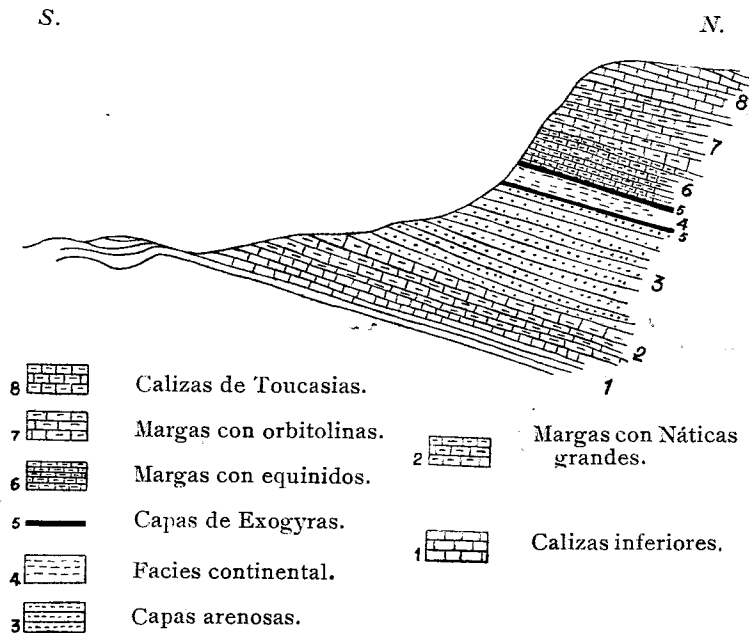


Figura 1.

dad su posición superior a todos ellos, de acuerdo con lo que ocurre en las zonas en que no se presentan trastornos.

Resumiendo la estratigrafía de los alrededores de Morella resultan los niveles siguientes (fig. 1): En la base aparece un nivel potente de calizas compactas y duras de color gris, en general oscuro. La estratificación está bien marcada; no hemos encontrado restos fósiles; únicamente en algunos nive-

les algo margosos se distinguen algunos fragmentos inclasificables de ostreidos. En la parte superior de estas calizas, y en contacto con el nivel inmediatamente superior, se distinguen unas capas, de poco espesor, de caliza pisolítica muy característica. El espesor de este nivel no lo hemos podido evaluar, ya que no hemos encontrado en ninguna de las localidades recorridas la base en que se apoya. De todos modos, el espesor es superior a los 200 metros.

Encima de las capas pisolíticas, de las que acabamos de hablar, encontramos una formación margosa, de color amarillento, con grandes Náticas de las especies *N. piinoni*, Land, y *N. gasulae*, Coq. El espesor de esta formación es de 50 metros, aproximadamente.

Los estratos que vienen a continuación son bastante arenosos, a veces margosos y micáceos, y de coloración amarillentos y verdosos; en general se encuentran pocos fósiles; sin embargo, hemos podido clasificar las especies siguientes:

*Exogyra boussingaulti*, d'Orb.

*Exogyra minos*, Coq.

*Panopea* aff. *neocomiensis*, d'Orb.

*Arca cymodoce*, Coq.

Sobre estos estratos se encuentran unos bancos con gran cantidad de exogyras, que constituyen un nivel de referencia muy constante en toda esta zona.

El espesor de estos dos niveles, juntos, es de 300 a 400 metros.

Encima de las capas de exogyras vienen, generalmente, las capas de facies continental, de las que hemos hablado al principio de este artículo. Estas capas están formadas por arcillas y margas rojas y areniscas verdes y blancas. Son pobres en fósiles, y por su aspecto podrían ser clasificadas, sin duda alguna, como wealdenses. Su espesor es muy variable y no parecen constituir un nivel continuo, sino encon-

trarse en lentejones intercalados en las demás formaciones. El espesor de estas intercalaciones llega a alcanzar más de 50 metros en algunos sitios.

Estas mismas capas pueden ocupar en ciertos casos una posición estratigráfica distinta; así, al O. de Cincorres las hemos encontrado en contacto inmediato con las capas pisolíticas que forman la parte alta de las calizas inferiores que describimos más arriba.

Prosiguiendo nuestra descripción estratigráfica, encontramos encima de las capas de facies continental unos estratos con exogyras parecidas a las que se encuentran debajo de éstas, pero, en general, menos potentes. Parece, pues, que las capas de facies continental se encuentran entre dos formaciones costeras de ostreidos.

Sigue encima un nivel potente de 100 a 150 metros de margas de color amarillento, muy rico en fósiles, especialmente en equinidos, entre los que hemos clasificado:

*Heteraster oblongus*, d'Orb.

*Equinospatagus cordiformis*, Breyn.

Las capas que se encuentran encima tienen características litológicas análogas, pero fósiles algo distintos, ya que predominan las orbitolinas de la especie *O. lenticularis*, Blum., y gran número de braquiópodos, lamelibranquios y gasterópodos, de las especies:

*Terebratula sella*, Sow.

*Terebratula praelonga*, Sow.

*Rhynchonella lata*, d'Orb.

*Rhynchonella irregularis*, Pictet.

*Tetragramma Malbosi*, Agass.

*Cyprina expansa*, Coq.

*Venus vendoperana*, Leym.

*Arca cymodoce*, Coq.

*Trigonia abrupta*, V. Buch.

*Pholadomya collombi*, Coq.

*Neithea atava*, Roem.

*Plicatula placunea*, Sow.

*Aporrhais vilanovae*, Coq.

*Vicarya Lujani*, Vern.

En esta formación hemos encontrado también, cerca de Forcall, moldes de grandes náuticas.

La potencia de este nivel es de 100 a 150 metros.

Coronando toda esta serie de estratos se encuentran unas capas de caliza dura y compacta de color gris claro, caracterizadas por la presencia constante de *Toucasia carinata*, Math, que, según ya hemos indicado, llegan en algunas zonas a constituir una verdadera lumaquela. En la zona que hemos recorrido, este nivel es extraordinariamente constante y forma la parte alta de las mesas o muelas que caracterizan la topografía de esta zona.

Una vez reseñadas estas observaciones estratigráficas, pasamos a decir algunas palabras sobre el tipo de tectónica que se observa en estos terrenos.

La forma de los pliegues es muy característica, pues en lugar de presentarse pliegues continuos, como ocurre en otras

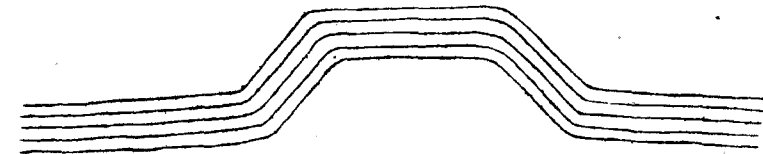


Figura 2.

regiones, las capas experimentan cambios bruscos en su buzamiento, formándose anticlinales como el representado en la figura 2. Frecuentemente estos cambios de dirección van acompañados de roturas que tienen como consecuencia que los estratos pierdan la continuidad y en conjunto parece como

si las capas tuvieran una gran rigidez y los estratos se quebrasen al ser comprimidos. Así, por ejemplo, al O. y al SO. de Portell de Morella y en toda la extensión que alcanza la vista, aparecen las capas horizontales o subhorizontales; pero entre Cincorres y Portell existe un anticlinal con los flancos bastante levantados y en el que la parte central presenta las capas sensiblemente horizontales.

También en las fallas se presenta la misma característica;

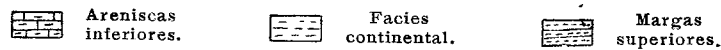
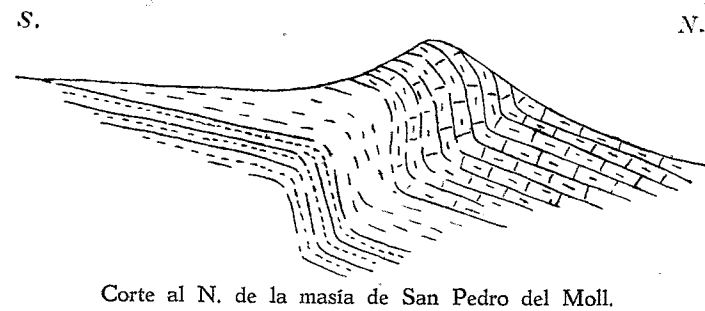
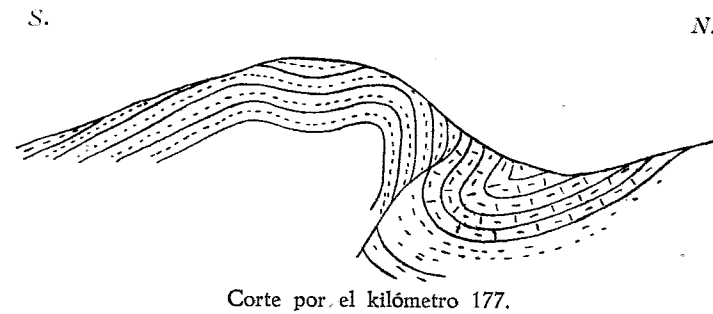


Figura 3.

así, en el kilómetro 177 de la carretera a Zaragoza, se presenta un curioso accidente de compresión con una dirección aproximadamente E.-O. y en el que el empuje parece haber sido dirigido hacia el N. Este accidente afecta desde la caliza

inferior hasta el nivel de orbitolinas y va perdiendo intensidad hacia el O. hasta llegar a desaparecer.

En la figura 3 se pueden ver las características de este fenómeno.

Al norte de la zona estudiada, los terrenos infracretáceos presentan bastantes accidentes, algunos muy intensos. En la carretera de Morella a Zaragoza se puede observar, cerca del kilómetro 167, un fenómeno del tipo de los que venimos citando. El anticlinal, cortado por la carretera, no presenta

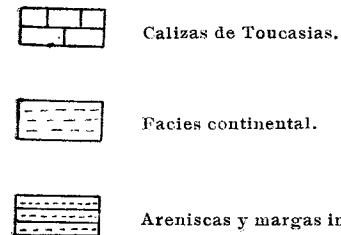
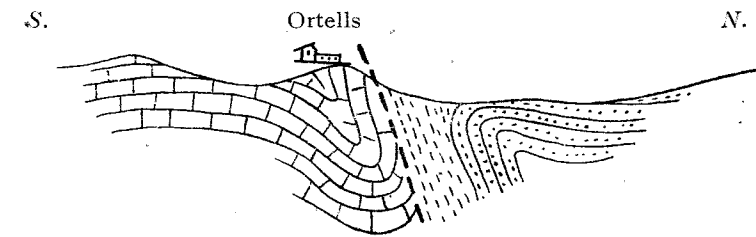


Figura 4.

los estratos convexos cambiando el buzamiento de manera continua, sino que la charnela aparece quebrada y los flancos son rectos o ligeramente cóncavos hacia arriba. En la rama S. se repite el fenómeno, y en el corte de la carretera puede observarse que los estratos están quebrados, presentando a ambos lados de la rotura una concavidad hacia arriba bastante acusada.

Más al N. de este lugar los pliegues adquieren más intensidad, resultando una zona sumamente rota. A la altura del

pueblo de Ortells existe un pliegue falla que tiene como consecuencia que las margas se apoyen anormalmente sobre las calizas de Toucasias, con interposición, a veces, del nivel continental (fig. 4), de modo que se presenta una sucesión inversa, análoga a la que según hemos dicho fué observada por el Sr. Alvarado y perteneciente a la misma corrida.

Los movimientos tectónicos que han originado estos pliegues, influyeron, sin ninguna duda, sobre los depósitos terciarios que se encuentran al N. de Morella, ya que éstos están frecuentemente plegados en el contacto. Estos trastornos del terciario afectan en general sólo al contacto, pues los estratos se van poniendo horizontales a medida que nos alejamos del cretáceo.

A. ALMELA, J. M. RÍOS Y J. GARRIDO

## SOBRE UN CORRIMIENTO DE TIERRAS EN EL TÉRMINO DE CASTILLEJO DEL ROMERAL (Cuenca)

En los periódicos de Madrid correspondientes al 10 de junio de 1942 se anunció que un importante corrimiento de tierras se había producido en el término de Castillejo del Romeral (Cuenca), en un lugar no alejado del ferrocarril Cuenca-Aranjuez. El día 23 del mismo mes nos trasladamos al pueblo en cuestión, con objeto de estudiar la amplitud e importancia de dicho corrimiento de tierras.

El pueblo de Castillejo del Romeral está situado en terreno mioceno típico, de estratos perfectamente horizontales y formados de arcillas, areniscas, yesos y conglomerados. La topografía es la característica de esta formación: colinas suaves de unos 100 metros de altura, separadas por vallecitos por los que corren riachuelos.

En la figura 1-a, se ha representado la topografía según la hoja del mapa 1 : 50.000. (Hoja núm. 609.)

El corrimiento de tierras se aprecia muy bien en un cerro situado al E.-NE. del pueblo, que aparece como cortado por un gran tajo casi vertical de un kilómetro de largo y unos 80 metros de profundidad.

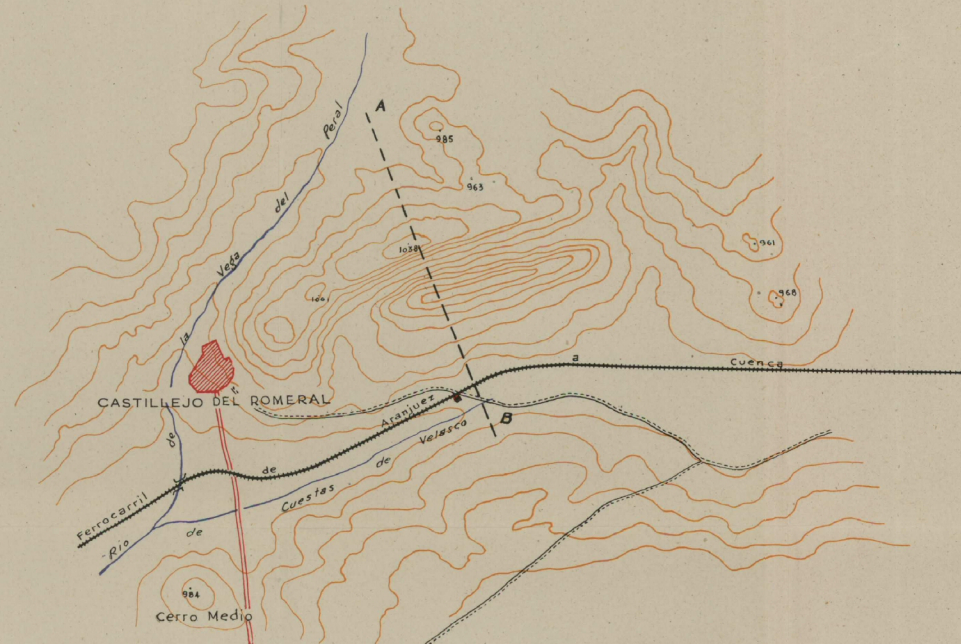
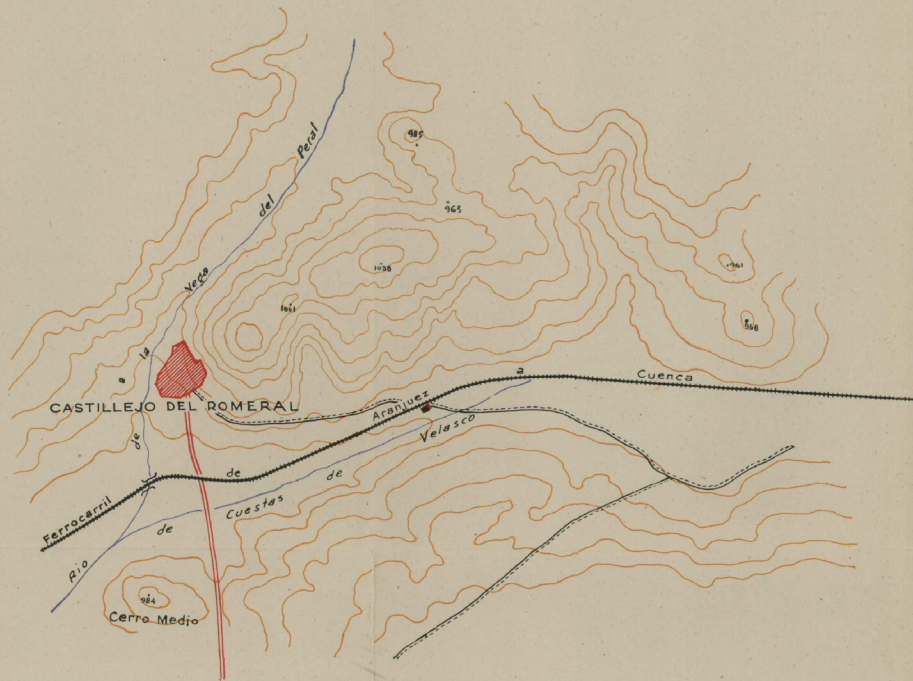
La parte situada al S. del corte ha resbalado y forma



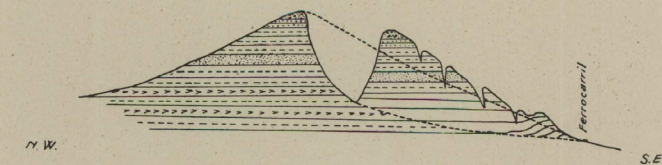
# CORRIMIENTO DE TIERRA EN CASTILLEJO DEL ROMERAL

## PROVINCIA DE CUENCA

Escala 1 : 20.000



### SECCIÓN POR A. B.



Escala { Horizontal - 1 : 10.000  
Vertical - 1 : 5.000



actualmente como otro pequeño cerro, separado del anterior por un profundo barranco, que en su parte superior alcanza unos 200 metros de anchura (fig. 1-b). Esta parte corrida presenta una serie de grietas y roturas, pero en conjunto conserva su estratificación casi horizontal.

Según los habitantes del pueblo, existía en lo alto del cerro, hace años, una grieta de unos 2 metros de ancho y gran profundidad. Esta grieta se fué abriendo, y el día 8 de junio se oyeron grandes ruidos y la parte S. del monte se desplomó, en medio de una gran nube de polvo.

El fenómeno se continuó durante tres días.

Varios campos y olivares que se encontraban al sur del cerro en cuestión han desaparecido cubiertos por los derrubios.

La vía del ferrocarril, que en este lugar va a rasante, no fué afectada por el fenómeno; pero los efectos del corrimiento llegaron a unos 100 metros de ella (fig. 1-c).

Es de hacer notar que en el borde S. del corrimiento se formó como una pequeña línea de alturas de unos 5 a 10 metros, como resultado del empuje hacia el S. de los terrenos desplazados.

El fenómeno es solamente superficial y creemos está ligado a la existencia de yesos y a la presencia de aguas subterráneas.

En efecto, en el cerro afectado por el movimiento existe un nivel de yesos en la base, que ha sido utilizado por los habitantes del pueblo inmediato, y en los barrancos que lo surcan se encuentran pequeños manantiales. Suponemos que el agua filtrada, actuando sobre las arcillas y yesos que sustentan el cerro, lo han socavado, dando lugar a una superficie de deslizamientos y un desequilibrio, y en su consecuencia, parte del cerro primitivo se ha hundido y resbalado hacia el S., mientras que, en compensación, en la parte S. y más

baja de la zona afectada se han comprimido los estratos, levantándose un poco y avanzando sobre las tierras de labor próximas a la vía del ferrocarril.

Reconocidos los alrededores del fenómeno, no hemos encontrado grietas ni síntomas que permitan suponer la repetición del fenómeno en el mismo sitio o lugares próximos, por lo que estimamos que tanto el pueblo de Castillejo del Romeral como la vía del ferrocarril no corren peligro alguno.

Como decimos anteriormente, el corrimiento ha creado un tajo muy abrupto, que la erosión irá suavizando hasta llegar al perfil de equilibrio típico de los cerros de esta región. Algunos bloques o porciones de la parte alta del tajo se desprenderán en plazo breve, cayendo al fondo; pero como esa zona por la que no transita nadie, no ofrece peligro su caída.

Lamentamos no poder ofrecer algunas fotografías del lugar del corrimiento, pues, debido a una fuerte tormenta que se desarrolló precisamente mientras hacíamos el reconocimiento, las condiciones de luz fueron poco propicias, y las fotografías obtenidas no son suficientemente claras para poder experimentar la reproducción.

ALEJANDRO H. SAMPELAYO

## NOTAS ESTRATIGRÁFICAS SOBRE EL PALEOZOICO

SERIE CAMBRIANO-SILURIANA.—En el número 11 de C. R. S. de la Société Géologique de France, del año 1942, publica Marcel Gigout una interesante noticia sobre el Cambro-Ordoviciense de Imfout (curso inferior del Oum er Rbia, Marruecos), estudio que ha realizado por encargo del Servicio Geológico de Marruecos al continuar los trabajos iniciados por Br. Yovanovitch sobre los Doukkalas y Rehamnas (hojas de Kasba Ouaidida, Settat, Benahmed, Safi, Mechra ben Abbou y El Borouj).

La lectura de la nota de M. Gigout nos ha sugerido la idea de subrayar las homologías paleontológicas de los isleos africanos a que se refiere, con los españoles de Aragón y de la Cordillera.

Las observaciones de Gigout han sido recogidas en el curso del Imfout y a la salida de Mechra ben Abbou, donde el arroyo entra en terrenos paleozoicos recubiertos en las dos márgenes por el cretáceo.

El autor establece para el paleozoico la siguiente escala estratigráfica:

1. Pizarras verde oliva, arcillo-arenosas, homogéneas, compactas, que parten en paralelepípedos y no en hojas (potencia visible, 500 metros). *Acadiense probable*.

Gigout no ha encontrado fósiles; pero atribuye este nivel al Acadiense por analogía con los tramos, litológicamente

semejantes, del atlas de Marrakes, donde el Acadiense está demostrado. A nuestro entender, este primer tramo es atribuible a las pizarras de Ferradal y Valle Rodical (Tineo) en Asturias, nivel bastante repetido en la cordillera y citado últimamente por nosotros en La Vecilla (León). En este tramo, y en los distintos lugares enumerados, se han encontrado *Paradoxides pradoanus*; *P. barrandei*, *Conocephalites*, *Trochocystites bohemicus*, etc.

2. Pizarras verdes o azules, de reflejos oscuros a contraluz, menos homogéneas, más arenosas, partiendo en lascas irregulares. En la parte alta de esta serie hay una o dos corridas arenosas, de una potencia de 10 metros cada una (3.000 metros). *Acadiense*.

Le Villain (1931), cita en este nivel cefalotórax de *Conocoryphe sulzeri*, y el propio Gigout ha encontrado unos cefalotórax pertenecientes a una especie de trilobites aun indeterminada, pero de los que un representante fué hallado en Sidi Abdallah bel Hahj (N. de Casablanca), en zona, desde luego, Acadiense (Lecointre, 1926).

De acuerdo con Gigout sobre la apreciación del mesocambriano, estimamos este horizonte, litológica y paleontológicamente, semejante al yacimiento de Valdemiedes (Zaragoza), donde en una "pizarra gris verdosa" se han encontrado ejemplares de *Conocoryphe sulzeri*, var. *lata*, Samp., a más de puntas genales de paradoxides y nodulitos ferruginosos, que parecen corresponder al género *Leperditia*.

En la misma serie, 2.000 metros más arriba, ha encontrado Gigout cefalotórax de *Conocoryphe gr.*, *heberti*, que nos afirman más en la hipótesis de sincronización que dejamos apuntada.

3. Cuarcitas rosas muy duras (50 metros).

En este nivel cita el autor "lingulas" y señales de pistas inclasificables.

Atribuible, sin duda, a la parte más alta del Cambriano, coincide en características, y hasta en potencia aparente, con el nivel C<sub>6</sub> (*Lingulaflags*) de la escala estratigráfica propuesta por P. H. Sampelayo para el proterozoico del NO. de España.

Este horizonte se encuentra bien marcado en gran parte de las manchas cambrianas del N. de España, habiendo sido citado, con hallazgo de lingulas, por Palacios y Azpeitia en Jarque y Borobia (Aragón), y posteriormente en La Demanda y Valconchán por P. H. Sampelayo ("El Sistema Cambriano").

Lotze, en su estudio sobre el Cambriano de Aragón, sitúa este nivel en la parte más alta de las capas de Ateca.

4. Arenisca arkósica de cemento ferruginoso, negro o muy oscuro, con frecuencia zoneada, dura y sonora (20 metros).

5. Pizarras micáceas de colores vivos: verde claro, rosa, etcétera, partiendo en lascas delgadas (700 metros).

Ni en el 4 ni en el 5 ha encontrado Gigout fósiles, y es de lamentar esta circunstancia, que impide establecer con seguridad la sucesión cambriano-siluriana.

6. Areniscas y pizarras alternantes. Las areniscas son grises, rosas o rojas, más o menos ferruginosas; forman varias corridas. Las pizarras intercaladas en pequeñas hiladas entre los bancos de areniscas, tienen la misma facies que las de la serie 5. (Este último nivel presenta una potencia, a la vista, de 700 metros.) *Llandeilo*.

En la serie 6 ha descubierto Gigout, en varios niveles, y sobre todo en los más altos, unas areniscas muy fosilíferas y cuya fauna está caracterizada por *Calymène tristani* Brongn.; *C. aragoi*, Rouault; *Calymenella* cf. *boisseli*, Berg.; *Asaphus* cf. *expansus*, Linn.; *Orthis redux*, Barr.; *O. budleighensis*, Davidson; *Ribeiria* sp., gasterópodos y lamelibranquios, etc. Asociación que caracteriza al Llandeilo.

Efectivamente, los fósiles citados no dejan lugar a dudas:



se trata del tramo de *Calymène tristani* (niveles 8 al 15 de la clasificación Elles-Wood), horizonte conocido en el NO. de España, en vieja denominación, por el de "pizarras de Luarca".

En resumen, y de acuerdo con las apreciaciones finales de Gigout, en su estudio quedan bien determinados el Aca-diense y el Llandeilo, y pendiente del hallazgo de fósiles en los niveles 3, 4 y 5, el establecimiento de la sucesión de los terrenos Cambriano y Siluriano.

A nuestro entender, y como indicamos anteriormente, el nivel 3 debe representar la parte más alta del Cambriano superior, y muy probablemente el 5 deberá ser atribuido al tramo Siluriano de *Didymograptus* (7 de Elles-Wood).

Esperemos que la continuación de las interesantes investigaciones de Gigout le proporcionen fósiles que confirmen nuestros supuestos.

**Siluriano de Zamora.**—En reciente excursión hemos tenido oportunidad de recorrer la zona comprendida entre los pueblos de Robledo y Sandín, siguiendo la margen derecha del río Truchas hasta pasada su confluencia con el Tera.

El corte geológico que señalamos es de interés por estar comprendido en el número 2 de los publicados por Puig y Larraz en su Memoria sobre la provincia de Zamora (1883), cita bibliográfica excesivamente lejana, pero a la que, por desgracia, hemos de referirnos al hablar del paleozoico de esta provincia, donde, aparte del citado trabajo, sólo conocemos los datos que ha publicado P. H. Sampelayo últimamente en el "Sistema Siluriano", y que no se refieren a los lugares de que nos ocupamos.

Puig y Larraz sitúa al O. de Robledo una corrida de cuarcitas ordovicienses, cuya existencia hemos comprobado efectivamente, y desde el citado pueblo hasta Sandín figura un anticlinal roto de pizarras, que atribuye al Cambriano

superior, lo mismo que un tramo de grawackas que coloca debajo. Nuestras rápidas observaciones no concuerdan con el corte descrito, por lo que sospechamos que los pueblos estén mal situados topográficamente en el trabajo de Puig y Larraz y que, en realidad, su corte deba desplazarse bastante hacia el NO.

Entre Robledo y Sandín señalamos dos corridas de cuarcitas ordovicienses, en una de las cuales hemos encontrado una gran placa de *cruzianas*, en el camino a Rueda. Apoyándose sobre las cuarcitas hay un tramo importante de pizarras muy fuertes y compactas, y otro menos potente de pizarras ampelíticas. La serie se repite dos veces. Creemos que el conjunto debe atribuirse al Siluriano, enlazándose las corridas de cuarcitas por una serie de sinclinales fallados.

La dirección es bien marcada al O.-NO., y los buzamientos variables, con tendencia a la vertical.

La reciente publicación del "Sistema Siluriano", obra que el cariño nos impide calificar, nos anima a dar a conocer esta breve noticia como modestísima aportación al camino, ya bien marcado, para la reunión de datos del Siluriano español.

JOSÉ CANTOS-FIGUEROLA Y JUAN B. TARGHETTA

## ALGUNAS NOTAS DE INTERÉS PARA LA HOJA DE LINARES

En el recorrido geológico que precedió al establecimiento del plan de trabajo geofísico en la zona de Linares, se observaron algunas particularidades que, aunque tendrán adecuado señalamiento en el estudio de conjunto que en su día se presente, consideramos de interés y oportunidad adelantar su indicación.

Entre tales particularidades figura la existencia de un pliegue del paleozoico, que aflora con toda precisión en las cer-

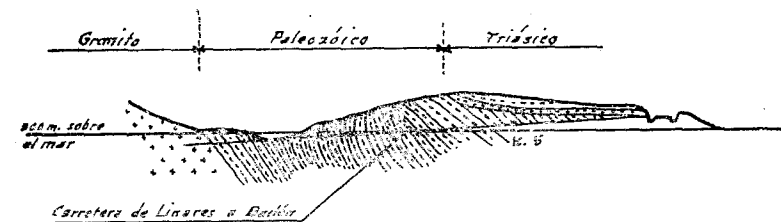


Figura 1.

canías del hectómetro 9 del kilómetro 5 de la carretera de Linares a Bailén (fig. 1), poco antes del cruce de dicha carretera con el río Guadiel.

La clasificación tectónica de este accidente estratigráfico corresponde a la de un pliegue inclinado de ramas simétricas.

El eje ideal del mismo tiene la dirección ONO.-ESE.; su inclinación, con respecto al horizonte, 45°, y su buzamiento, al S.-SO.

Siguiéndole en el sentido oriental se advierte de nuevo, a unos dos kilómetros, en la margen derecha del arroyo de la Vega. Dentro del tramo comprendido por ambos asomos, así como en su prolongación por Levante y Poniente, se oculta bajo el manto triásico e impide nuevas observaciones; pero es evidente su existencia. En el expresado barranco aparece en arco más abierto (fig. 2), como iniciando una

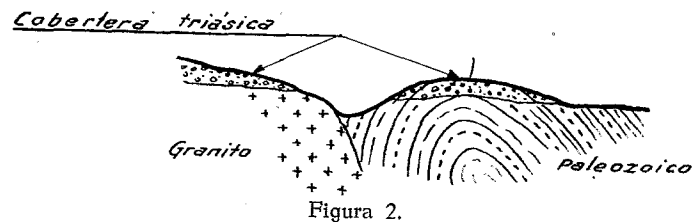


Figura 2.

descompresión, con tendencia a desvanecerse hacia una zona de aparente hundimiento, en el mismo sentido oriental, de la que nos ocuparemos más adelante.

Está separado del contacto meridional del batolito granítico alrededor de 100 metros, y sus capas se manifiestan gradualmente metamorfozadas, sobre todo en lo que afecta a la rama del mismo que más se aproxima a dicho contacto.

Otra particularidad se refiere a la formación triásica. En las cimas del aludido macizo arcaico, las capas de este horizonte geológico secundario están representadas por conglomerados y areniscas más o menos groseras, constituyendo una especie de costra superficial cuyo espesor no suele exceder de 5 a 6 metros, siendo la mayoría de las veces alrededor de un metro. Pero siguiendo la carretera que desde Linares conduce a Vadollano, esas capas del piso inferior o *Bunter-sandstein*, lo mismo que las margas irisadas del *Keuper*, su-

perpuestas al mismo, se presentan en caída brusca, pasando súbitamente de la horizontalidad casi total a la inclinación de 45-50°, y hasta la vertical inclusive (figs. 3 y 4).

En la misma dirección de estos estratos caídos, y en el

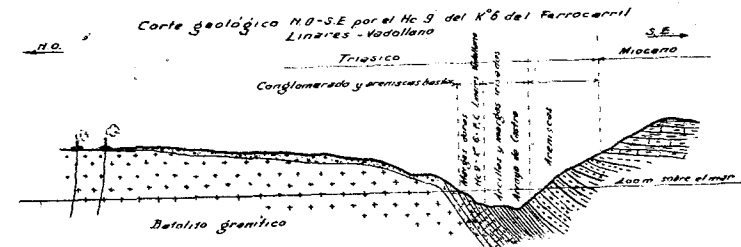


Figura 3.

sentido de Vilches, coincide con el paso del río Guarriás, en las inmediaciones del puente del ferrocarril de Madrid a Sevilla, una zona granítica, borde meridional del batolito,

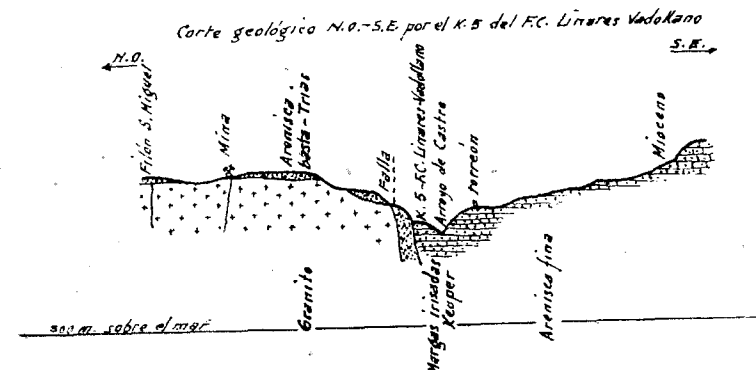


Figura 4.

intensamente friccionada, en términos que, de lejos, aparenta la disposición de una zona verticalmente estratificada.

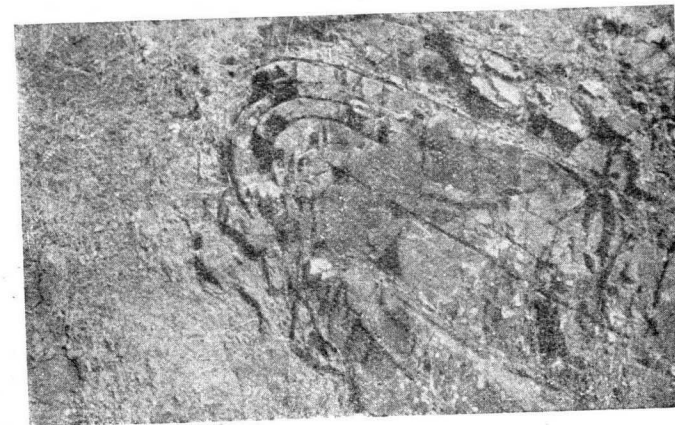
Tales antecedentes pudieran señalar la efectividad del hundimiento a que antes aludimos, quizá de carácter local, comprendiendo toda la zona por donde se desarrolla el fe-

rrocarril y se alza la estación de Vadollano, explicando, en parte, algunos caracteres diferenciales en los interesantes criaderos de Linares por la relación que en la génesis de algunos de ellos cabe suponer.

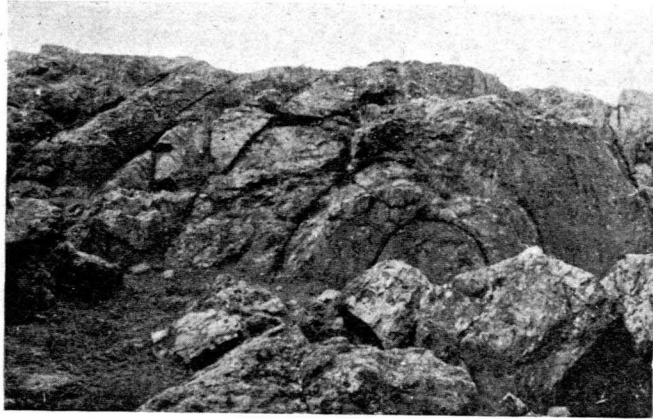
Producto de nuestras observaciones en relación con estos criaderos, apuntamos también la circunstancia de que en varios pudimos apreciar su caja filoniana como atravesando la costra triásica, mientras que en otros, la mayoría, aparece su cresta sellada y oculta por aquélla. Ejemplos del caso primero, entre otros, es el filón de la mina "El Porvenir", en la zona de Bailén, y el de un pozo situado en las inmediaciones de San Miguel, en la de Linares, en cuya escombrera hallamos, por añadidura, magníficos ejemplares de chalcosina y apreciamos una dirección sesgada en el filón, en relación con la marcha general de los de tipo corriente en el distrito.



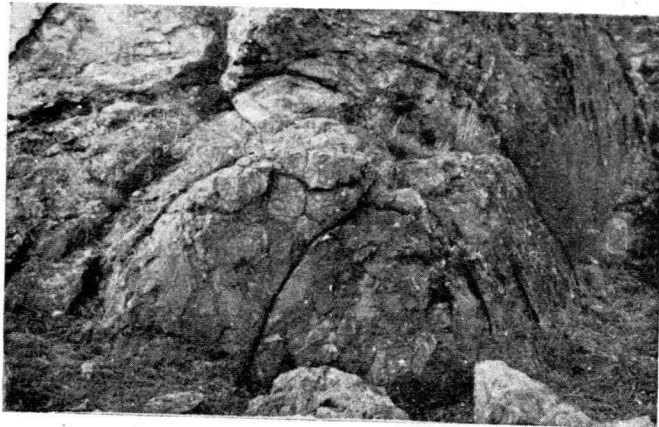
Pliegue inclinado. Paleozoico.  
Hm. 9, km. 5, carretera Linares-Bailén.



Pliegue inclinado. Paleozoico.  
Hm. 9, km. 5, carretera Linares-Bailén.



Pliegue inclinado. Paleozoico.  
Margen derecha: Arroyo de la Vega.



Pliegue inclinado. Paleozoico.  
Margen derecha: Arroyo de la Vega.

N. LLOPIS LLADÓ Y V. MASACHS ALAVEDRA

## EL PROBLEMA DE LOS CONGLOMERADOS DEL MARGEN MERIDIONAL DE LA DEPRESIÓN DEL EBRO

### INTRODUCCION

La serie de estudios realizados durante los diez últimos años sobre la cuenca del Ebro y sus relieves periféricos, y la disparidad de opiniones que en los mismos se han emitido sobre la edad de las masas de conglomerados que se observan en su margen meridional y que con algunas interrupciones de detalle se extienden a casi todo lo largo del borde septentrional de las cadenas costeras catalanas, nos ha llevado a realizar una serie de trabajos sobre estas pudingas y los sedimentos limítrofes, de los que hemos sacado algunas conclusiones que creemos de interés suficiente para sintetizarlas en esta nota. Nuestro propósito no es un estudio detallado de los materiales marginales del borde S. de la depresión del Ebro; únicamente nos proponemos transcribir nuestras observaciones sobre las pudingas terciarias de esta zona. Conste aquí nuestro agradecimiento al Sr. Marín y al Dr. Bataller, que nos han proporcionado preciosas indicaciones a este respecto.

#### **a) Extensión y situación de los conglomerados**

Al N. de la cordillera prelitoral catalana, desde el Montseny hasta el Ebro, llama la atención una potente masa de conglomerados de características y espesores variables, que

se extienden casi uniformemente a lo largo del borde septentrional de dicha cordillera, de la que forman, en muchas ocasiones, los relieves más destacados morfológicamente, gracias a la menor resistencia y compacidad de las formaciones paleo-mesozoicas arrimadas a su borde meridional. La erosión diferencial hace destacar los bien conocidos relieves de Sant Llorens del Munt, Montserrat, La Llena y Montsant.

Los primeros vestigios hacia NE. aparecen en el cantil de San Sadurn de Gallifa, al NE. de San Feliú de Codines, donde su espesor pasa de 50 metros y se apoyan sobre el bartoniense; más hacia el SO. empiezan ya a formar los relieves de envergadura de Sant Llorens del Munt, donde se apoyan sobre las arcillas rojas paleocenas con *Bulimus gerundensis*, Vid. La masa de conglomerados se prolonga ininterrumpidamente hasta Montserrat, donde alcanzan 500 metros de potencia, desapareciendo bruscamente para no reaparecer hasta 50 kilómetros más al SO. en las sierras de La Llena y Montsant (provincia de Tarragona), desde donde ya siguen sin interrupción hasta más allá del Ebro.

La potencia de estos conglomerados ofrece, pues, grandes oscilaciones; las más importantes corresponden sin duda a Montserrat, pues tanto en la provincia de Tarragona como en el resto de la de Barcelona coronan formaciones litorales donde alternan margas y arcillas rutilantes, alcanzando espesores máximos de 200 metros. Sus caracteres petrográficos son también muy conocidos y dependen de la composición del roquedo marginal; en San Sadurn de Gallifa Montserrat y Montsant, son eminentemente calcáreos, dada la proximidad de las formaciones calizas secundarias y terciarias; en cambio en San Llorens del Munt, sus elementos son principalmente paleozoicos, debido a la influencia del macizo costero.

## b) Estado de la cuestión

Una formación semejante ha llamado naturalmente la atención de todos los geólogos que se han ocupado del estudio de las cordilleras costeras catalanas. Vèzian (29), Almera (1) y Carez (5-6), basándose en las características y situación estratigráfica de estas pudingas, las situaron en el ludiense, asimilándolas a las pudingas marginales subpirenaicas, y, por tanto, a la célebre pudinga de Palassou de allende los Pirineos.

Déperet (10), en 1898, aboga por la edad oligocena de la pudinga montserratina; este sabio fundó sus conclusiones no sólo en los estudios realizados en Francia sobre la pudinga de Palassou, a la que se atribuyó una edad que oscilaba entre el luteciense y el oligoceno, sino en los recientes descubrimientos de la fauna oligocena de Calaf, cuyos estratos, según él, por cambio lateral de facies, pasaban a la base de la pudinga de Montserrat.

No obstante, este trabajo sembró la duda por primera vez en los espíritus de los geólogos, y el mismo Déperet no pareció demasiado convencido de su aserción, por cuanto en colaboración con Vidal (28), en 1906, hace un estudio detenido de la cuenca eocena catalana y decide colocar en el ludiense, no sólo las pudingas montserratinas, sino, asimismo, las series de yesos que se encuentran en el trayecto Igualada-Calaf, a los que comparan con los yesos ludienses de la cuenca de París.

En 1909, Font y Sagué (14) cree que estos conglomerados son oligocénicos, los asimila a los materiales detríticos subpirenaicos y explica la mayor potencia del margen meridional por la mayor extensión de la tierra catalano-balear.

Las observaciones de Palet y Barba (23-24), desde 1911,



especialmente en el macizo de Sant Llorens del Munt, le llevan a la conclusión de que la potente serie de conglomerados que se superponen al paleozoico, pertenecen en su base al eoceno y al oligoceno en la cumbre. Basa su aserto en un estudio petrográfico, pues en los conglomerados superiores se hallan más elementos poligénicos y son más rodados.

Más tarde Chevalier (7) hace un estudio de estratigrafía comparada a lo largo del eoceno del borde meridional de la depresión del Ebro, ratificando la edad ludiense de los conglomerados marginales. No obstante, estos criterios dispares y estas dudas de geólogos tan solventes hacen entrar en gran prudencia a los geólogos que más o menos rozan el tema: Faura (13-12 bis), en 1916, no habla claramente de estas pudingas, y desde entonces parecen designarse con el ambiguo nombre de "conglomerados supranummulíticos", nada comprometedor.

En 1920, Vidal (28 bis) vuelve a hablar de ellos como si fueran oligocénicos en ocasión de trabajos de conjunto sobre la constitución de la montaña de Montserrat. Un año más tarde, 1921-22, Elías (11-12), autor de otras notas anteriores relacionadas con ellos, refiriéndose a Sant Llorens del Munt, opina que este macizo es en su totalidad ipresiense, opinión basada sin duda en la facies detrítica, común a todo el eoceno en esta localidad.

Marín (22), en 1923, en su obra fundamental sobre la cuenca oligocena catalano-aragonesa, se inclina por la edad oligocena de las pudingas montserratinas, pero admite la posibilidad de una situación en el eoceno superior, basándose en la presencia de una fauna salobre con *Melánias*, *Potamides*, etc., que se encuentra junto a la francamente marina y que indica un régimen de transición.

Faura (13), en 1926, vuelve a hablar de las pudingas montserratinas y del eoceno del borde meridional de la de-

presión del Ebro, indicando que la capa de margas que aflora debajo del Monasterio constituye el contacto entre las formaciones subyacentes eocenas y las pudingas superiores que coloca en el oligoceno.

Con ocasión del Congreso Geológico Internacional de Madrid, en el mismo 1926, Kukuk (19) y Keyes (18) admiten la presencia de una discordancia marginal que separaría estas pudingas de su subyacente. Harbort (17) no señala discordancia, pero admite diferencia petrográfica y concluye, con los anteriores, en la edad oligocénica de tal formación. Asimismo, Jung (26) admite un cambio lateral de facies de las margas con *Melanoides albigensis Noul.* a los conglomerados de Montserrat, que, por tanto, serían también oligocénicos.

Schriel (27), en 1929, describe los trazos fundamentales del terciario catalán e indica que los materiales que coronan Montserrat, "atribuidos al principio, por comparación con los aragoneses, al bartoniense, se colocan ahora en el ludiense-sannoisiense". Indica también que los conglomerados, areniscas, calizas y margas con yesos que encontramos en el SO. pertenecen a las "capas de la depresión" de Born, y pasan paulatinamente a las capas de Calaf, cuya edad oligocena-inferior está comprobada.

En 1931, Darder (9), refiriéndose a los conglomerados de Sant Llorens del Munt, y después de exponer y pesar las opiniones de Palet y Barba, Elías y Dalloni (éste para la pudinga subpirenaica), deduce que las pudingas más claras superpuestas a las margas rojas son del eoceno medio y que las capas superiores no sean oligocénicas, sino aun del mismo eoceno. No obstante, indica que para tomar una resolución definitiva es preciso realizar un estudio minucioso de los bordes de la formación, para establecer claramente las relaciones entre las formaciones litorales detríticas y las ya francamente marinas situadas más al interior de la cuenca.

Sáenz García (25), en 1931, hace una descripción de las formaciones de conglomerados de las depresiones terciarias continentales del N. de España, comparándolas con la cuenca del Ebro. Transcribe las opiniones de ciertos autores sobre la edad de estas pudingas, pero no se decide a tomar una posición definitiva.

Chevalier, en 1933 (8), indica que en Montserrat se observa una ligera discordancia entre los materiales del nivel del Monasterio que buzan 30° NO., mientras que la masa de pudingas superiores está casi horizontal; basándose en esto, coloca en el ludiense los materiales inferiores al nivel del Monasterio y en el sannoisiense las pudingas superiores; atribuye, en cambio, al ludiense los materiales detríticos del Ampurdán (Rocacorba, Finestras), que considera inferiores a los de Montserrat; la pudinga de Sant Llorens del Munt la coloca también en el sannoisiense.

En 1934 el mismo autor vuelve a insistir sobre las características de las pudingas montserratinas; ratifica su opinión sobre la edad oligocena de las pudingas superiores basándose, no sólo en la ya predicha discordancia, sino en consideraciones de tipo morfológico, pues para dicho autor existe al nivel del Monasterio (oscilante entre 720 y 750 metros), y en todo el perímetro de la montaña, una superficie casi horizontal sobre la que estarían colocadas "a posteriori" las pudingas superiores a esta altura; la serie inferior a esta superficie sería ludiense; la superior, sannoisiense.

También en 1934, Marín (22 bis), en ocasión del Congreso Geológico Internacional celebrado en las provincias vascongadas, indica la presencia de elementos detríticos en diferentes niveles del eoceno-oligoceno: en el material anterior al luteciense, en el infraoligoceno, en las capas con *Melanoides albigensis* del interior de la cuenca y en zonas superiores a este nivel, que atribuye al mioceno inferior por

ser discordantes sobre las del oligoceno. Y como consecuencia de ello, indica que la presencia de tantos niveles detríticos semejantes inutiliza a estas pudingas para cualquier determinación cronológica cuando se presentan aisladas.

En el mismo año, Faucher emite algunas consideraciones sobre la morfología de Montserrat, cuyos conglomerados dice ser oligocenos (en lo que están de acuerdo los geólogos catalanes). La nota hecha con vistas al estudio morfológico de Montserrat no se mete en honduras sobre el problema de los conglomerados.

Finalmente en 1935 (3 bis), Ashauer y Teichmüller publican un esquema estructural de la cordillera prelitoral catalana, entre el Noya y el Congost, en el que colocan como oligocenas las pudingas superiores del Montserrat y como eocenos todos los restantes materiales detríticos marginales, desde el Montseny a Igualada. No obstante, Ashauer (3 ter), en 1934, sitúa en el ludiense la serie de yesos, margas rojas y conglomerados que coronan las formaciones eocenas del O. de la Plana de Vich.

Y por último, Marín (23 bis), también en 1935, da un resumen geológico-tectónico de la cuenca potásica catalano-aragonesa, citando diversos sondeos en Aviñó, Puigreig y Suria, en los que se encontró el Priaboniense bajo las capas de sales. Indica diversas particularidades de la cuenca, especialmente desde un punto de vista tectónico, admitiendo que algunos de los yesos que acompañan a las sales proceden del metamorfismo de las calizas y al engendrarse han hecho extrusión de manera semejante a la de las sales. Indica también oscilaciones epirogenéticas intraeógenas que provocan discordancias entre el eoceno y las capas de sal. Finalmente cita también la disposición N.-S. de los eczemas diapíricos.

Este es el complejo estado actual de la cuestión; su resolución definitiva tiene una gran importancia por cuanto estos

materiales sirven para determinar la edad exacta del plegamiento de la cordillera prelitoral, pues el paleozoico y el trias, cabalgando estas pudingas, indican (Sant Llorens, El Farell) un empuje posterior a su formación. No obstante, no pretendemos nosotros resolverlo en tan modesto trabajo; es sólo nuestra intención plantearlo de nuevo con nuevas posibilidades, procurando relacionar las distintas masas de materiales detríticos del borde de la depresión.

### c) Estratigrafía

Las formaciones geológicas cuyo conocimiento estratigráfico presupone el abordar el problema de los conglomerados son el Eoceno y el Oligoceno.

A ellas ceñiremos, pues, nuestras consideraciones estratigráficas, extendiéndonos de manera particular en el estudio de los depósitos situados entre el Montseny y la cuenca de Igualada.

## E O C E N O

El Eoceno se presenta apoyado sobre el trias y el paleozoico, formando el borde de la cubeta del Ebro, accidentado por diversas disposiciones tectónicas.

La erosión ha puesto al descubierto la potencia de la serie y esto ha permitido el trazado de varios cortes estratigráficos; tenemos cortes de Vidal, los clásicos de Almera en Montserrat y de la Plana de Vich, habiendo aparecido, más modernamente, otros varios de Faura, Chevalier, Solé Sabarís, etcétera. Unos de estos cortes están levantados sobre el terreno, y otros tienen en cambio la significación de resúmenes más o menos prematuros obtenidos con datos ajenos y propios.

Para un estudio objetivo nos interesan solamente como

datos—previamente sometidos a crítica—los primeros; y entre ellos, los que corresponden a la sección a que nos ceñimos.

Entre éstos, y los cortes levantados sobre el terreno por nosotros mismos, disponemos, pues, de los siguientes, que pasamos a describir:

- 1.—De Sant Juliá de Vilatorca a la Riera Major (Almera).
- 2.—Del Congost a Castellcir.
- 3.—San Feliú de Codines.
- 4.—De Monistrol a Manresa.
- 5.—Montserrat (Almera).
- 6.—Cuenca de Igualada.

#### 1.—De Sant Juliá de Vilatorca a la Riera Major.

La serie eocena descansa sobre el granito, atravesado por pórfidos cerca del cauce de la Riera Major. Los primeros tramos son detríticos, de color rojo, y sin fósiles, alcanzando un espesor calculado en 125 metros. A continuación sucede un tramo de pudingas al parecer marinas y encima unos dos metros de caliza con *Alveolinas*.

La formación de color rojo la atribuye, con duda, Almera al Esparnaciense; el otro tramo detrítico y la caliza con *Alveolinas*, también con duda, las atribuye al Ipresiense.

A continuación data como lutecienses los tramos calizos fosilíferos, en uno de los cuales encontró en Cánoves *Nummulites perforata*, *N. lucasana* y *N. Biarritzensis*, que son claramente lutecienses. Incluye también en esta división un grueso de 60 metros de conglomerados, sobre el que se asienta el castillo de Sant Juliá, y que lleva intercaladas unas calizas margosas con briozoos y bivalvos.

El bartoniense, fuera del corte, lo localiza en una cuesta que limita al O. la Plana de Vich, constituido por margas

azules de más de 350 metros, con abundancia de *Serpula Spirulaea* y corales en su parte superior, coronado en algunos sitios por un banco de tres a cuatro metros de yeso.

### 3.—Sant Feliú de Codines.

El yacente de la formación es el Triás.

En Valldenéu se encuentra la formación detrítica (margas rojas, pudingas y brechas vinosas) con *Bulimus gerundensis*, Vid.

A continuación, un banco de pudingas grises da un aspecto marino al terreno, que se continúa con margas grises de *Ostraea multicosata*, seguidas por areniscas con *N. perforatus* y *N. lucasanus*; por margas también con *N. perforatus* y un banco de calizas nummulíticas de ejemplares todavía no determinados.

Sobre este banco se desarrolla ampliamente, formando el suelo del Pla de la Garga, una formación de flysch que sostiene las capas calizas de *Orthophragma* de Sant Miguel Sesperxes, las cuales alternan con las margas azules fosilíferas en que se asienta Centelles. Varios tramos detríticos contienen, a continuación, *N. contortus* y *N. striatus*, y por encima de ellos, en La Rovira, hemos hallado unas margas con *Operculinas* y *N. Fabianii*, denotándose así la presencia del Bartonense; por encima de estos tramos se hallan todavía calizas, margas y pudingas en el coronamiento.

### 3.—Sant Feliú de Codines.

Se puede apreciar en la base una pudinga de gran potencia, recubierta por delgadas capas de calizas, margas y flysch, por donde pasa el camino de San Miguel.

A continuación, unos tres metros de margas azules inte-

rrumpen el tono rojizo del terreno, que reaparece con las areniscas y margas gredosas micáceas rojas. Otro banco de dos metros de margas grises, 20 metros de flysch, nuevas margas grises y unas calizas con *Nummulites perforatus A* y *B*, separan esta formación de otra capa de margas rojas superiores.

Este corte presenta, como se puede observar, caracteres singulares.

### 4.—De Monistrol a Manresa.

Se encuentra en Monistrol la serie detrítica inferior, de color rojo, que descansa sobre el Triás en La Puda y en la estación del Norte en Olesa.

Junto al puente de los Ferrocarriles Catalanes, que cruza el Llobregat aguas arriba de Monistrol, se aprecia una formación detrítica gris que constituye el cerro rematado por el Mas La Bauma; esta formación detrítica ha proporcionado una *Assilina* no determinada específicamente, presentando además dos intercalaciones en cuña de sedimentos detríticos rojos.

A continuación, una serie margosa gris, alternando con calizas cada vez más abundantes, es coronada por un potente banco calizo fosilífero que se aprecia en la falda de la loma de El Capellá; en la base de la serie margosa han aparecido, en un lecho delgado de pudingas, *N. perforatus A* y *B*, *N. Laevigatus*, *N. globulus* y *N. Guettardi*. En plenas margas, *Ostraea multicosata*. En el banco calizo, *N. globulus*, *N. Guettardi* y *N. atacicus*. El Luteciense, pues, queda claramente definido.

Un nivel detrítico fino se superpone al banco calizo de la cima del Capellá con *N. striatus* y *N. contortus*; nivel que hacia el centro de la cuenca pasa a las margas azules de

San Vicente de Castellet con *N. striatus*, *N. contortus*, *N. variolarius*, *Dyscocyclina Archiaci*, *D. Bartholomei* y *Operculina alpina*.

Sobre estas margas aparecen las areniscas y margas amarillas de los cerros Taió, Montlleó y Malvals, que además de los fósiles acabados de indicar han proporcionado el *N. Fabianii* A y B, una capa de *Orthophragminas* y un banco coralino, por encima del cual se asienta un flysch en cuyas capas más altas, en Viladordis, ha aparecido el *N. subbeaumonti*; este flysch está recubierto por formaciones detríticas finas de color rojo, con intercalaciones marinas con fauna, que tenemos en estudio.

Se localizan bien, pues, el Auverssiense y el Bartoniense con *N. Fabianii*.

#### 5.—Montserrat (Almera).

Distingue sobre la formación detrítica roja basal otras pudingas y margas con parecidos caracteres, que llevan intercalados sedimentos marinos fosilíferos que determinan su edad.

De la primera intercalación—Monistrol—da una fauna salobre, que no es posible atribuir como característica a piso alguno. A la intercalación media atribuye el *N. perforata* y el *N. striata*, lo que, vista la fauna de la intercalación superior con *N. Biarritzensis*, hace pensar en un posible error al fijar en la intercalación media al *N. striata*, cosa nada de particular entonces, en que los caracteres específicos de los nummulites eran objeto de activas investigaciones, y por tanto, poco estables y poco definidos.

Hasta aquí el célebre corte de Almera; pero Faura, en su mapa geológico del Montserrat, señala niveles más altos a éste claramente Luteciense, e indica el Bartoniense y el

Ludiense al N. de la montaña, si bien sin indicar sus relaciones con las capas de la misma ni documentar paleontológicamente su aserto.

Pero, en efecto, acabamos de determinar la presencia de otra intercalación en cuya marina fosilífera, superior a las descritas por Almera, y que se manifiesta en la Serra de Can Oliver, donde hemos hallado *N. striatus*, *N. contortus*, *N. variolarius* y *N. Tournoueri*, además de otros fósiles, siendo su nivel, por lo menos, Auverssiense-Bartoniense.

El Ludiense diseñado por Faura en su mapa no lo hemos encontrado, sino que la formación viene cubierta ya por las margas rojas continentales, y por tanto, sin fósiles característicos, sin aparecer al O. otro asomo marino.

Así, pues, en Montserrat hay la formación roja basal, recubierta por margas y pudingas rojas, con las intercalaciones indicadas por Almera—Luteciense—, y todo esto recubierto por las margas rojas que contienen la cuña Auverssiense-Bartoniense de Can Oliver, recubierta a su vez de margas rojas en Can Masana, que por cambio lateral de facies pasan a las pudingas superiores de Montserrat.

#### 6.—Cuenca de Igualada.

Hemos empezado el corte en Carme, siguiendo las huellas de Vézian, por Coll Bas a Igualada.

En Carme aparecen margas yesosas cubiertas por calizas, margas rojas, areniscas, pudingas y dos intercalaciones más de margas rojas, entre elementos detríticos variados, hasta cerca de Coll Bas (\*).

(\*) Recientes investigaciones (1942-43) de S. Miguel de la Cámara y Bataller han revelado la presencia de calizas con *Alveolinas* al S. de Carme, bajo estas capas.

Esta zona que en los mapas aparecía como triásica debe referirse, pues, al Paleoceno.

Es en Coll Bas donde aparece el gran banco de calizas con *N. granifer* y *N. Lucasanus*, con otra fauna, precedido de margas azules, perteneciendo todo al Luteciense.

Las intercalaciones de sedimentos rojos cesan, y materiales margosos y calcáreos de facies marina se suceden hasta Igualada, figurando en las margas grises de cerca de Montbúy la *Operculina granulosa*.

Igualada se halla en el tramo de las margas azules fosilíferas, recubiertas por una serie de margas grises entre las que encuentra sitio el banco coralino superior. Los *Nummulites* de estos tramos, de Igualada a la cima de la formación marina, no los hemos determinado todavía.

\* \* \*

Al extractar conclusiones estratigráficas generales de estos cortes, aparecen con toda claridad las siguientes particularidades:

1.<sup>a</sup> Disposición alternativa de formaciones marinas de tonos más o menos grises, en cuña entre formaciones continentales de color rojo, denotando un régimen de sucesivos movimientos positivos y negativos registrados en la orilla de la cuenca de sedimentación.

2.<sup>a</sup> Variabilidad de la potencia y de la facies de estos sedimentos en los distintos cortes, lo que los hace comparables entre sí tan sólo en los rasgos generales.

3.<sup>a</sup> Esterilidad de las formaciones continentales, cuya edad sólo puede determinarse por los fósiles de las cuñas marinas que lleven intercaladas y por el criterio de continuidad de sedimentación.

4.<sup>a</sup> Diversidad cronológica de formaciones continentales de un mismo aspecto petrográfico, que sólo se pone de manifiesto por la edad de las cuñas marinas intercaladas, y que, de desconocerse, pueden inducir a error.

Así, pues, no se encuentra una correspondencia petrográfica exacta entre los distintos cortes por los cambios laterales de facies, que se pueden expresar según el siguiente croquis en la página 101-c.

Sin embargo, en términos generales, se puede observar una ligera transgresión del mar de Alveolinas, otra máxima de la caliza Luteciense y a continuación la regresión Priabonense, poco alterada por ligeras oscilaciones transgresivas.

Las transgresiones vienen registradas por intercalaciones marinas bien datadas; las regresiones, en cambio, están indicadas en el terreno por cuñas continentales rojas, estériles, hasta las más altas, que son sustituidas ya por las capas lacustres superiores.

Hay razones para admitir que la regresión eocena post-luteciense fué propagándose del NE. al SO. a través del terciario —Ashauer—, mostrándose los materiales continentales inmediatamente después del Luteciense en Puigreig (sondeo), siendo, por tanto, Auversiensens; luego, cuñas continentales entre el Bartonense fosilífero en Montserrat, y siendo recubierto éste aún por estos materiales en Can Massana, correspondiendo, pues, los sedimentos de esta regresión en este punto a la época Ludense, a los que siguen las capas lacustres oligocenas Sannoisienses.

Así, pues, unas formaciones litorales estériles, de análogos caracteres petrográficos en los distintos cortes, pueden no ser sincrónicas si no van incluidas entre dos mismas formaciones marinas.

De todo lo que antecede se puede deducir la siguiente estratigrafía para el Eoceno comprendido entre el Montseny y la cuenca de Igualada.

### EOCENO INFERIOR (Paleoceno) (\*)

Comprendemos bajo este epígrafe todas las formaciones eocénicas infralutecienses, en las cuales no hemos hallado separación clara litológica o paleontológica en pisos.

Estas formaciones se componen en Sant Llorens del Munt de una base de margas rojas con *Bulimus gerundensis*. Vid., seguida de un gran espesor de conglomerado rojo; estos terrenos siguen lateralmente hacia el Congost, observándose persistencia de las margas y disminución del grueso de los conglomerados, que ahora son recubiertos por calizas con *Alveolinas*, las cuales a su vez lo son por los estratos con fósiles lutecienses, que por cambio lateral pasan a la parte media de los potentes conglomerados de Sant Llorens del Munt.

Este cambio de facies se observa también en dirección a Igualada, donde las margas rojas han pasado a yesos y margas alternantes con calizas, cuya parte superior está recubierta por calizas fosilíferas lutecienses, que pasan lateralmente a su vez a los conglomerados medios de Sant Llorens.

Las calizas con *Alveolinas* las consideraba Almera Ipresienses; pero nosotros no tenemos mejores razones para apoyar este aserto y preferimos incluirlas tan sólo en el Paleoceno, sin distinción de pisos.

Este presenta, pues, el siguiente aspecto:

*En Sant Llorens:* Conglomerados inferiores. Margas de *B. gerundensis*.

*En la Plana de Vich:* Calizas de *Alveolinas*. Conglomerados inferiores. Margas de *B. gerundensis*.

(\*) Le denominamos así, siguiendo a la Escuela Alemana, dada la imposibilidad de una distribución vertical exacta, pues si bien las calizas con *Alveolinas* se colocan en el ipresiense, donde éstas no existen, no hay posibilidad de separarlo de las capas de *Bulimus gerundensis*.

*En Carme:* Alternancias de yesos, margas, conglomerados y calizas con *Alveolinas*.

### EOCENO MEDIO

#### a) Luteciense.

Constituido en casi su totalidad por bancos marinos, bien fechados por sus fósiles característicos.

Constituye este piso la máxima transgresión eocena, apareciendo en todo el borde de la formación, y formado por una base detrítica gris, un luteciense medio margoso, y un luteciense superior calizo, en los sitios en que presenta su máximo desarrollo, y está a distancia suficiente del primitivo litoral. En Montserrat se presenta en tres cuñas entre los sedimentos continentales: la inferior caliza, y detríticas las demás, desapareciendo entre sedimentos continentales hacia el SE.

El régimen transgresivo de este piso se observa claramente desde Igualada al Montseny, tan sólo turbado localmente en su aspecto petrográfico por el cono de deyección montserratino. Así, pues, obsérvase cómo se apoyan sucesivamente sobre el Eoceno inferior, en Coll Bas, Castellvell y el Congost, formaciones detríticas más o menos finas en función a la distancia al litoral, mientras más al NE., en Coll de Romagats, se apoyan las calizas, faltando los otros dos tramos inferiores.

Al Luteciense inferior, pues, detrítico, pertenecen las primeras capas pudinguiformes que descansan sobre el Paleoceno, y que por cambio lateral pueden llegar, hacia el centro de la depresión, a areniscas y margas, y suelen contener *N. perforatus* y *N. Laevigatus* (Castellvell).

Al Luteciense medio pertenecen los elementos margosos, que en el SO. se hallan encima de los detríticos acabados

de citar (Castellvell), y que en el NE., por transgresión, se apoyan directamente sobre el Paleoceno (Congost), conteniendo *Ostrea multicosata*.

Al Luteciense superior pertenece en todas partes la caliza nummulítica, más o menos areniscosa, de mayor o menor potencia, que en el NE. (Coll de Romagats) se apoya sobre el Paleoceno, y en los otros sitios (Coll Bas, Castellvell, Pla de la Garga) corona el piso encima de las margas del segundo tramo y contiene *N. perforatus*, *N. globulus* y *N. atacicus* (*Biarritzensis d'Archiac*).

Al Luteciense pertenecen también las formaciones continentales de margas, areniscas y conglomerados rojos en que se intercalan las cuñas marinas, como se observa bien en Montserrat y Vacarisas, según esquemas; observándose una perfecta continuidad de depósitos continentales entre las capas de *Bulimus* y las que estudiamos, que son, en cambio ya de edad Luteciense, análogamente a lo que ocurre en Sant Llorens del Munt—masa homogénea y potente de pudingas—, las inferiores de las cuales son paleocenas y las medias lutecienses, a pesar de no notarse alteración alguna petrográfica, ni de sedimentación, en el conjunto.

b) *Auversienne* o *Bartoniense inferior*.

Caracterizado paleontológicamente por el consorcio *N. contortus-striatus*, junto con grandes nummulites, y por la ausencia del *N. Fabianii*, ha sido este piso muy discutido, y nosotros, teniendo en cuenta que inicia una regresión postluteciense, que se continúa luego con análogos caracteres, lo consideramos tan sólo como un Bartoniense inferior margoso (\*).

En sus tramos marinos presenta potentes bancos de mar-

(\*) Seguimos así el criterio de Lapparent.

gas azules con *N. contortus*, *N. striatus*, *N. perforatus* y equínidos como fósiles más característicos, y en poca cantidad. Este tramo forma un rellano en el relieve por fuerte acción erosiva diferencial; sobre él se asientan Igualada, San Vicente de Castellet, Centellas y forma la Plana de Vich.

Siguiendo la riera de Marganell puede verse su posición estratigráfica. y en Montserrat se intercala entre formaciones de pudinga continental (Can Magins).

En Puigreig, los sedimentos continentales inferiores, en contacto con el Luteciense, deben pertenecer también al Bartoniense inferior.

c) *Bartoniense superior*.

Tramo medio de la regresión eocena postluteciense, caracterizado en su parte marina, en todo el borde, por areniscas y maciños de color amarillento con *N. contortus*, *N. striatus* y *N. Fabianii*, y abundancia de *Serpula spirulaea*, aunque no sea completamente característica la presencia de este fósil: estando rematado en Manresa, Igualada y Plana de Vich por un banco de corales.

El Bartoniense superior marino aparece del E. al SO. de la cuenca, por efecto de la regresión, en una cubeta basculante en esta dirección.

En Montserrat forma una intercalación superior en los conglomerados continentales (Can Oliver), habiéndose observado por nosotros *N. contortus*, *N. striatus* y *N. Tournoueri*.

Comprende, pues, la zona margosa en cuesta del O. de la Plana de Vich, con banco coralino; tramos detríticos de La Rovira, con *N. Fabianii*; niveles detríticos del Taió, Montlleó y Malvals, con *N. Fabianii* y banco coralino; cuña superior de Montserrat, en Can Oliver, con *N. Tournoueri*, y



formaciones detríticas marinas superiores de la cuenca de Igualada, coronadas por el consabido banco coralino y las capas de *Cerithium*.

La facies continental viene representada por los conglomerados en que se intercala la cuña de Montserrat, y se hallará representada también entre los niveles continentales del N. de la cuenca, donde no se puede caracterizar.

d) *Ludiense*.

Culminación de la regresión eocena; se presenta, en su forma indiscutible, en el SO. de la cuenca por la aparición de yesos y formaciones salobres y continentales que cubren el eoceno marino y se colocan debajo de las capas lacustres oligocenas.

Representa, pues, fases de emersión del fondo marino y comprende los yesos del borde O. de la Plana de Vich; pudingas superiores de Sant Llorens del Munt; los episodios salobres de Manresa; los continentales pudinguiformes de Montserrat situados encima de la cuña del Bartoniense superior, y que por cambio lateral de facies pasan a margosos y areniscos de Can Massana y Mayans, y finalmente los yesos de la cuenca de Igualada, con sus depósitos continentales superpuestos. Posiblemente también lo sean las pudingas de Castellcir y las formaciones continentales inmediatamente inferiores a las capas lacustres en varios lugares de la cuenca.

También al piso Ludiense, del cual conocemos solamente formaciones continentales, habrá que referir la edad de base del yacimiento salino, puesto que los episodios lagunares del borde—yesos de Manresa, Plana de Vich, Igualada—indican un levantamiento del fondo tal, que debe afectar a grandes distancias dentro de la cubeta en desecación, teniendo lugar

entonces, pues, el depósito de las capas basales de carbonato cálcico y anhidrita, a las que sigue la primera formación potásica, la sal vieja y el criadero potásico en explotación.

En efecto, los cortes de Vidal y Déperet colocan los yesos citados bajo los mantos lacustres, y también bajo estos mantos está la formación salina que puede ser sincrónica de los yesos, a los cuales pasaría por cambio lateral, y de éstos a los conglomerados montserratinos; la base del tramo salino, pues, pudiera ser Ludiense.

## OLIGOCENO

Forma el relleno lagunar de la cuenca de desecación que constituye la rama catalana de la depresión del Ebro. Magníficos cortes tenemos ya de ella, bien coordinados, levantados por Vidal y Déperet, por Agustín Marín y por Bataller, por lo que no vamos a repetirlos ni comentarlos, puesto que en las respectivas obras de estos geólogos está el tema ampliamente desarrollado.

Vamos tan sólo a extractar los rasgos generales de su estratigrafía.

a) *Sannoisiense*.

Lagunar constituido por sedimentos detríticos rojos en el N. y el O.; más calizos, en cambio, al S. y al E., indicando sedimentación más tranquila, habiéndose depositado los niveles de calizas con *Cyrenas*, citadas por Vidal y Déperet y encontrados en Santa Coloma de Queralt por Bataller, y los de calizas oscuras con *Melanoides albigensis*, Noul., y otros.

Estas capas lacustres oligocenas están inmediatamente dispuestas sobre las últimas formaciones continentales ludienses, sin discordancia ni laguna de sedimentación alguna, estando, por tanto, en el centro de la cuenca, sobre la formación sa-

lina a la cual pertenecen también los yesos que se le superponen en algunos puntos y que alcanzan secundariamente grandes espesores en los anticlinales (Castellfullit de Riubregós).

El período Oligoceno se inaugura con las calizas indicadas, coincidiendo con movimientos basculantes que aislan el golfo eocénico del mar, que se retira hacia el O.

Los fósiles de estas calizas—que se presentan en cuñas intercaladas entre las margas rojas y areniscas acompañantes—son, el *Melanoides albigensis*, Noul.; *Lymnaea*, sp.; *Planorbis*, sp., y *Cyrena* aff. *semistriata*, Defr.; *Potamides rodanicus*. La facies lacustre queda bien sentada con estas calizas, dispuestas en cuña a diferentes niveles, y de espesor variable, dentro del tramo de las margas rojas, con algún yeso además.

La regresión prosigue en el sentido iniciado en el Bartoniense inferior, según muestra la disposición en el mapa de los yacimientos de las calizas lacustres, acantonadas en el ángulo SO. de la cuenca.

Entre estas calizas fosilíferas se pueden distinguir algunos niveles: Un tramo inferior parece presentar un nivel fosilífero típico con *Cyrena semistriata*, Der., y además *Lymnaea*, *Potamides*, etc., reconocido en el río Gayá, más arriba de Pontils, en el torrente del Ars y en Cubells.

El tramo más importante es, sin embargo, el medio, más potente, formado por las margas rojas con mayor proporción de yesos y conteniendo las cuñas de calizas oscuras con *Melanoides albigensis*, Noul, y las hiladas lignitíferas, en cuyo sistema se ha hallado la célebre fauna con *Ancodus Aymardi* Pow., *Diplobune minor*, Filh., perteneciendo ya a claros niveles del sannoisiense, y a la cual parecen ser sincrónicos los lignitos de Mequinenza con *Nystia Duchastelli*, Nyst., *Planorbis* cf. *cornu*, *Lymnaea* cf. *longiscata* e *Hydrobia pyramidalis* en las calizas.

Constituyendo ya un tramo superior, hacia Tárrega aumenta fuertemente la proporción de calizas, en las que se han hallado *Brachiodus Cluai*, Dép., *Theridomys sideroliticus*, Ficht., var *major*, *Cainotherium commune*, *Plesictis Filholi*, *Lymnaea longiscata*, *Planorbis cornu*, Brong., etc., que pertenecen ya a la cima del Sannoisiense.

Como puede verse, una notable uniformidad sedimentaria y de colmatación ha tenido lugar durante el tramo Sannoisiense, lo que ha hecho que hayan sido sólo los yacimientos fosilíferos los que han permitido la diferenciación en tramos, puesto que los caracteres petrográficos varían poco, y aun muy lentamente, sin contrastes.

Sobre formaciones continentales de este período, fuera del ángulo SO., no sabemos nada cierto y es posible que denudada ya suficientemente la tierra que constituía el borde de la cubeta, no haya proporcionado materiales continentales algunos según toda verosimilitud, aunque no podemos definirnos exactamente sobre este punto.

#### b) Estampiense

No ha sido determinado exactamente encima de estos niveles, por carencia de fósiles.

#### c) Aquitaniense

Parece aflorar en algún punto de la provincia de Zaragoza, fuera, por tanto, del alcance de esta nota.

### d) El problema de los conglomerados

#### a) Relaciones de las pudingas con los sedimentos limítrofes

Las opiniones tan dispares y dudosas que se han emitido por parte de geólogos tan reconocidos como los que hemos mencionado al abordar la cuestión, nos obligan a una gran

cautela al plantear el problema. Darder vió el camino de la solución al indicar que sólo un estudio detenido de las relaciones de los materiales detríticos con el eoceno marino fosilífero podría resolverla. Para ello, naturalmente, es preciso buscar una zona donde estos materiales tengan una continuidad estructural muy clara, y como esto ocurre precisamente desde el macizo del Montserrat hacia el NE., hasta la terminación de los conglomerados en las cercanías del Montseny, ha sido a esta zona donde hemos dirigido especialmente nuestra atención.

Más hacia el SO. de Montserrat, una fractura de gran salto, denunciada ya por Vidal, separa (28 bis) los conglomerados montserratinos de la cuenca de Igualada, de manera que por este lado no es posible establecer una continuidad, y como no se ha estudiado con detalle la terminación NO. de Montserrat, las relaciones que han querido buscarse entre las capas oligocénicas de Calaf y los conglomerados marginales montserratinos necesitan una revisión meticulosa para ser ratificadas. Igualmente hacia el N. la supuesta continuidad de las pudingas marginales en las capas francamente oligocénicas al N. de Manresa debe ser sometida también a una seria fiscalización, por cuanto una falla dirigida sensiblemente de E. a O., que se manifiesta en Calders en pleno Eoceno y en Navarclés en el Oligoceno, ha hundido toda la región situada al N. de esta línea; esta fractura es tan fundamental y definitiva que determina la morfología del Pla de Bages, constituido por los materiales de pie de monte procedentes de la denudación del labio N. de la misma. Además, entre Manresa y Montserrat se establece una zona de fracturas, probablemente radiales, que determinan la cubeta eocénica de Castellet, de manera que entre Balsareny y el eoceno de Castellet no existe una correspondencia estratigráfica fácil de definir.

Por otra parte, la delimitación de la línea de contacto eoceno-oligoceno en la zona de Manresa tampoco se precisa; hasta ahora se consideraba como límite inferior del oligoceno la aparición de materiales rojo-vinosos continentales sobre las margas grises marinas, cuyos foraminíferos (*Nummulites striatus*, *N. contortus*, *N. fabianii*), denuncian el bartoniense. No obstante, esta aserción no era exacta, pues no sólo los materiales rojos pasan por medio de cuñas a las margas grises marinas, sino que en ellas hemos encontrado fósiles eocenos; además, los materiales marinos acusan una facies somera de un país en vías de emersión, que culmina con la aparición de los sedimentos rojos; este cambio no tiene, pues, valor suficiente para colocar a los materiales rojos en el oligoceno, y lejos de ofrecer anomalía constituye una sucesión normal de régimen regresivo. Los fósiles netamente oligocénicos no aparecen hasta el cementerio de Sallent y N. de Sampedor (Marín) con *Melanopsis albigensis*, a un nivel estratigráficamente mucho más elevado; de manera que, por lo menos, los 100 metros de materiales rojos que suceden al eoceno marino deben colocarse en el ludiense y equivalen a los yesos, areniscas y margas rojas de Collsuspina (Vich), que se superponen allí al bartoniense fosilífero de Gurb.

Todo esto podemos resumirlo en las siguientes conclusiones:

- 1.<sup>a</sup> La relación entre las pudingas montserratinas y los sedimentos oligocenos de Calaf exige un serio estudio estratigráfico.
- 2.<sup>a</sup> La continuidad de estas pudingas con las margas rojas y areniscas del oligoceno de Balsareny y Navás es también muy dudosa, dada la estructura de la zona intermedia de Manresa.
- 3.<sup>a</sup> Únicamente existen relaciones claras con la zona oriental, de gran uniformidad tectónica.

b) *La sedimentación en el Montserrat*

Únicamente un estudio detenido de las relaciones de las pudingas supramontserratinas con las de Sant Llorens del Munt puede, pues, resolver el problema. Ya hemos mencionado en estratigrafía, y son además bien conocidas, las tres cuñas marinas que se intercalan entre los materiales detríticos de Montserrat; los fósiles de la más alta (*Nummulites biarritzensis*) denunciaban únicamente el luteciense; de tal modo, que los materiales detríticos suprayacentes pueden ser intra o supralutecienses; por otra parte, más al N., en las cercanías de Can Oliver, hemos descubierto una nueva cuña más elevada que las anteriores, que en Can Magin tiene 80 metros, y está integrada por margas grises en la base, calizas con *Nummulites contortus-striatus* y *N. tournoueri* en su parte media y flysch en la cumbre; esta fauna acusa el auversien-bartoniense, lo que indica que la sedimentación se continúa ininterrumpidamente desde los niveles inferiores; esta cuña termina al N. de Santa Cecilia; su prolongación rectilínea pasaría a más de 50 metros por encima de dicha ermita y, por consiguiente, las pudingas de dicho nivel deben ser auversien-bartonienses; más arriba aparecen sólo niveles continentales que hacia Can Massana pasan lateralmente a margas rojas yesíferas por medio de cuñas numerosas y estrechas.

Si se observa la sedimentación de los niveles detríticos desde Santa Cecilia hasta la cumbre de Els Ecos, o desde el apeadero del aéreo de Monistrol hasta San Jerónimo, no se reconoce la más pequeña interrupción ni discordancia alguna; las características de los conglomerados son idénticas y el buzamiento regularmente constante, de unos pocos grados hacia el NO. A medida que se asciende se observa un predominio de los lechos de conglomerados entre las margas

rojas y arenas. La última intercalación margosa importante no es la del nivel del Monasterio en la trinchera del ferrocarril cremallera, como se ha querido decir, sino que todavía existe otra superior que rozando Santa Cecilia, donde está cortada por la carretera, y en cuyo lugar tiene una potencia de más de 70 metros, se estrecha hacia el SE., muriendo bajo Els Flautats en la ermita de la Trinidad, donde apenas tiene un espesor de dos a tres metros. Entre estas dos cuñas existen aún otras intercalaciones de poca importancia, que se reconocen en el camino del Monasterio, en la trinchera del ferrocarril cremallera; aun más arriba se observan otras de hasta un metro y 0,5 metros en las cumbres de La Magdalena, Gorro Frigio y Ecos.

El estudio petrográfico de los niveles de pudingas nos revela una analogía perfecta en toda la formación; citaremos la composición de diferentes muestras de pudinga:

Muestra número 1. Tomada a la entrada del camino de San Jerónimo, detrás del Monasterio: 85 por 100 de calizas (Ca); 15 por 100 de cuarzo y pizarras paleozoicas (Cu, P); cemento eminentemente paleozoico; cantos de hasta 20 centímetros.

Muestra número 2. Estrecho de Gibraltar: 85 por 100 Ca, 15 por 100 Cu; pizarras paleozoicas escasísimas; elementos de tamaños variados.

Muestra número 3. Cruce de caminos de San Jerónimo y la Trinidad: 85 por 100 Ca; 15 por 100 Cu, P. Los elementos llegan hasta 30 centímetros.

Muestra número 4. San Benet, 956 metros; 58 por 100 Ca; 30 por 100 pizarras metamórficas; 10 por 100 de conglomerados y areniscas triásicas; 2 por 100 de rocas eruptivas. Los elementos no tienen tamaño constante.

Muestra número 5. Kilómetro 8,7 de la carretera a Can Massana: 85 por 100 Ca; 10 por 100 Cu, P; 5 por 100 de

areniscas; cementos arenosos con predominio de cuarzo y pizarras; elementos hasta 20 centímetros muy bien rodados.

Muestra número 6. Kilómetro 7, frente a Santa Cecilia. Pudinga intercalada entre las margas y areniscas gris-rojizas de la cuña de Santa Cecilia: 85 por 100 Ca; 12 por 100 P; 3 por 100 Cu; cemento arenoso con mucho cuarzo y caliza; elementos hasta 15 centímetros.

Muestra número 7. Kilómetro 3: 80 por 100 Ca; 7 por 100 P; 7 por 100 Cu; 3 por 100 rocas eruptivas; 3 por 100 arenisca roja; cemento rojo, cuarzoso calcáreo; cantos de hasta 10 centímetros.

Esta analogía geognóstica y estratigráfica nos revela que en Montserrat la sedimentación ha proseguido ininterrumpidamente desde el paleoceno hasta los niveles suprabartonienses, no habiendo razón lógica ninguna para aceptar una interrupción ludiense y una sedimentación infraoligocena. La superficie de erosión acompañada de discordancia que se ha querido ver al nivel del Monasterio (8) no puede ser interpretado más que como un escalón de "cuesta" provocado por la aparición del banco margoso mencionado, tal como otro cualquiera de los múltiples escalones que se forman a distintos niveles cada vez que aparece una intercalación, dependiendo su desarrollo de la importancia de aquélla.

Esto nos obliga, pues, a aceptar un período de sedimentación continua desde el paleoceno hasta el oligoceno, y por tanto no hay motivo alguno que justifique una laguna entre el bartoniense y el sanoisiense; por consiguiente, los materiales detríticos situados en el nivel superior al Monasterio deben colocarse en el ludiense, pues de otro modo sería preciso admitir una interrupción en la sedimentación completamente insostenible después del razonamiento que precede (\*).

(\*) En el momento de corregir las pruebas del presente trabajo hemos conocido la cita hecha por Bataller del hallazgo de *Melanoides*

c) *La sedimentación en el margen meridional de la depresión*

Al E. de Montserrat desaparece en gran parte la masa de pudingas ludienses y los depósitos toman un carácter más fino; una facies margosa, en la que alternan las arcillas rojovinosas con lechos de conglomerados, se desarrolla desde el paleoceno hasta por lo menos el auverssiense, pues la cuña media de Montserrat, perfectamente visible en la estación de Vacarises, se intercala entre estos materiales; luego no cabe duda de que los materiales rojos no representan un nivel determinado del eoceno, sino una facies que en este punto va desde el paleoceno al luteciense por lo menos; aun más hacia el E., los materiales van siendo cada vez más gruesos; en la depresión de La Torre existe otro cambio lateral de facies, por el que las arcillas rojas pasan a conglomerados, que forman los inmediatos cantiles de Vacarises; la depresión de La Torre-Vacarises ha sido determinada por la erosión diferencial aprovechando este cambio lateral de facies; las

*albigensis*, por encima del nivel del Monasterio de Montserrat. El propio Dr. Bataller, además de darnos preciosas indicaciones sobre estos terrenos tan conocidos por él, ha tenido la gentileza de comunicarnos verbalmente que este hallazgo fué hecho por los Rdos. PP. de Montserrat, y que ha tenido en sus manos un ejemplar, aunque ignora realmente el lugar exacto en que fué recogido.

Esta cita no parece estar de acuerdo con la clara y limpia sucesión estratigráfica que, insistimos, tiene Montserrat desde su base hasta sus cumbres, y aparece claramente discordante y difícil de ligar con la cuña bartoniense de can Oliver, cuya prolongación, como ya hemos indicado, ocupa un nivel superior al del Monasterio. No hay que olvidar tampoco que casi inmediatamente debajo del Monasterio hay una cuña, conocida ya de Almera, claramente luteciense, y que por consiguiente buena parte de los materiales detríticos superpuestos a ella deben de llenar los espesores, que más al N., en Castellet y en Manresa, corresponden al auverssiense-bartoniense y al ludiense. Vistas estas consideraciones, es posible que dichos ejemplares de *Melania* no se hayan hallado *in situ*, en cuyo caso no tendrían valor estratigráfico alguno, y por tanto, mientras no se dilucide claramente este problema creemos conveniente mantener nuestra opinión.

hombreras de conglomerados que la dominan son bien elocuentes. Estos conglomerados tienen 95 por 100 de elementos paleozoicos en la base, son brechoides y están unidos por un cemento arcilloso rojo; en cambio los que forman la cumbre del "Cingle", de Vacarises (592 metros), tienen 50 por 100 de calizas triásicas y cretácicas y están muy bien rodados; el contacto entre ambas formaciones, que tiene lugar aproximadamente en la cota 500, se ve muy claramente siguiendo aguas arriba la riera de las Bandranes.

Un poco más al N., en las inmediaciones de Rellinás, se puede ver la continuidad de las formaciones margosas rojas, superiores a la cuña marina de Vacarises; sobre ellas se asienta el pueblo de Rellinás; en el kilómetro 10 de la carretera de Rellinás a Castellvell aparece una nueva intercalación marina que debe corresponder a la cuña auverssiense-bartoniense de Montserrat; es caliza en la base y margosa en la cumbre, desapareciendo cerca de Can Gibi, al otro lado del torrente de Casa Joana.

Un poco más hacia el E. son sustituidas estas formaciones por las potentes capas de conglomerados poligénicos de la sierra del Obac y Sant Llorens del Munt, que se superponen a las capas marinas.

Estas observaciones nos llevan, pues, a conclusiones importantes sobre la sedimentación en el margen meridional de la depresión:

1.<sup>a</sup> Existen dos niveles de margas rojas: uno infraluteciense y otro infra e intrauverssiense-bartoniense.

2.<sup>a</sup> Hacia el E. aumenta la finura de los materiales de tal modo, que en Vacarises-Rellinás todo el eoceno es margoso y en Sant Llorens del Munt es totalmente detrítico.

3.<sup>a</sup> Los conglomerados de Montserrat son de la misma edad que los de la sierra de l'Obac y Sant Llorens del Munt.

Estas observaciones explican la morfología de la zona

Montserrat-sierra de l'Obac, limitada al NE. y SO., respectivamente, por los relieves de pudingas de l'Obac y Montserrat; una red hidrográfica tributaria del Llobregat ha disecado profundamente los materiales blandos situados entre las hombreras de conglomerados, formando una depresión morfológica perfectamente destacada, que se extiende entre la cordillera prelitoral, Rellinás y Monistrol, en cuyo borde sudoccidental se ha establecido el curso del Llobregat.

d) *La sedimentación hacia el centro de la cuenca y la regresión post-luteciense*

La sedimentación al E. de la cuenca del Ebro puede dividirse en dos fases fundamentales: una transgresión paleoceno-luteciense y una regresión post-luteciense, que se prosigue durante el oligoceno; estos períodos fundamentales que llenan el ciclo sedimentario de la depresión del Ebro durante el eoceno, no se han realizado de una manera continua, sino con numerosas interrupciones, provocadas, tal vez, por la basculación del fondo de la cuenca influenciada por la serie de movimientos orogénicos y epirogénicos que desde los albores de los tiempos terciarios se suceden casi ininterrumpidamente hasta los tiempos más modernos; así nos lo atestiguan las cuñas de materiales marinos entre depósitos eminentemente continentales, régimen híbrido que se prosigue hasta el oligoceno, época en que la cubeta del Ebro se transforma definitivamente en una cuenca endorreica.

En el borde de la cuenca, la sucesión se puede estudiar bien gracias a la profunda disección efectuada en los materiales eocenos por las importantes líneas de drenaje que se dirigen al mar a través del sistema Mediterráneo; pero no ocurre así en el centro de la cuenca, donde los sedimentos oligocenos netamente determinados (*Melanoides albigensis*,

Marín) cubren el eoceno subyacente. Únicamente los sondeos pueden dar alguna luz sobre el régimen sedimentario en el interior de la depresión.

La mayoría de los sondeos efectuados para la prospección de sales potásicas no llegan a interesar e substrato eoceno; no obstante, en un sondeo efectuado en Puigreig, bajo los materiales rojos aparecieron las margas grises marinas con fauna luteciense (22 bis), lo que pone claramente de manifiesto que por lo menos en esta parte no están representadas las formaciones marinas auversiense-bartonienses que encontramos en el borde de la cuenca; esto puede llevarnos a pensar que los materiales rojos superpuestos en Puigreig a las capas marinas equivalen al nivel de *Nummulites striatus-contortus* y *N. Fabianii* de Manresa, por lo menos en su parte inferior; opinión por otra parte no demasiado atrevida, por cuanto siempre se ha atribuido edad infrasanoisiense por lo menos a estos materiales. No obstante debemos a la gentileza del Sr. Marín la indicación preciosa de que en lechos de margas rojas interestratificadas en las capas de sal de Cardona, se han hallado *Melanoïdes albigensis*, que indican su edad oligocena, y que al relacionarlo con los sondeos de Puigreig, puede llevar a pensar en una distribución estratigráfica vertical más extensa, de las sales comprendidas entre el bartoniense y el oligoceno medio. Esta suposición presupondría una elevación más rápida en el centro de la cubeta que en su borde meridional, el cual estaría todavía invadido por el mar, mientras la zona de Puigreig sería ya del dominio continental. También podría admitirse que los sedimentos continentales de Puigreig y el yacimiento salino equivaliesen a los conglomerados superiores marginales y fuesen, por tanto, de edad ludiense, ya que un solo sondeo no es a nuestro juicio suficiente para decidir una cuestión de tal envergadura. Este punto sólo puede ser, pues, dilucidado claramente multiplicando los sondeos en el centro

de la cuenca de tal modo que lleguen a interesar al eoceno marino (\*).

No obstante, no cabe duda de una clara regresión post-luteciense que alcanza la máxima intensidad en el ludiense-sanoisiense; la cubeta fué elevándose hacia el O. disminuyendo progresivamente su profundidad y obstruyéndose su salida al mar; el material salino sería entonces el sedimento correlativo de este endorreísmo.

### c) Conclusiones

Los sedimentos eocenos del margen meridional de la depresión del Ebro ponen de manifiesto una clara e ininterrumpida sedimentación desde el paleoceno hasta el sanoisiense; ninguna alteración importante turba la neta sucesión de materiales; únicamente pequeñas intercalaciones marinas, intrusiones de un régimen nerítico más exuberante hacia el interior, imponen una variación facial que permite fechar de una manera segura los materiales entre los que se intercalan. De esta manera, las faunas de *Nummulites* nos denuncian sucesivamente el luteciense, el auversiense y el bartoniense. Más arriba los materiales son estériles hasta las capas con *Melanoïdes albigensis*. Este régimen sedimentario ininterrumpido no permite, por consiguiente, suponer una laguna bartoniense-sanoisiense, que escaparía a toda solución racional y, por consiguiente, los conglomerados suprabartonienses deben colocarse, por lo menos, en su parte inferior en el ludiense.

En toda la región marginal se determinan claramente cambios laterales de facies, que revelan la accidentación costera

(\*) Otra solución muy digna de tenerse en cuenta es la propuesta verbalmente por el Dr. Bataller, el cual opina que esta fauna de Puigreig debe ser revisada, pues podría tratarse de fósiles bartonienses, en cuyo caso subiría toda la serie muchos metros.

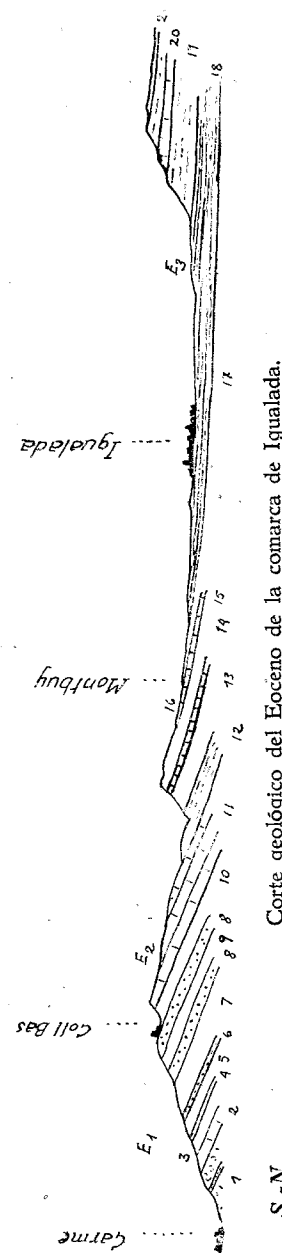
del macizo catalán, destacando entre los sedimentos más o menos finos dos potentes masas de conglomerados: una en Sant Llorens del Munt-sierra de l'Obac y otra en Montserrat; ésta última localizada en el ludiense, y comprendiendo la primera desde el paleoceno hasta el sanoisiense; hacia el interior de la depresión se han depositado sales que equivalen tal vez a los conglomerados marginales, pero que sin duda alguna representan los sedimentos correlativos al régimen endorreico de la depresión del Ebro, provocado por la regresión post-luteciense.

## BIBLIOGRAFIA

- 1.—ALMERA (J.): *Geología de la montaña de Montserrat*. "Crón. Cient.", tomo IV, 1884.
- 2.—ALMERA (J.): *Estudis geològics sobre la constitució, origen, antigüetat y pervenir de la Muntanya de Montserrat*. Barcelona, 1880.
- 3.—ALMERA (J.): *Compte rendu de l'excursion de jeudi 29 septembre a Olesa, La Puda et a Montserrat*. "Bull. Soc. Géol. de France", 1899.
- 3 bis.—ASHAUER (H.) UND TEICHMÜLLER (R.): *Die varicische und alpidische gebirgsdung Kataloniens*. "Beitr. z. Geol. der West. Med.". Berlin 1935.
- 3 ter.—ASHAUER (H.): *Die Oestliche Endigung der Pyrenäen*. Abhl. der Gesselsch. der Wiss. zu Göttingen. 1934.
- 4.—BORN (A.): *Das Ebrobecken*. *Neues Jahrb. f. Min. Beil. Ed. XLII*. 1935.
- 5.—CAREZ (L.): *Observations sur les poudingues de Montserrat*. "Bull. Soc. Géol. de France". Vol. XXVI, 1898.
- 6.—CAREZ (L.): *Etudes sur les terrains cretaces et tertiaires du Nord de l'Espagne*. Thèse, 1881.
- 7.—CHEVALIER (M.): *Note preliminaire sur la Géologie de la Catalogne Orientale*. "Bull. Soc. Géol. de France". 4.<sup>a</sup> serie, t. XIV, 1914.
- 8.—CHEVALIER (M.): *Sur la morphologie de Montserrat*. "But. Inst. Cat. Hist. Nat.", 1933.
- 9.—DARDER (B.): *Estudio geológico de la comarca de Sabadell*. "Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.", t. XIV, núm. 5, Madrid, 1931.
- 10.—DEPERET (CH.): *Aperçu general sur la bordure nummulitique du massif ancien de Barcelone et etude de la faune oligocenique de Calaf*. Congr. Soc. Géol. de France à Barcelone, 1899.
- 11.—ELÍAS (J.): *Tectónica de Montserrat*. Tarrasa, 1921.
- 12.—ELÍAS (J.): *Al Sant Llorens de Munt, hi ha l'oligocenic?* Tarrasa, 1922.
- 12 bis.—FAURA SANS (M.) ET CANU (M.): *Les bryozoaires fossiles des terrains tertiaires superieures de la Catalogne*. *Treb. Inst. Cat. His. Nat.*, 1916.
- 13.—FAURA SANS (M.): *El Tibidabo y Montserrat*. "Bol. Inst. Geol. Min. de España", 1926.
- 14.—FONT Y SAGUÉ (N.): *Curso de geología dinámica y estratigráfica aplicada a Cataluña*, 1905.



- 15.—FONT Y SAGUÉ (M.): *Geología de Cataluña*. "Geogr. Gen. de Cataluña". Barcelona, 1909.
- 16.—GIGNOUX (M.): *Geologie stratigraphique*. Paris, 1936.
- 17.—HARBERT (E.): *Die Salzgerstätten Spaniens*. "Geol. Med. Occ.", vol II, part. II, 1932.
- 18.—KEYES (CH.): *Grand Canyon of Spain*. "Geol. Med. Occ.", 1933.
- 19.—KUKUK (P.): *Das Katalonische Kalisalzvorkommen*. "Geol. Med. Occ.", 1932.
- 20.—MAURETHA (J.) Y THOS (F.): *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona*. "Bol. Com. Map. Geol. de España", 1881.
- 21.—MARÍN (A.): *Algunas notas estratigráficas sobre la cuenca terciaria del Ebro*. "Bol. Inst. Geol. Min. de España", XLVII, 1926.
- 22.—MARÍN (A.): *La cuenca potásica de Cataluña*. "Bol. Inst. Geol. Min. de España", t. IV, 1923.
- 22 bis.—MARÍN (A.): *Reunion extraordinaire dans les Pyrénées basques d'Espagne*. Paris, 1934. Págs. 276-277.
- 22 ter.—MARÍN (3.) y GÓMEZ LLUECA (F.): *Sobre un sondeo en Puigreig*. "Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.", 1924.
- 23.—PALET Y BARBA: *Excursió geologica y espeleologica a Mura y contorns*. Arx. Est. C. E. Terrassa, 1911.
- 23 bis.—MARÍN (A.): *Importance scientifique et industrielle d'une grande ride du socle pyrénéen*. Cong. Intern. de Mines de la Metallurgie et de la Géol. Apl. Paris, 1935.
- 24.—PALET Y BARBA: *Excursió a Sant Llorens del Munt*. Notes geologiques. Arx. C. E. de Terrassa, 1921.
- 25.—SÁENZ GARCÍA (CL.): *Notas acerca de la distribución estratigráfica del terciario lacustre en la parte septentrional del territorio español*. "Publi. Conf. Sind. Hidrog. Ebr. XXXVI, 1931.
- 26.—JUNG (J.): *Bassin potasique de la Catalogne*. "Geol. Med. Occ.", 1932.
- 27.—SCHRIEL (W.): *Der geologische Bau des Katalanischen Küstengebirges Ebrobindung und Ampurdan*. Berlin, 1929.
- 28.—VIDAL (L. M.) ET DEPERET (CH.): *Contribución al estudio del oligoceno en Cataluña*. "Mem. R. Acad. Cienc. Art.", Barcelona, 1906.
- 28 bis.—VIDAL (L. M.): *Montserrat*. Ibérica, 1920.
- 29.—VEZIAN: *Du terrain post-pyrénéen des environs de Barcelone*. "Bull. Soc. Géol. de France", 1858.
- 30.—VEZIAN: *Observations sur le terrain nummulitique de la province de Barcelone*. "Bull. Soc. Géol. de France", 1857.

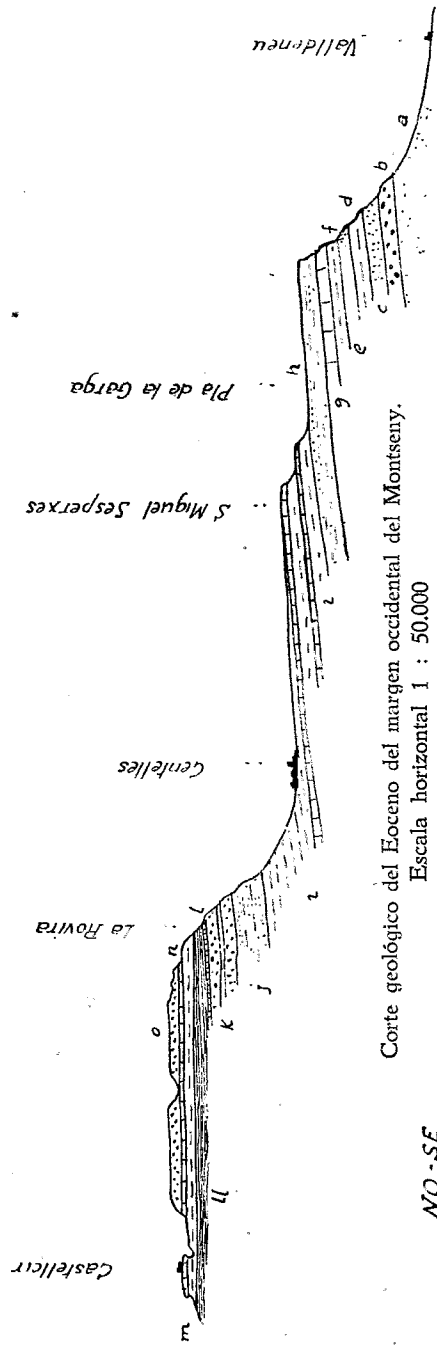


Corte geológico del Eoceno de la comarca de Iquialada.

Escala horizontal 1 : 50.000

S.-N.

$E_1$ , Paleoceno; 1, margas yesosas con areniscas intercaladas; 2, calizas margosas; 3, margas rojas; 4, arenisca compacta; 5, pudingas; 6, margas rojas; 7, margas azuladas; 8, pudingas; 9, margas rojas;  $E_2$ , Luteciense; 10, margas azules con *Fistulana*; 11, calizas organógenas con *N. granifer*. *N. lucassanus*, foraminíferos, lamelibrancquios y gasterópodos; 12, margas azules; 13, margas con briozoos; 14, margas grises con *Orthophragma* granulosa; 15, banco de corales; 16-17, calizas margosas y margas con equinidos  $E_2$ -Bartoniense; 18, margas azules con *Nummulites*; 19, margas grises fosilíferas; 20, banco de corales, y 21, margas grises. Capas de *Cerithium*.

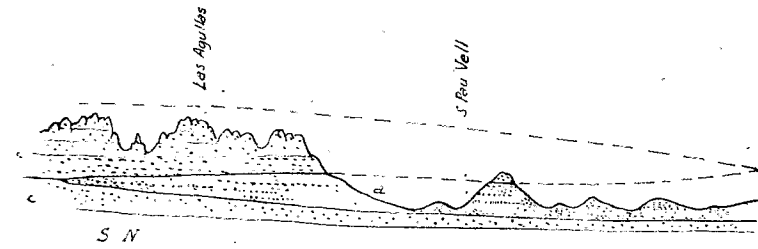


Corte geológico del Eoceno del margen occidental del Montseny.  
Escala horizontal 1 : 50.000

NO -SE.

a-b, Margas rojas y pudingas, y brechas vinosas con *Bulimus Gerundensis*; Vid.; c, pudingas grises; d, margas grises con *Ostrea multicosata*; e, arenisca con *Nummulites perforatus*; g, calizas nummulíticas h. flysch; i, alternancia de bancos de calizas con *Orthophragma* con margas azules fosilíferas; j, flysch con *Nummulites contortus* y *N. striatus*; k, alternancia de pudinga poligénica con calizas con *N. striatus*; l, margas con *Operculina* y *N. fabianii*; ll, margas azules; m-n, calizas y margas; o, pudingas.

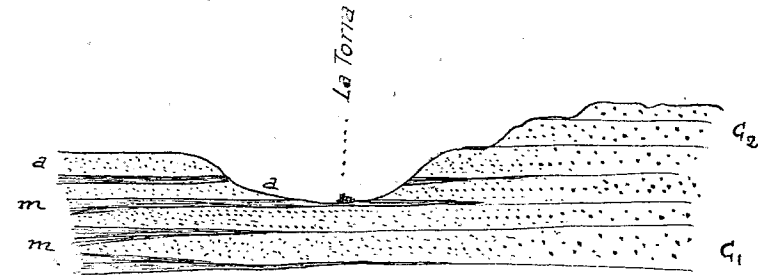
a-b, Paleoceno; c-h, Luteciense; i-n, Bartoniense; o, Ludiense.



Cambio lateral de facies al N. de Montserrat.

Escala 1 : 50.000

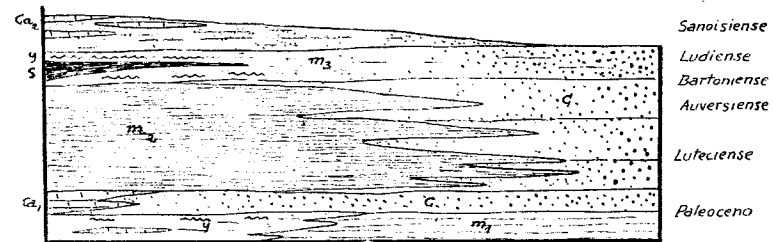
c, conglomerados; a, areniscas rojas y arcillas vinosas.



Corte geológico del valle de La Torra.

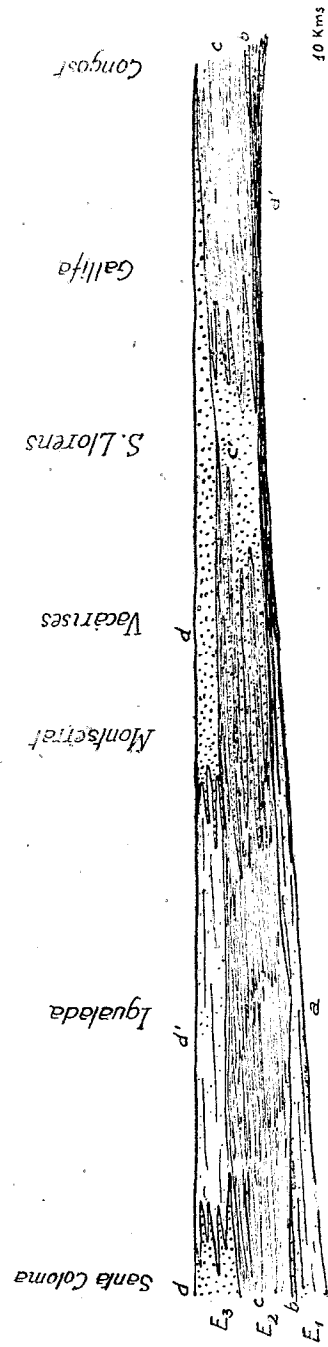
Escala 1 : 50.000

C<sub>1</sub>, conglomerados de elementos brechoides paleozoicos y cemento rojizo; C<sub>2</sub>, conglomerados de elementos poligénicos bien rodados y cemento gris calcáreo; a, areniscas rojas; m, margas rojo vinosas.

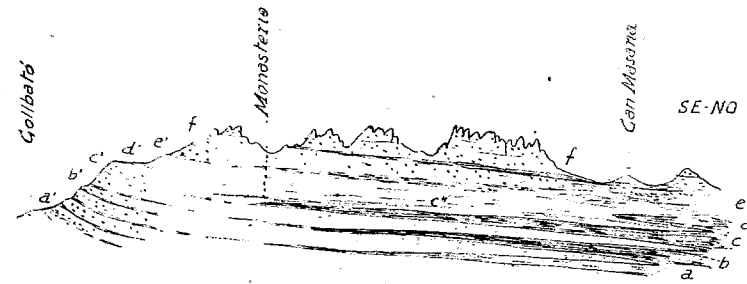


El ciclo de sedimentación Paleoceno-Sanoisiense.

m<sub>1</sub>, margas rojas continentales; C, conglomerados marginales; Ca<sub>1</sub>, calizas paleocenas con alveolinas; m<sub>2</sub>, facies marinas neríticas; m<sub>3</sub>, capas rojas continentales; s, sales; y, yesos; Ca<sub>2</sub>, calizas con vertebrados de Calaf.

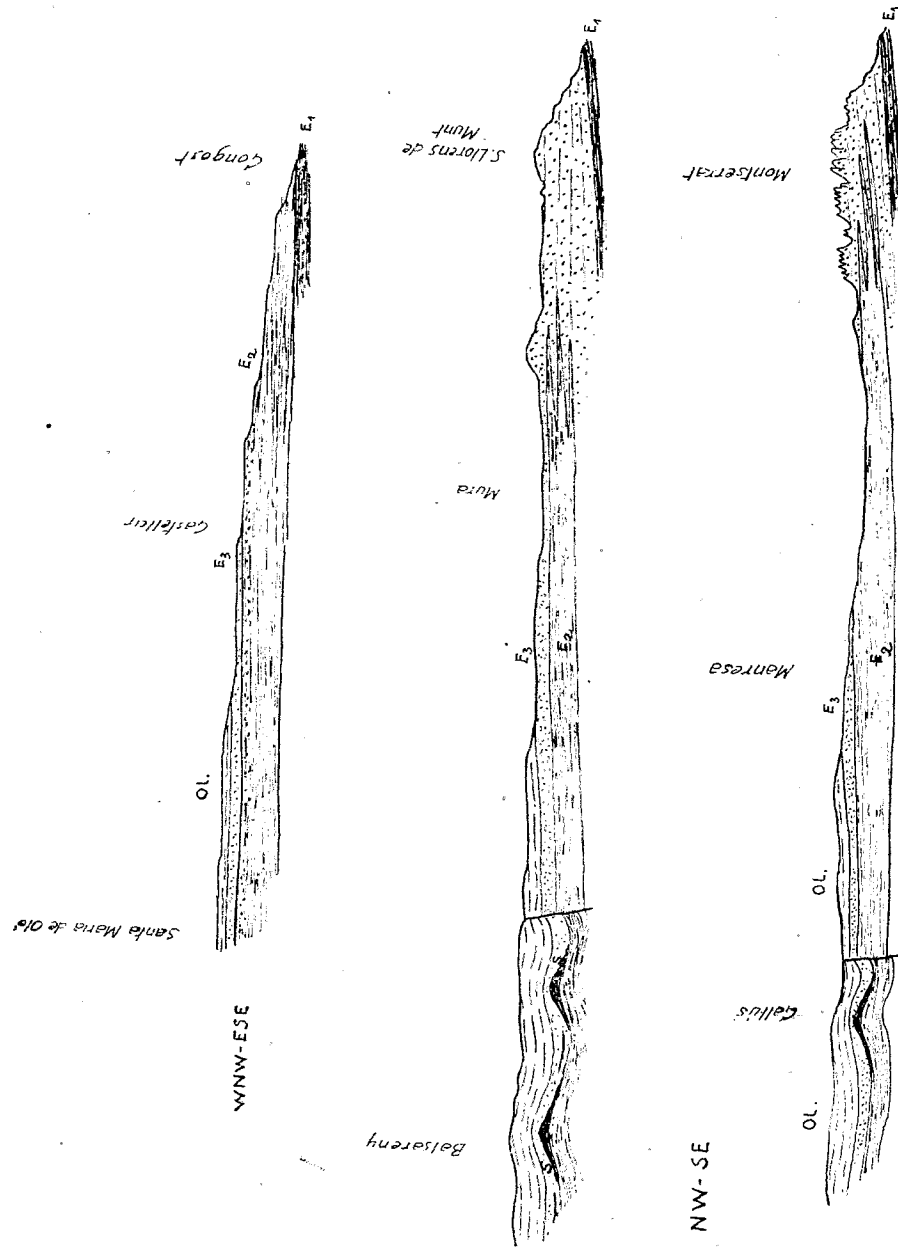


La sedimentación en el margen meridional de la depresión del Ebro.  
*E<sub>1</sub>*, Paleoceno; *a*, areniscas rojas y yesos; *a'*, margas rojas con *Eulimna Gerundensis*; *b*, calizas con alveolinas; *E<sub>2</sub>*, Luteciense-Auverssiense-Bartoniense; *c*, depósitos marinos nerfíticos; *c'*, conglomerados; *E<sub>3</sub>*, Ludiense; *d*, conglomerados; *d'*, areniscas y margas rojas.

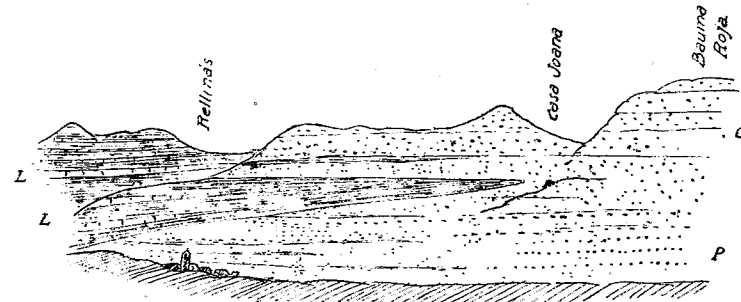


La sedimentación en Monserrat.

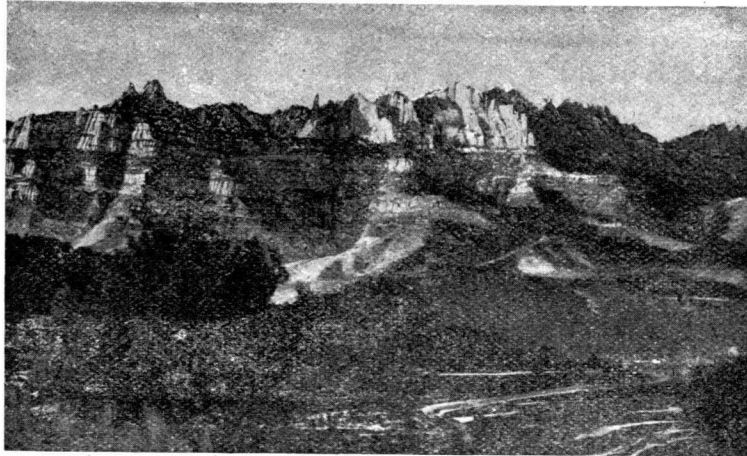
*a*, cuña de materiales salobres; *b*, cuña inferior marina, luteciense; *c*, cuña superior marina, luteciense; *c'*, margas rojas superpuestas al luteciense marino; *d*, cuña marina auverssiense-bartoniense; *e*, cuña de margas rojas de Santa Cecilia; *a'*, *b'*, *c'*, *d'*, *e'* y *f*, conglomerados.



Cortes transversales del margen meridional de la cuenca del Ebro.  
*E<sub>1</sub>*, Paleoceno; *E<sub>2</sub>*, Eoceno medio; *E<sub>3</sub>*, Eoceno superior; *s*, sales; *OL.*, Oligoceno.

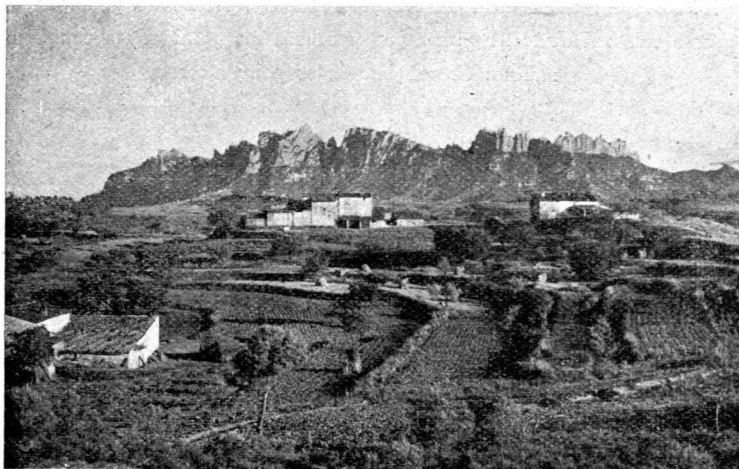


Panorama geológico de los alrededores de Rellinàs.  
*P*, Paleoceno: alternancia de arcillas rojas con lechos de pudingas del mismo color; *L*, Luteciense: margas y calizas margosas grises con fauna marina; *C*, conglomerados poligénicos.



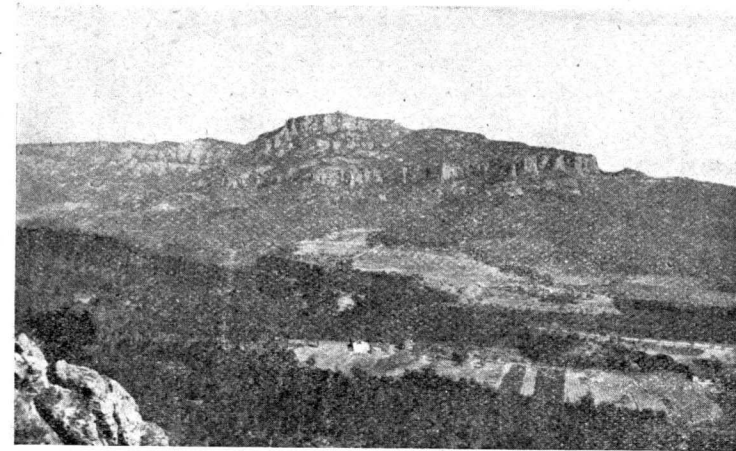
Las vertientes orientales de Montserrat. A la derecha, facies detríticas gruesas; en el centro e izquierda, cuñas de margas continentales y marinas entre los conglomerados.

(Foto C. E. de Bages. Manresa.)



Las crestas de Montserrat desde los alrededores de Manresa. Obsérvese la corona de conglomerados a la derecha y el cambio lateral de facies hacia la izquierda.

(Foto C. E. de Bages. Manresa.)



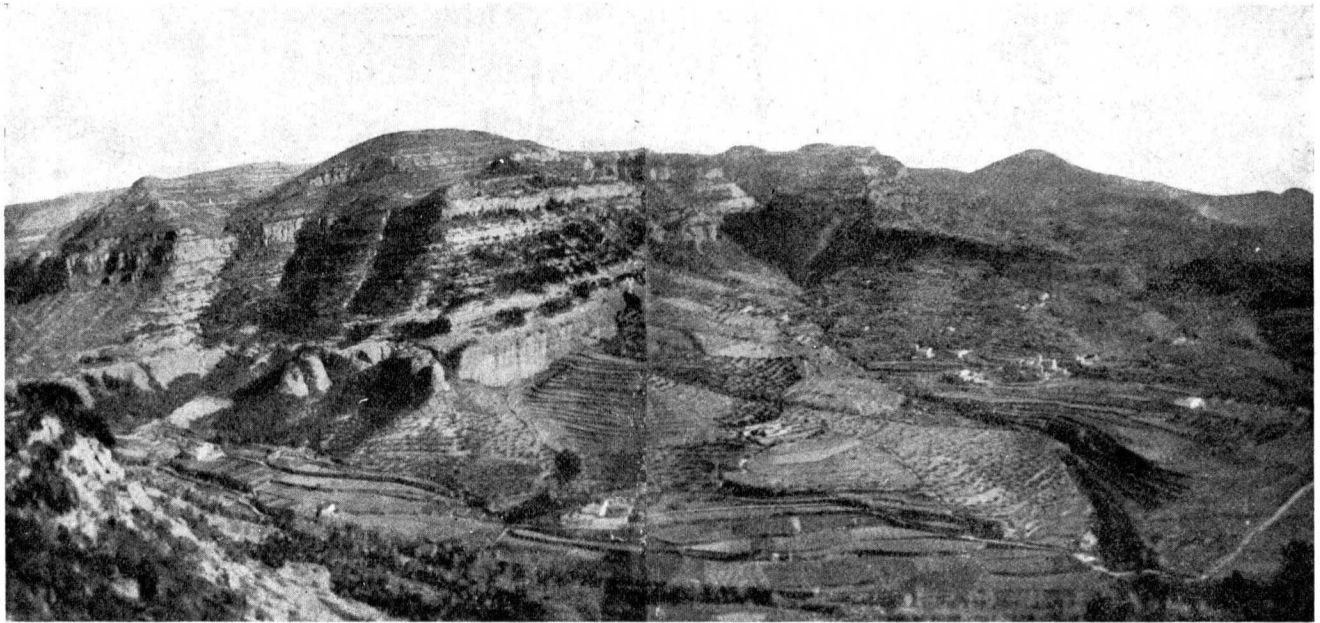
El robusto macizo de conglomerados de Sant Lloréns del Munt al N. de Tarrasa. Vista tomada desde la sierra de l'Obac.

(Foto Llopis.)



El eoceno marino de San Miguel del Fai. Calizas y maciños lutecienses con *Nummulites perforatus-lucassanus*.

(Foto Llopis.)



El borde meridional de la depresión terciaria entre San Feliú de Codines y el Montseny; el paleoceno y el luteciense de la sierra de Bertí sobre el río Tenés.

(Foto Llopis.)

AUGUSTO DE GALVEZ CAÑERO  
Y JUAN DE LIZAUR Y ROLDAN  
INGENIEROS DE MINAS

## LOS MINERALES DE CROMO DE BENI- BUXERA (GOMARA)

No produce España el cromo que necesita para la fabricación de las ferroaleaciones, debiendo importar la totalidad de lo que consume.

No son estas necesidades demasiado exageradas, pues bastará con unas 20 toneladas de cromo metal al año, que representarían unas 120 toneladas de mineral de un 20 por 100 de ley.

La posibilidad de que este problema pueda ser atenuado, y aun resuelto, con el estudio y explotación, en su caso, de esta zona, tan interesante como desconocida, es el fundamento del presente informe elevado a Su Excelencia el Alto Comisario de España en Marruecos.

Hemos encontrado en nuestros recorridos afloramientos con 22,94 por 100 de cromo.

SITUACIÓN.—Los afloramientos de cromita conocidos hasta la fecha y que hemos recorrido en nuestro estudio, están en la región de Gomara, cabila de Beni-Buxera, muy cerca al trozo de costa comprendida entre los ríos Tiguizas y M'Ter.

La región ocupa las hojas en escala 1 : 50.000, publicadas por el Depósito de la Guerra, números 10<sub>1</sub>, 10<sub>2</sub>, 10<sub>3</sub> y 10<sub>6</sub>.

COMUNICACIONES.—Muy malas son las comunicaciones para llegar a la zona de afloramientos. Puede hacerse el viaje de dos maneras: por mar, saliendo en lancha del río Martín o Puerto Capaz, para desembarcar en las playas y establecer campamentos; también puede hacerse el viaje por el interior, yendo en automóvil hasta Uad-Lau y desde allí a caballo, pasando por la Oficina de Intervención de Bu-Hamed (Tiguissas).

Los dos itinerarios son molestos, pues por mar hay que contar con el tiempo para poder desembarcar; es necesario que haya buena mar y no sople viento de Levante. Por tierra son diez horas a caballo por sendas muy malas, sobre todo en el segundo trozo de Bu-Hamed a Beni-Buxera.

Una vez en el sitio han de hacerse los recorridos a pie, pues algunos afloramientos no tienen ni sendas para llegar a ellos.

TOPOGRAFÍA.—El terreno es de lo más agreste y quebrado que puede imaginarse, formado de numerosos barrancos normales a la costa, con laderas muy pendientes, pues a menos de dos kilómetros del mar hay alturas de 500 y hasta de 800 metros.

Todo el suelo está cubierto de espeso monte bajo, lo que hace que no pueda reconocerse el terreno más que por los caminos o sendas, y en ocasiones es necesario para pasar de un barranco a otro ir por mar en vez de cruzar la divisoria.

La costa es una sucesión de playitas y acantilados, las más de las veces inaccesibles.

GEOLÓGIA.—La superficie que estudiamos, en relación con los afloramientos, está formada por las siguientes rocas: gneis y micacitas, peridotitas y pizarras paleozoicas.

Del paleozoico sólo diremos que lo hemos recorrido sin

detenimiento, pues no tiene relación con los criaderos minerales; nos hemos limitado, por tanto, a tomar la posición de sus sedimentos en algunos puntos, sin entrar en el complejo problema geológico que constituye el fijar su edad, ya que por estar formado por rocas que han sufrido un fuerte metamorfismo, no se ha encontrado resto fósil alguno.

En la zona de Beni-Buxera y costa de Snanix, las principales rocas que lo forman son las pizarras verdes, untuosas y de fractura astillada.

En el morro derecho de la desembocadura del barranco Snanix, las pizarras tienen dirección N. 60° O., y buzan 30° NE.

Siguen las pizarras hacia SE., formando los acantilados de la costa. En algunos sitios contienen mucha sílice, formando verdaderas cuarcitas.

En el barranco situado al final de la playa, las pizarras tienen la misma dirección y parecido buzamiento que los ya indicados.

El gneis, que se encuentra muy próximo al poblado de Tifudaien y el de Taferau, contiene gran cantidad de granates, algunos de buen tamaño.

La masa peridotítica es contemporánea de la que forma la Serranía de Ronda de España, y contiene rocas de la misma estructura y composición que las del istmo por el que se une el monte Hacho a la plaza de Ceuta. La edad de su erupción es, pues, Herciniana, cuando aún la Bética y Marruecos formaba una sola provincia petrográfica.

Las rocas que forman el macizo pueden comprenderse en la serie que va de las dunitas a las webstenitas, y el olivino que contienen se encuentra más o menos serpentizado.

En Snanix aparecen serpentinas verdes con manchas blancas debidas al asbesto y a las arcillas, descubriendo el microscopio su contenido en cromita y productos ferríferos.



En esta masa de peridotitas es donde aparecen la mayoría de los filones de varias sustancias, de los cuales destacamos, como más importantes, los de grafito, en los que las cantidades descubiertas han hecho posible su aprovechamiento minero-industrial, y los de cromita, objeto de este estudio.

**GRAFITO.**—Se encuentra en bolsadas, formando masas aisladas de muy diferente volumen. Las explotaciones que lo han beneficiado hasta la fecha se han originado siempre guiándose de un afloramiento más o menos importante, que hacía concebir esperanzas de la existencia de bolsadas subterráneas. La masa encontrada ha sido muy distinta en cada caso, resultando la minería del grafito una de las más aleatorias, debido a la forma y génesis de sus yacimientos, que puede explicarse suponiendo emanaciones de gases carbonosos a través de grietas preexistentes en la masa de la peridotita, por lo que la importancia de las bolsadas estará en relación con el tamaño y forma de dichas grietas, y la pureza del mineral dependerá del grado de avance de la reacción química que redujo los gases carbonosos y de la cantidad de impurezas que todavía acompañan a los elementos que intervinieron en tal operación química.

Los afloramientos que hemos hallado los señalamos en el mapa, numerados correlativamente según el orden en que los hallamos en nuestro itinerario, describiéndose someramente a continuación:

*Afloramiento núm. 1.*—En el punto de coordenadas 152,5/78,4. En el camino de Taunat a Tifudaïen, con 880 metros de cota y unos 300 metros al S. del collado por donde bajan la madera a la mina del Sarro, se encuentra una pequeña labor que consiste en una trinchera de unos cuatro metros de largo por 1,40 metros de ancho; en su frente destaca claramente un lentejón, en el que se ve brillar el grafito.

Su análisis ha sido:

SiO <sub>2</sub> .....	34,2 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> y Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> .....	41 %
CaO .....	3,37 %
MgO .....	10,75 %

La roca de caja tiene un color violado, tomando en algunos sitios tonalidades grisáceas, debido a tener una mayor acumulación de grafito.

Estudiada al microscopio biocular se ve que está formada toda ella por cristales de cuarzo amatista, redondeados y de muy pequeño tamaño, siendo los más abundantes los mayores, que tienen 1,25 milímetros de diámetro; también hay bastantes de 0,50 milímetros, escaseando los de menor tamaño.

El grafito se presenta muy diseminado en partículas pequeñísimas, abundando mucho los tamaños de 0,15 y 0,25 milímetros de diámetro; siguen en cantidad los de 0,30 milímetros, y se encuentran algunos trozos de 0,75 milímetros y hasta de 2,00 milímetros. Suelen tener forma redondeada; pero dominan en los tamaños pequeños los de forma hojosa, con un brillo de plata muy vivo.

El análisis de la muestra tomada ha sido:

Ni .....	0,57 %
C .....	30,4 %

*Afloramiento núm. 2.*—En el punto de coordenadas 152,2/77,7. Es una calicata situada en el paraje Afuxar, unos 60 metros por debajo del camino de Taunat a Tifudaïen, a una cota de 755 metros sobre el nivel del mar.

Las labores realizadas consisten en una galería de unos cuatro metros, en uno de cuyos lados se sacaron unas bolsadas de grafito.

El mineral se presenta muy mezclado, lo que hace difícil un escogido a bocamina.

*Afloramiento núm. 3.*—En el punto de coordenadas

152,5/81,8. Para reconocer este afloramiento es necesario ir en bote a la playa del Morabo. Está situado en la ladera izquierda del barranco del Morabo, a unos 400 metros del Santuario y a una altura de 50 metros sobre el nivel del mar.

Se conservan perfectamente las labores practicadas y las escombreras de los reconocimientos. Las labores consisten en una trinchera de unos cuatro metros de larga, y al final de ésta hay una trancada que profundiza, siguiendo el filón; esta trancada tiene seis metros de larga y es bastante ancha para poder bajar fácilmente.

En el fondo se presenta el filón perfectamente formado; tiene dirección E.-O. y buza 65° al N. En su parte alta se acuña y queda reducido a una guía de 10 centímetros de espesor, que sigue por el techo de la trancada hasta la calle.

La altura del filón descubierto es de 1,90 metros, y la anchura total es de 0,69 metros, que se descompone: Potencia de la salbanda del "arrastre", 0,17 metros; potencia del filón, 0,30 metros, y potencia de la salbanda del "pendiente", 0,22 metros.

Estos espesores son a una altura de 0,80 metros del suelo; hacia abajo, sigue aumentando su espesor.

La roca de las salbandas es un silicato de alúmina con algo de cal y magnesia. Es de color amarillento, tirando a rojizo. Tiene fractura concoidea, brillo mate y poca densidad.

No contiene ni cromo ni grafito.

Los hastiales los forma la peridotita, algo descompuesta, que tiene color verdoso azulado y contiene pequeñísimas proporciones de cromo y níquel.

La caja del filón está formada por el característico grafito de esta región, muy sucio y emborrascado; contiene algo de níquel.

Los análisis de las muestras han dado:

*Hastiales:*

Ni .....	0,25 %
Cr .....	0,50 %

*Salbandas:*

SiO <sub>2</sub> .....	61,3 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> y FeO.....	26,6 %
CaO .....	0,6 %
MgO .....	1,4 %
Pérdida por calcinación.....	10,28 %

*Caja de filón:*

Ni .....	0,5 %
C .....	46,8 %

Rodeando a este filón, y muy cerca de su afloramiento, hay otros de amianto; este amianto está poco formado; los filones tienen unos ocho centímetros de espesor y el mineral es quebradizo, poco flexible y la longitud de su fibra oscila alrededor de los cinco centímetros.

*Afloramiento núm. 4.* — En el punto de coordenadas 152,2/80,8. Siguiendo aguas arriba el barranco del Morabo, a unos 2.000 metros del mar, en su margen derecha, en el paraje llamado Tlayana, y a una cota de 155 metros, se encuentra el afloramiento de mayor extensión de esta comarca. El filón destaca claramente en la ladera, y queda al descubierto con una corrida de 100 metros.

Su dirección es E.-O. y buza 65° al N.

En él se han efectuado varios trabajos para ponerle al descubierto, siendo los más importantes los de los cuatro socavones que hay practicados a distintas alturas. El día de nuestra visita estaban hundidos; pero por el volumen de las escombreras se dedujo que no podían tener mucha longitud.

El mineral, grafito, se presenta en el filón con alternancias en su potencia, formando estrechamientos y zonas de bonanzas.

En el socavón número 2, contando desde abajo, dió las siguientes dimensiones: Salbanda del techo, 0,13 metros; grafito y caja de filón emborrascado, 0,46 metros, y salbanda del muro, con mineral muy mezclado con hierro, 0,49 metros.

Las salbandas son de la misma roca que las del afloramiento número 3, que ya hemos descrito.

El análisis ha dado:

Ni .....	1,92 %
C .....	12,8 %

Ha sido explotado por grafito, y tiene buenos accesos por un camino de herradura construido por la Compañía explotadora.

*Afloramiento núm. 5.* — En el punto de coordenadas 157,3/76,2. Este afloramiento, situado cerca de Ad-Daran, es conocido por los indígenas; no es fácil que lo encuentre un visitante que no esté en contacto con ellos, pues es tan reducido, que el dueño del terreno lo oculta bajo una piedra de 30 × 30 centímetros, al pie de un bancal labrado.

La calidad del grafito es buena; pero con esas dimensiones, y en terreno cultivado, no pueden darse más características de su posición ni de la roca en que encaja.

Continuamos la expedición en bote de remos, recorriendo detenidamente los acantilados de la costa, navegando hacia Poniente.

Desembarcamos en varios puntos, no encontrando nada que pueda considerarse como afloramiento de mineral.

Trasladados a la Oficina de Intervención de Bu-Hamed, se hicieron varios recorridos siguiendo el río Buiahia, aguas arriba, reconociendo el paleozoico para buscar el contacto con las micacitas y la masa peridotítica; esta masa queda mucho más al E., y será necesario volver al terreno dedicándose exclusivamente a esta parte.

Seguimos con el bote, pegados a la costa, hacia Uaba-Lau, desembarcando varias veces en las playas y acantilados de Targa. En algunos puntos se ven las micacitas cruzadas por muchos filoncillos de cuarzo lechoso.

*CROMITA.*—El yacimiento que nos ocupa debe su origen a causas semejantes a las de otros repartidos por la sierra, y cuyas características comunes reseñamos a continuación.

Proceden siempre de rocas con peridoto y enstatita, alteradas, pasando a serpentinas, en las que se suele encontrar el mineral de dos maneras: o está formado por granos de cromita cimentados por la parte serpentinoso, o forma masas de mayor volumen por concentrar allí una cantidad apreciable de mineral.

Los yacimientos son siempre limitados en todos sentidos y tienen mayor concentración cerca de la superficie. Por ello, las explotaciones no suelen durar mucho en el mismo punto.

Por el examen de la superficie hemos deducido la presencia de cromita en masas hasta ahora de importancia desconocida, y el examen microscópico de las muestras nos ha dado también la indicación de cromita en granos en la masa de serpentina.

Responden, pues, los yacimientos de Beni-Buxera a la génesis común a los conocidos, y se presentan también en las dos formas corrientes que hemos indicado.

Damos algunos detalles y análisis de los afloramientos que conocemos.

*ESTUDIO MICROGRÁFICO.* — En el laboratorio micrográfico del Instituto Geológico y Minero de España han sido estudiadas las muestras por nuestro compañero Sr. Roso de Luna, quien ha emitido la siguiente nota:

*"Geoquímica del cromo.*—Se encuentra en magmas de ortosilicatos sumamente pobres en sílice y ricos en hierro y magnesio. La mayoría del cromo aparece siempre en forma

de cromita ( $\text{FeOCr}_2\text{O}_3$ ), y es mineral de los primeros en cristalizar. La cromita se presenta en las rocas de olivino, bien en cristales definidos esparcidos en la masa de aquéllas (no constituyendo entonces criaderos propiamente dichos), o bien en masas análogas a la pirrotina, rutilo, etc., etc.; es decir, en forma que puede interpretarse como originada por separación de cromita, fundida antes de la solidificación de los silicatos. Este proceso no se ha comprobado aún experimentalmente ni parece probable ocurra realmente así, a juzgar por las observaciones efectuadas en la metalurgia del  $\text{FeOCr}_2\text{O}_3$ .

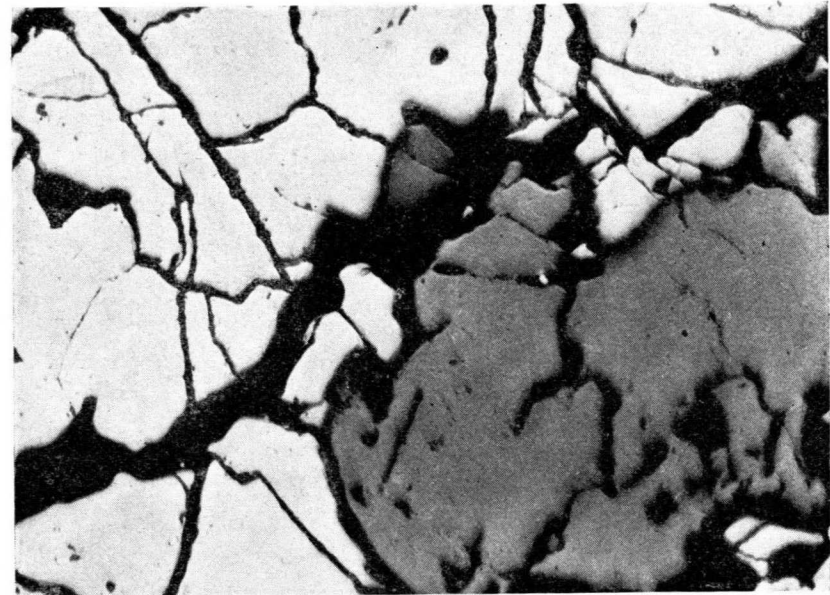
El cromo es más bien litófilo, según Goldschmidt. Desde luego puede afirmarse que no es siderófilo. Se admite modernamente que pertenece a los elementos de la zona de sulfuros y óxidos, situada inmediatamente debajo del Sima.

No se sabe con seguridad si el cromo se segrega en forma de óxido al fundido de silicatos a causa de una presión. Es significativo el caso, sin embargo, de que los silicatos de las eklogitas contengan mucho cromo.

También en las rocas correspondientes a las peridotitas, por lo que respecta a gran presión, abundan el diopsido y el granate cromíferos. También contienen cromo los silicatos que suelen acompañar a las masas de cromita.

*Descripción microscópica de la mena.*—El mineral metálico predominante es la cromita ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ ) (gris clara, ver foto), la cual se presenta en masas de estructura cataclástica, debida a la serpentización de la roca matriz. Mezcladas con las masas de cromita se observan otras de silicatos, más o menos alteradas, teñidos algunos de color verde por la garnierita (Gel de silicato de níquel y magnesia), la cual proviene de la meteorización de olivino, en cuyo edificio cristalino hay algunos átomos de níquel, según se explica al hablar de la génesis de la mena. El pequeño contenido de

níquel hallado en el mineral proviene de estas masas de garnierita. En algunos granos de ésta se observa aún la estructura fibrosa del silicato, al que sustituyó. Las grietas (negras de la foto) están rellenas de *serpentina*, magnesia y otras sustancias amorfas. Se han observado diminutas inclusiones



Instituto Geológico. Laboratorio de Micrografía. Fot. 1. Roso de Luna. Prep. P.-283. G.-313. Luz paralela reflejada. X.-150.  
*Muestra de Beni-Buxera (Gomara, Marruecos español). Cromita (gris clara). Serpentina con garnierita (gris oscura). Magnesia y silicatos amorfos (negros).*

de sulfuros en algunos granos de silicato, indeterminables por su pequeñez, que suelen ser corrientes en menas de este tipo.”

*Afloramiento núm. 6.* — En el punto de coordenadas 153,8/78,7. Está este afloramiento en la ladera derecha del arroyo Snanix, a unos 250 metros al NE. del poblado El

Dehez y a 80 metros, aguas arriba, del cruce del arroyo con el camino de herradura que conduce a las explotaciones de grafito del monte Sarro. Su cota sobre el nivel del mar es de 240 metros.

Hay practicada una trinchera de tres metros de longitud en cuyo frente se ven unas vetillas de 6 a 12 centímetros de espesor que destacan por su color, brillo y dureza del resto de la roca encajante, que es una peridotita descompuesta. En la ladera, ocho metros más arriba, hay practicado un pocillo de 1,50 metros de diámetro, que está arruinado. Este pocillo fué hecho, sin duda, para tratar de encontrar los filones en la roca menos descompuesta. La roca tiene un color amarillento, es granuda y están tan sueltos sus elementos que se desmoronan fácilmente como si fueran arenas.

Los filones tienen color gris, presentándose la cromita con su aspecto y brillo resinoso característico en una serpentina verdosa. Las fracturas están tapizadas de óxido de magnesio, que proviene de la segregación de la roca básica.

En el microscopio se ve que entre la cromita que está encajada en la roca hay cristales de olivino.

De este filón hay noticias de que se explotó una bolsada con unos 100 kilogramos de mineral.

De este afloramiento es del que proponemos se realicen las labores de investigación.

El análisis de la muestra por nosotros tomada ha sido el siguiente:

Ni .....	0,1 %
Cr .....	22,94 %

*Afloramiento n.º 7.* — En el punto de coordenadas 151,2/82,9. A unos 1.500 metros de la playa del Morabo hacia Tiguisas destaca desde el mar, en el acantilado, entre las peridotitas, un gran filón teñido de rojo por el hierro;

tiene nueve metros de potencia. Su dirección es aproximadamente E.-O., y parece casi vertical.

Es preciso poner mucha atención para separarle de los hastiales, pues las salbandas son muy estrechas y están algo teñidas también de rojo.

Se ha tomado una muestra de todouno, que ha dado el análisis siguiente:

Ni .....	0,59 %
Cr .....	0,48 %

Estas leyes son muy bajas, pero indican que se pudiera encontrar mayor concentración; es por eso por lo que proponemos realizar aquí labores de reconocimiento.

Para poder realizar trabajos en éste será necesario construir una senda, para poder alcanzar la costa, desde el camino que va de Sidi Yahia Arab a la playa de Tiguisas. Los trabajos podrán empezarse yendo el personal embarcado y construyendo algún refugio para que puedan quedarse los días de temporal, que no podrá la lancha acercarse a la playa.

LABORES MINERAS.—La zona que estudiamos es en la actualidad objeto de explotación por entidades particulares, estando concedidos en la misma los siguientes permisos:

*De explotación:*

- Núm. 55: 4.212 hectáreas, Viuda e Hijos de Isaac Pin.
- Núm. 90: 1.600 hectáreas, Grafitos de Africa, S. A.
- Núm. 91: 968 hectáreas, Grafitos de Africa, S. A.

*De investigación:*

- Núm. 999: 1.256 hectáreas, Carbones Industriales.
- Núm. 1.001: 1.312 hectáreas, Carbones Industriales.
- Núm. 1.024: 1.600 hectáreas, Sr. García Palú.

Hasta ahora sólo se han efectuado trabajos, con mayor

o menor intensidad, para explotar el grafito, y se han orientado siempre a buscar masas beneficiables, siguiendo un afloramiento que presentara buenas características.

Agotada la masa reconocida, se han desplazado las labores a otro punto que ofreciera características semejantes, hasta beneficiar la nueva bolsa.

Las labores de preparación que se efectúan en toda mina son en este caso, pues, de reconocimiento de afloramientos.

Estos reconocimientos deben hacerse forzosamente, e invertir jornales en la perforación de galerías y pocillos, a menudo en estéril, para descubrir tonelajes que aseguren la continuidad de las labores.

En cambio no deben hacerse instalaciones costosas y permanentes a pie de mina, ni caminos caros, pues su utilización es forzosamente limitada.

El escogido, clasificación y ensacado del mineral nos parece bien situados donde hoy están, en la playa de Snanix, adonde por ley natural bajará el mineral arrancado en cualquier punto de los que forman la cuenca hidrográfica de aquel arroyo.

La actual Compañía explotadora, Carbones Industriales, nos dió toda clase de facilidades para cumplir nuestra misión —desde ofrecernos su canoa automóvil para hacer el viaje desde río Martín, hasta albergarnos en la casa que posee en la playa de Snanix—, y nos es grato manifestar aquí nuestro agradecimiento por sus atenciones.

En la fecha en que hemos visitado la región las labores se realizaban en el monte o paraje del Sarro, donde se arrancaba el mineral contenido en bolsas inferiores a otras ya explotadas.

Por la índole del yacimiento, es necesario que las labores estén muy fortificadas con madera, cuyo consumo es grande, y su transporte requiere bastantes hombres, pues el acusado

relieve de toda la región exige que se transporte a hombros en algunos trayectos.

La producción es muy variable, según se corte una bolsa rica o una zona de niega, y así, mientras el mes anterior a nuestra visita se extrajeron 50 toneladas de mineral, en otros meses se ha pasado de 90.

La producción media mensual debe ser próxima a las 70 toneladas.

No todo el material extraído es homogéneo, y su pureza es variable, clasificándose para su venta en tres clases comerciales que llaman: "especial" (con 80 a 85 por 100 de grafito), de "primera" (con 70 a 80 por 100 de grafito) y de "segunda" (con 75 a 70 por 100 de grafito).

En las salbandas de las zonas donde se encuentra el "especial" aparece una roca cuarzosa deleznable.

La proporción en que entran las tres clases en la producción total será variable con el punto en que se efectúen las labores.

En las que nosotros visitamos, la proporción media aproximada era la siguiente:

Especial .....	50 %
De primera.....	20 %
De segunda.....	30 %

El transporte de mineral hasta la playa se hace en caballerías, que llevan en cada viaje dos sacos de 60 kilogramos cada uno. En la playa se hace, como hemos dicho, el escogido a mano y clasificación, y se envía por mar a Sevilla, donde se concentra mecánicamente, por el procedimiento de flotación, según nos dijeron los explotadores.

Emplean las labores 28 hombres entre europeos e indígenas.

CONCLUSIONES.—Hemos dicho al tratar de génesis de los

criaderos, que debido a ella han de presentar todos una característica común y típica de los de esta clase: la irregularidad.

Debido a esta propiedad, no es posible, como se hace en otros estudios, calcular una reserva ni aproximada de mineral por lo que se ofrece a nuestra vista.

Por la misma causa, la investigación puede resultar costosa y difícil.

No se conocen, ni por los indígenas, más afloramientos de cromita que los que hemos descrito.

El reconocimiento que debe hacerse tiene, pues, dos etapas naturales: la primera es descubrir la zona próxima a los afloramientos, siguiendo la veta que aparece en la superficie, estudiando con detenimiento sus características de posición, para encontrar bolsadas que contengan masas beneficiables o de mayor concentración.

Las labores se efectuarán, pues, en los dos afloramientos señalados de cromita.

La segunda, a mayor plazo, y que puede empezarse simultáneamente, consistiría en el estudio sistemático de la masa rocosa, con toma de muestras de la misma en las zonas donde se acuse en mayor o menor grado una serpentización de aquélla, para que después del examen microscópico o estudio petrográfico, podamos suponer la existencia de bolsadas ocultas próximas a la superficie.

ISMAEL ROSO DE LUNA

## NOTA INFORMATIVA DE DOS SONDEOS REALIZADOS EN EL TÉRMINO DE ARGAMASILLA DE CALATRAVA (CIUDAD REAL)

En las Memorias explicativas de las hojas del Mapa Geológico números 810 y 836, correspondientes a Almodóvar del Campo y Mestanza (Ciudad Real), en las que resultan incluidos los dos óvalos hulleros de Puertollano, se indican las características tectónicas de la comarca. Rasgo esencial de esta tectónica es la existencia de plegamientos hercinianos bien definidos, de rumbo O. NO.-E. SE., cruzados por otros transversales atribuibles al movimiento de descompresión post-herciniano. Como consecuencia de estos empujes tectónicos aparecen líneas de fractura paralelas a los sistemas de pliegues, y la combinación de aquéllos origina algunas estructuras en cúpula.

Los citados plegamientos y fracturas, y la desigual dureza de los tramos de cuarcitas y pizarras del Ordoviciense, han impreso, cual indican las citadas Memorias, en la estructura actual de la comarca de Argamasilla de Calatrava, el carácter inconfundible de un valle de hundimiento.

Según se consignó en dichos estudios, el valle de Argamasilla y el contiguo de Puertollano presentan diferencias geológicas marcadas, y también señaladas analogías. La dife-



rencia esencial procede del predominio morfológico de fracturas y hundimientos en el primero de los valles citados. Las analogías externas son sensibles, pues ambas depresiones se ven limitadas por cerros de cuarcita ordoviciana; están cubiertas por terrenos neógenos y cuaternarios, y sus sedimentos han sido igualmente atravesados por modernas erupciones basálticas y limburgíticas. En la cubeta de Puertollano se ha reconocido un hundimiento del centro del óvalo o levantamientos sucesivos de los bordes, que parecen corresponder a un levantamiento del extremo oriental de la cuenca, parejo al de las cuarcitas de los cerros que separan los valles de Puertollano y Argamasilla de la dilatada llanura de Aldea del Rey. Estos levantamientos orientales de la comarca contribuirían a cerrar la comunicación de la depresión de Puertollano con los mares y estuarios carboníferos.

A las semejanzas citadas entre ambos valles se oponía el carácter típico de valle de hundimiento de la comarca de Argamasilla; pero, de todos modos, dadas las necesidades actuales de intensificar la exploración de nuevas cuencas carboníferas y el no elevado coste de los sondeos, era aconsejable efectuar algunas perforaciones en aquella zona. Con los sondeos efectuados se ha puesto de manifiesto la no existencia del carbonífero debajo de los depósitos neógenos y cuaternarios que rellenan el valle de Argamasilla; por tanto, el hundimiento de éste no ha sido de intensidad suficiente para que penetrase hasta allí la transgresión estefaniense, o bien los no muy potentes sedimentos carboníferos allí depositados por ésta fueron erosionados antes de la época miocena.

En la figura que ilustra esta nota informativa se especifica el carácter de los terrenos atravesados en las dos perforaciones.

*Sondeo núm. 1.*—Situado en el cruce del camino llamado Carril de las Cañas con el de Puertollano a Los Molinos del

Guadiana (véase hoja núm. 810 del Mapa Geológico, correspondiente a Almodóvar del Campo).

### MIOCENO

PROFUNDIDAD — METROS	ROCAS ATRAVESADAS
0,00 a 0,50	Tierra suelta superficial.
0,50 a 11,00	Caliza blanca, descompuesta y algo más dura al final.
11,00 a 18,00	Arcillas con capas arenosas.
18,00 a 30,00	Margas grises.
30,00 a 34,00	Filadidos grises amarillentos.
34,00 a 38,50	Margas grises más duras, con ligero episodio carbonoso.

### PALEOZOICO INFERIOR

PROFUNDIDAD — METROS	ROCAS ATRAVESADAS
38,50 a 48,50	Pizarra amarilla, muy dura e inclinada.
48,50 a 95,00	Pizarras grises oscuras con nodulillos y vetas de cuarzo, más abundantes en profundidad.

*Sondeo núm. 2.*—Situado a un kilómetro aproximadamente al N.-NE. de Argamasilla, a la derecha del camino llamado del Puerto o de la Dehesilla, entre éste y el arroyo del Espino. (Ver hoja núm. 810, antes citada.)

### MIOCENO

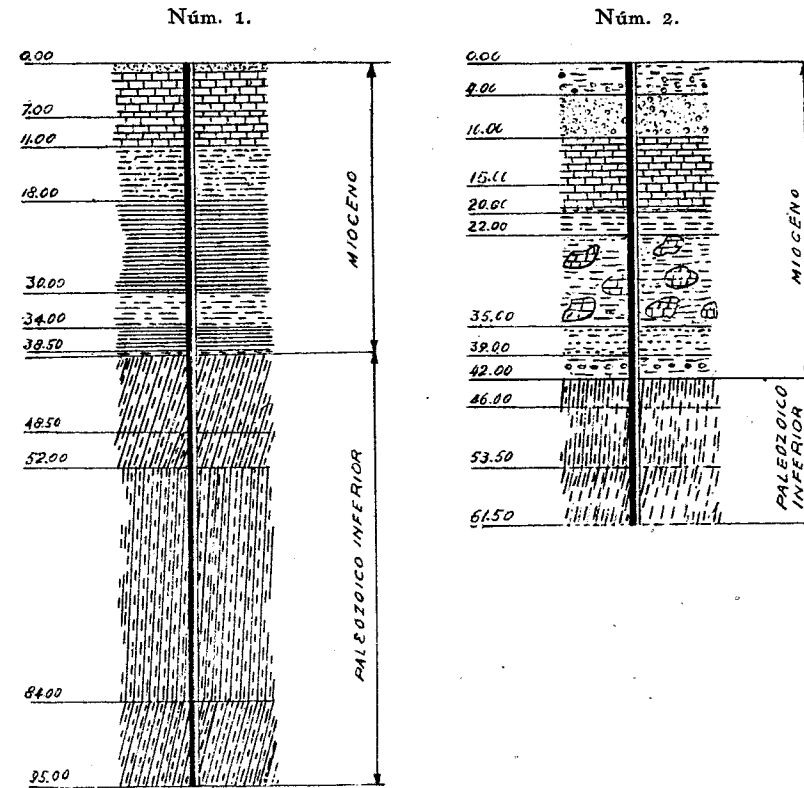
PROFUNDIDAD — METROS	ROCAS ATRAVESADAS
0,00 a 4,00	Arcilla y cantos rodados.
4,00 a 10,00	Conglomerado calizo.
10,00 a 20,00	Caliza dura, caliza margosa, caliza cavernosa.
20,00 a 22,00	Arcilla.
22,00 a 35,00	Arcilla con algunos nódulos calizos.
35,00 a 39,00	Arcilla negro-grisácea.
39,00 a 42,00	Arcilla con cantos rodados.

PALEOZOICO INFERIOR

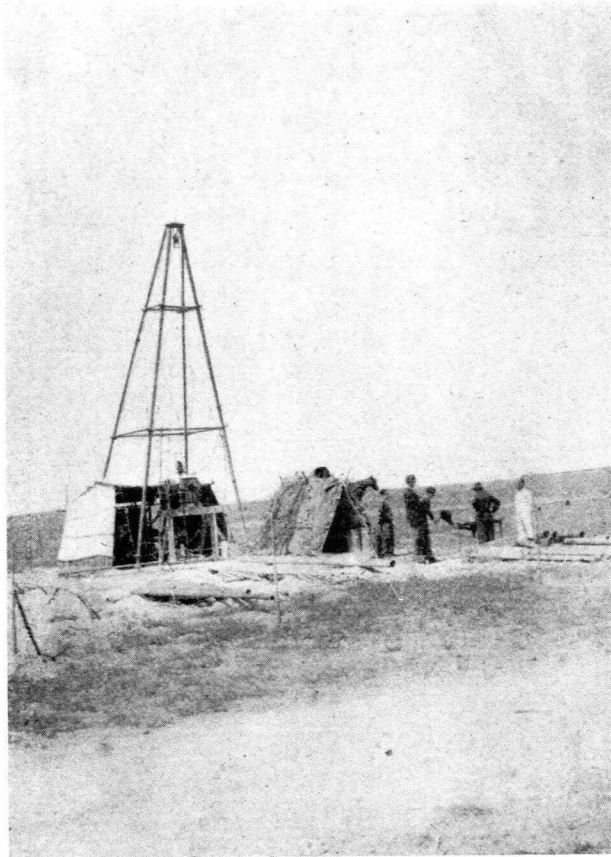
PROFUNDIDAD — METROS	ROCAS ATRAVESADAS
42.00 a 61.50	Pizarras verticales; primero amarillas alteradas, y después, gris oscuras y con nudillos y vetas cuarzosos, que aumentan en profundidad.

Según se desprende de los datos anteriores, puede admitirse un espesor medio de 40 metros para los estratos miocenos del valle de Argamasilla, y no se han cortado capas que puedan atribuirse al hullero ni aun a carbonífero estéril.

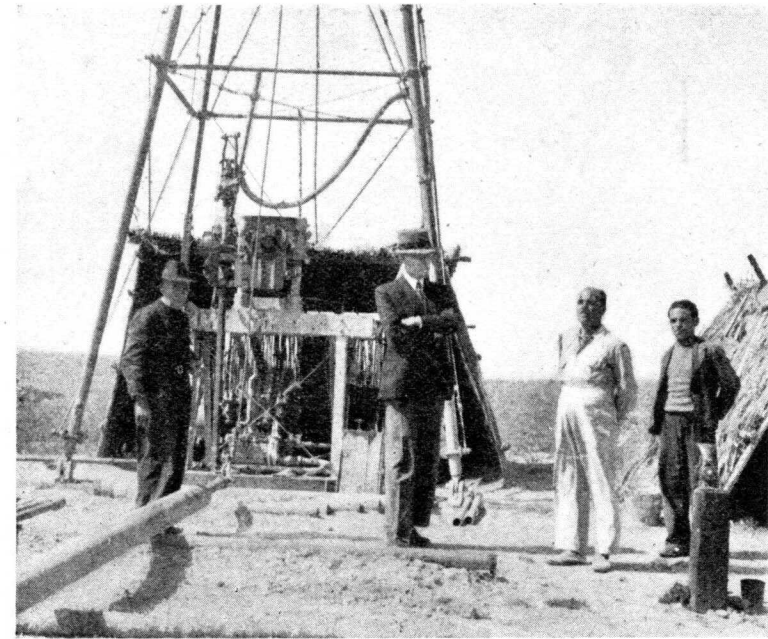
SONDEOS DE ARGAMASILLA DE CALATRAVA  
(CIUDAD REAL)



ESCALA: 1 : 1.000



Vista de conjunto de la instalación del sondeo núm. 1 de Argamasilla de Calatrava (Ciudad Real).



Detalle del sondeo núm. 1 de Argamasilla de Calatrava (Ciudad Real).



T O M Á S C O R D Ó N  
INGENIERO DE MINAS

## ALUMBRAMIENTO DE AGUAS EN INGENIO (LAS PALMAS)

ANTECEDENTES.—Don Agustín Martín Navarro, con fecha 12 de septiembre de 1935 solicita acogerse a los beneficios del concurso de ejecución de obras de alumbramiento de aguas subterráneas con la cooperación económica del Estado, publicado en la *Gaceta de Madrid* de 11 de agosto de 1935, de acuerdo con lo dispuesto en el artículo 4.º de la Ley de 25 de junio del mismo año sobre el Paro Obrero, para lo cual acompañaba un proyecto de obras, debidamente redactado, para ejecutar en la isla de Gran Canaria, término municipal de Ingenio, lugar llamado "Los Barranquillos".

NATURALEZA DE LAS OBRAS.—Consistían las obras del proyecto en la continuación de un pozo que tenía 20 metros de profundidad, hasta alcanzar la de 80, y dos galerías que partirían de su fondo, o del nivel más conveniente, de 60 metros una y 100 metros la otra, con los rumbos que se expresaban en el proyecto, dejando a juicio del director de las obras la variación de éstas en longitud, dirección y nivel a que conviniera abrirlas, describiéndose con suficiente detalle en la Memoria y planos las demás características de los trabajos.

EJECUCIÓN DE LAS OBRAS.—Como se hacía constar en los documentos presentados por el interesado para obtener la

subvención, el pozo tenía cuando se solicitó aquélla una profundidad de 20 metros y un caudal de agua alumbrada de dos litros por segundo.

Dada la formación geológica donde están emplazadas las obras, este primer nivel de aguas altas era muy exiguo, y bastó unos meses de trabajo de elevación de agua para dejarlo seco.

Por ello, en enero de 1936, y mientras se tramitaba, y obtuvo, la subvención, el propietario dió comienzo a los trabajos de profundización para llegar a nuevos niveles más potentes y constantes, así como también para dar trabajo a un número importante de obreros, no sólo en las obras, sino también en los cultivos establecidos, o que pudieran establecerse, con las aguas que se alumbraran.

Entre tanto, se comunica al interesado el habersele concedido la subvención solicitada, y con las condiciones generales de los demás beneficiarios.

Mientras los trabajos se ejecutan da comienzo el Glorioso Movimiento Nacional, y una vez establecida la normalidad en todos los lugares de la isla, se continúan las obras, alumbrándose en el mes de septiembre una buena cantidad de agua, que obliga a suspender los trabajos de perforación para instalar nueva bomba y motor suficiente, tanto para la elevación de aguas como para accionar el torno de extracción de escombros y movimiento de personal.

Una vez realizada esta labor, se continúan las obras en diciembre de 1936, profundizándose el pozo hasta los 70 metros y abriéndose las dos galerías altas hasta las longitudes actuales, obras que se suspenden en julio de 1937 para instalar otra bomba, con el fin de no interrumpir los trabajos de perforación mientras se descendía la otra a medida que iba ganando profundidad el pozo, por ser necesario el achique del agua que se había conseguido alumbrar.

Habiéndose observado que el piso de las galerías, especialmente la que se dirige hacia el N., era de escoria, y que el buzamiento de este manto era en el mismo sentido, lo cual daba lugar a que el agua que en ella se alumbraba no llegaba a la boca por filtrarse en su recorrido a zonas inferiores, se procedió a la apertura de otras dos en la misma dirección, y a cota dos metros más baja, sobre un manto de basalto compacto, con objeto de alumbrar la que en aquélla se perdía, cosa que se ha conseguido en su totalidad en la galería del N.

También, y para comodidad de los trabajos, se abrió una galería de circunvalación a tres metros de la generatriz del pozo, que une las dos inferiores.

Se prosigue la perforación del pozo hasta alcanzar los 85 metros, suspendiéndose los trabajos por llegar a terrenos compactos e impermeables.

OBRAS EJECUTADAS Y SUBVENCIONADAS.—Como antes se indica, se han ejecutado 65 metros de pozo sobre los 20 que ya tenía cuando se solicitó la subvención, y dos series de galerías en dirección N. y S., próximamente con una longitud total de 193 metros, a más de la de circunvalación que se dijo. La subvención alcanzaba a 60 metros de pozo y 160 de galerías, por lo cual ha sido cubierta con creces la cantidad de obra, tanto de pozo como de galería, a que se obligaba el solicitante, según el apartado 6.º, para recibir el total de la subvención.

Toda la obra se ejecutó con perforación mecánica, dado que se hizo desde un principio la instalación de aire comprimido y que los terrenos atravesados eran de bastante dureza.

En el perfil longitudinal se detalla cada uno de éstos y su espesor, que concuerda bastante bien con la descripción geológica que se hacía en la Memoria del proyecto.

HIDROLOGÍA.—La formación geológica atravesada con la

labor de este proyecto ha sido la siguiente, en orden descendente:

Terrenos de acarreo y labor, escorias, basalto compacto, sigue otra zona de escorias, toba amarilla, conglomerado volcánico, basalto, escorias, basalto, toba amarilla muy descompuesta y toba blanca compacta.

La infiltración, único origen de la mayor parte de las aguas subterráneas en Gran Canaria, ha hecho penetrar fácilmente las aguas de lluvia en el terreno de labor y acarreo superficial, continuando a través de las escorias hasta llegar al basalto compacto, en cuyo contacto, como es natural, se encontró el primer nivel.

Como este basalto tiene algunas grietas y soluciones de continuidad, el drenaje era muy limitado, dada la poca zona de acción de un pozo; por consiguiente, la mayor parte de las aguas infiltradas continuaban por esas grietas y soluciones de continuidad hasta llegar a las escorias, que empapadas completamente reúnen inmejorables condiciones para formar un depósito subterráneo, mucho más como en este caso que tenían de piso una toba amarilla muy permeable.

Al llegar aquí se hizo el alumbramiento más importante.

Lo mismo que ocurrió con el primer nivel, como la toba, a pesar de su impermeabilidad, tiene algunas soluciones de continuidad, por ellas se va parte del agua depositada en la zona de escorias, descendiendo a través del conglomerado volcánico, basalto y nuevas escorias, donde se amplió el alumbramiento, a pesar de que las galerías construídas no lo fueron al nivel debido, como se puede apreciar en el dibujo, por estar en la cabeza de la zona escoriácea.

Posteriormente se emplazaron galerías más bajas, que aumentaron el drenaje.

Por último, en la culata del pozo existe una toba que

detiene las aguas que han podido filtrarse a través del basalto superior.

En resumen: con esta labor se han cortado cuatro niveles, de los que no persisten hoy más que los dos últimos.

AGUA ALUMBRADA.—Cuando se abrieron las dos galerías inferiores se llegó a conseguir un caudal de 11 litros por segundo, el que fué descendiendo hasta el actual, que se mantiene desde hace años en 7,5 litros por segundo.

INSTALACIONES AUXILIARES.—Para elevación de aguas se dispone de dos bombas de pistón, de tres cuerpos, en vertical marca "H. de E. S.", de 15 litros de gasto cada una, accionadas por un motor diesel, marca "National", de 40 HP, el cual a su vez mueve el torno elevador y un pequeño ventilador para evacuación de gases.

RIQUEZA CREADA.—El valor que adquieren los terrenos en la zona S. de la isla, lugar donde se hallan situados tanto el pozo como los cultivos que se riegan con sus aguas, puede llamarse circunstancial, y depende más del valor que adquieren las aguas y de la clase de cultivo que se explote, que del propio terreno.

De secano se calcula en unas mil pesetas por hectárea.

Ahora bien: si como se hacía en los próximos pasados años, o sea antes del comienzo de la actual contienda mundial, se dedicaba al cultivo de tomates destinados a la exportación al Extranjero, principalmente a Inglaterra y Alemania, adquiriría, tomando como base la rentabilidad del producto, cifras tan fabulosas como la de 60.000 pesetas por hectárea.

En las circunstancias actuales, en que ha desaparecido la exportación frutera a estos países, los cultivos han quedado reducidos a siembra de alfalfa, tabaco y ordinarios de patatas, etc., cuyo producto vendido es en valor una sexta parte que el de los tomates, con el agravante de consumir el pri-

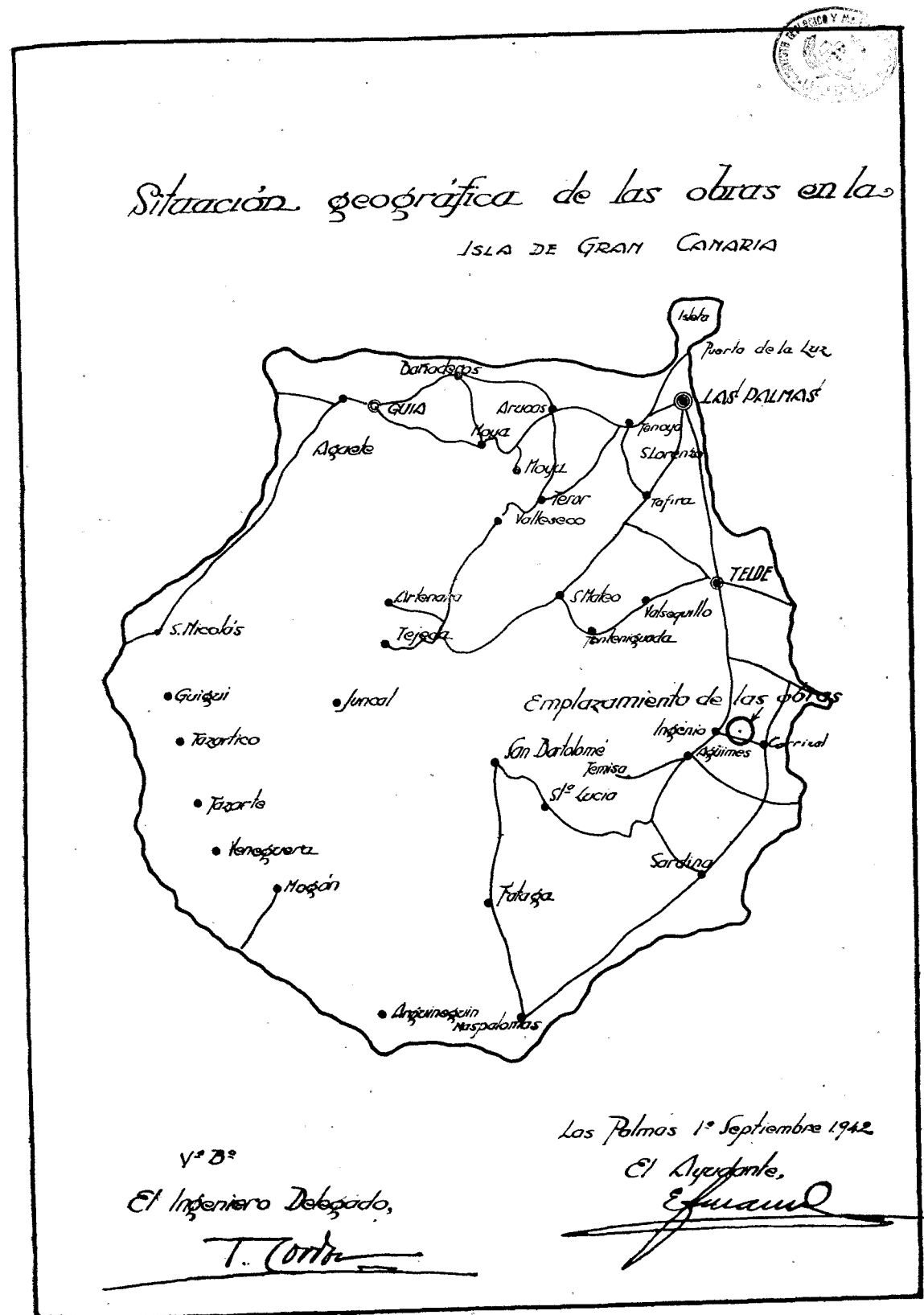
mero de éstos, o sea la alfalfa, casi doble cantidad de agua por hectárea y año.

En el gráfico que acompaña a este informe se han tomado como base las dos situaciones, es decir, antes del comienzo de la guerra y la actual.

El primero representa un cultivo de tomate, y el segundo, otro de alfalfa. Con los siete litros y medio por segundo que mana el pozo, se pueden regar trece y media hectáreas, con una producción de 2.300 toneladas de tomates, los cuales es necesario transportar por carretera hasta el puerto de embarque, con un recorrido en ida de 25 kilómetros, siendo, por tanto, necesarios 830 viajes, de una carga media de cuatro toneladas. Este producto de exportación es cuidadosamente empaquetado, como fruta delicada, en almacenes donde se emplean gran número de personal, alcanzando a 110 los operarios necesarios para atender a todos los servicios de cultivo, empaquetado, oficina, transporte, mecánicos, etc.

Por el contrario, este mismo caudal de agua, que suponen 233.000 metros cúbicos por año, sólo riega siete hectáreas dedicadas al cultivo de alfalfa, con una producción de 250 pacas de 40 kilogramos cada una, empleando en las mismas atenciones que el anterior sólo 10 trabajadores.

Se unen a este informe los planos y gráficos siguientes: De situación geográfica, dentro de la isla, del lugar de emplazamiento del pozo y cultivos; planta de la casa de máquinas, con detalle de cada uno de los elementos mecánicos instalados; sección longitudinal del pozo, con los terrenos atravesados; obra ejecutada y subvencionada; gráfico de distribución de aguas y cultivos, y finalmente, gráfico de las riquezas creadas, según la descripción que antes se hace.

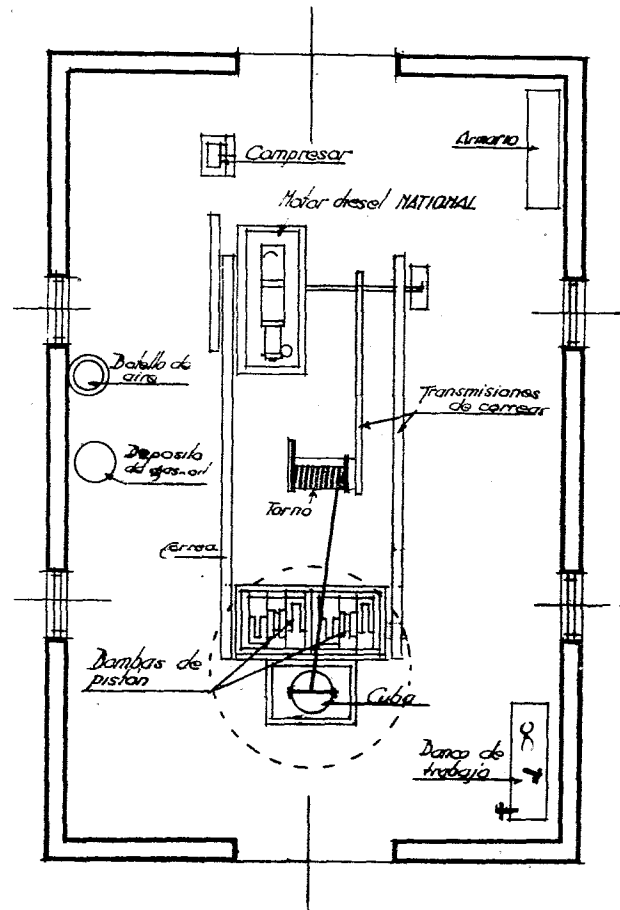


vº Bº

El Ingeniero Delegado,

*T. Cortés*

# Planta de la casa de máquinas



Escala 1:100

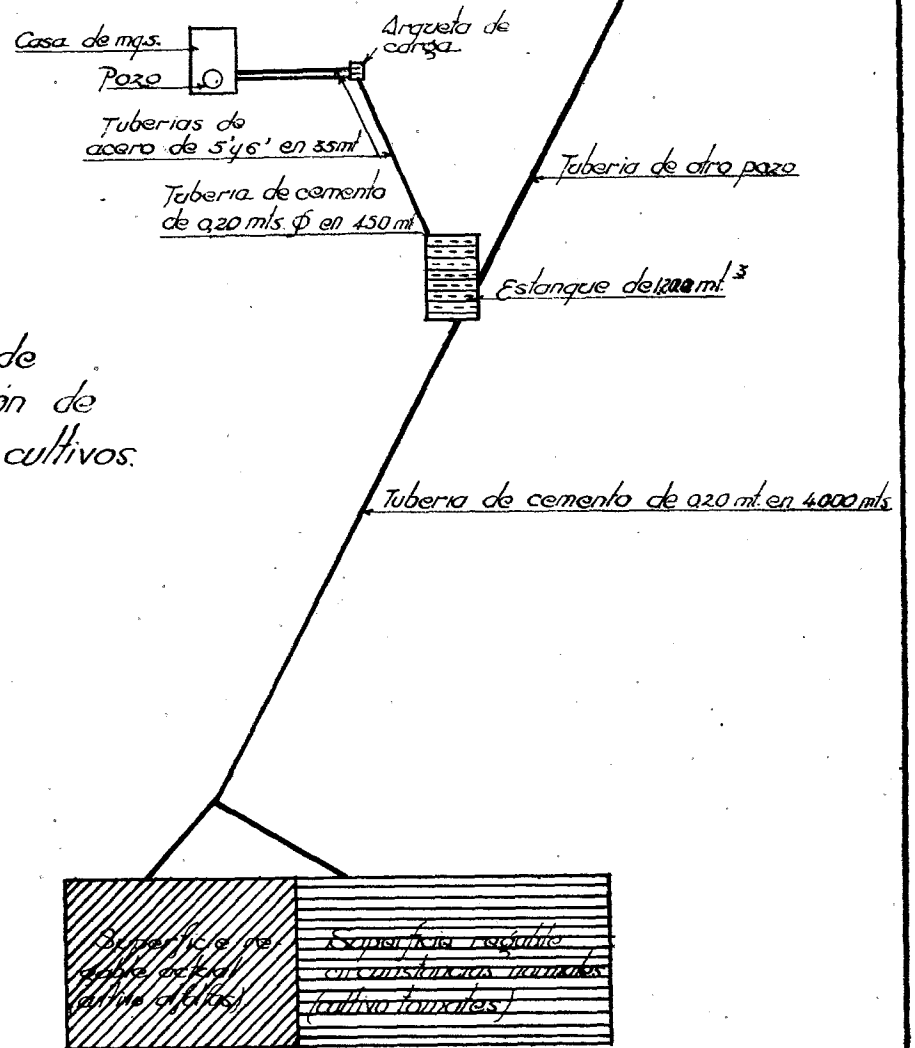
Vº Bº  
El Ingeniero Delegado,

T. Cortés

Las Palmas y Septiembre 1942

El Ayudante,

Juan



# Gráfico de distribución de aguas y cultivos.

Vº Bº

El Ingeniero Delegado

T. Cortés

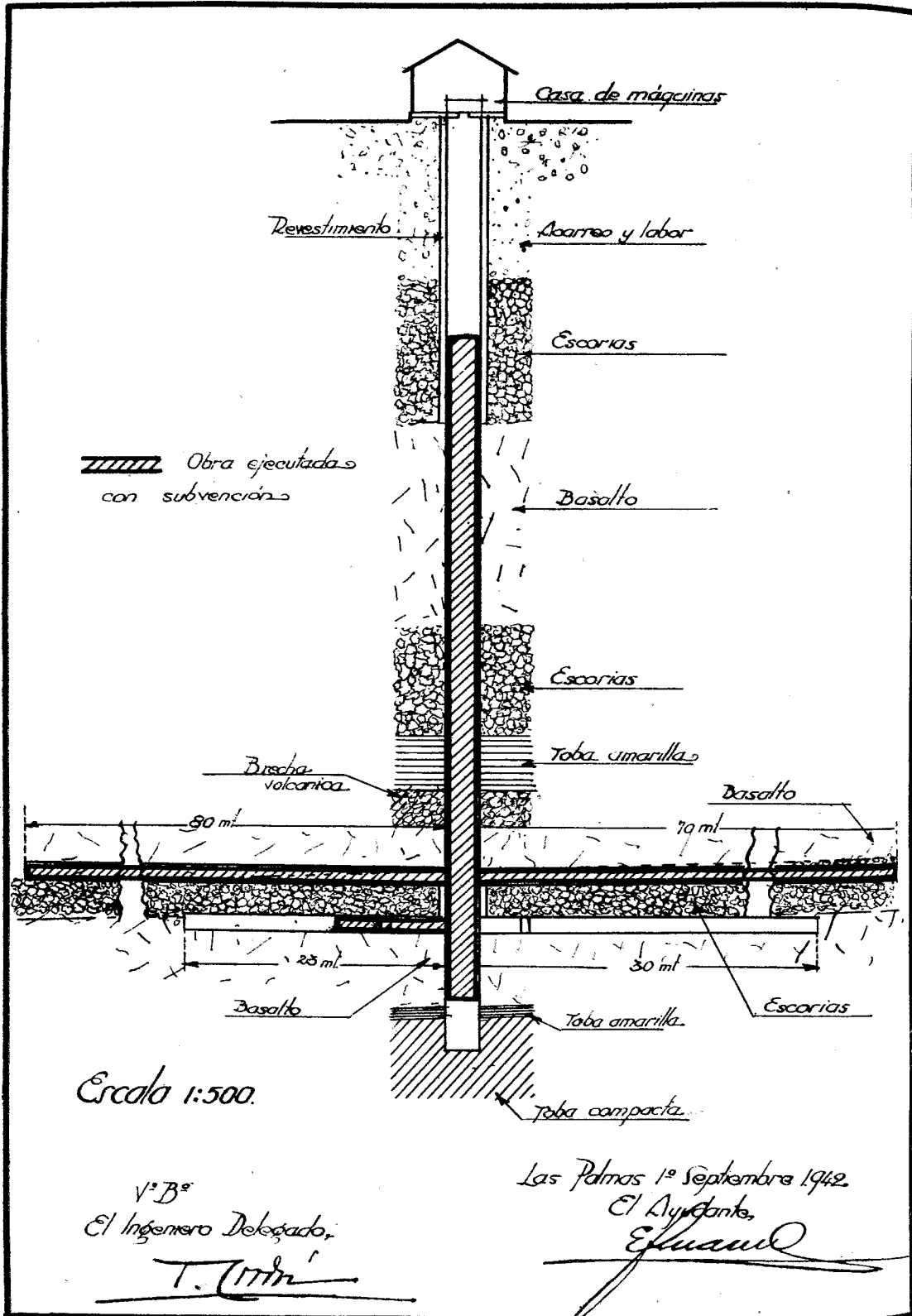
Sas Palmas 11 Septiembre 1942

El Ayudante,

Juan



SECCION LONGITUDINAL DEL POZO

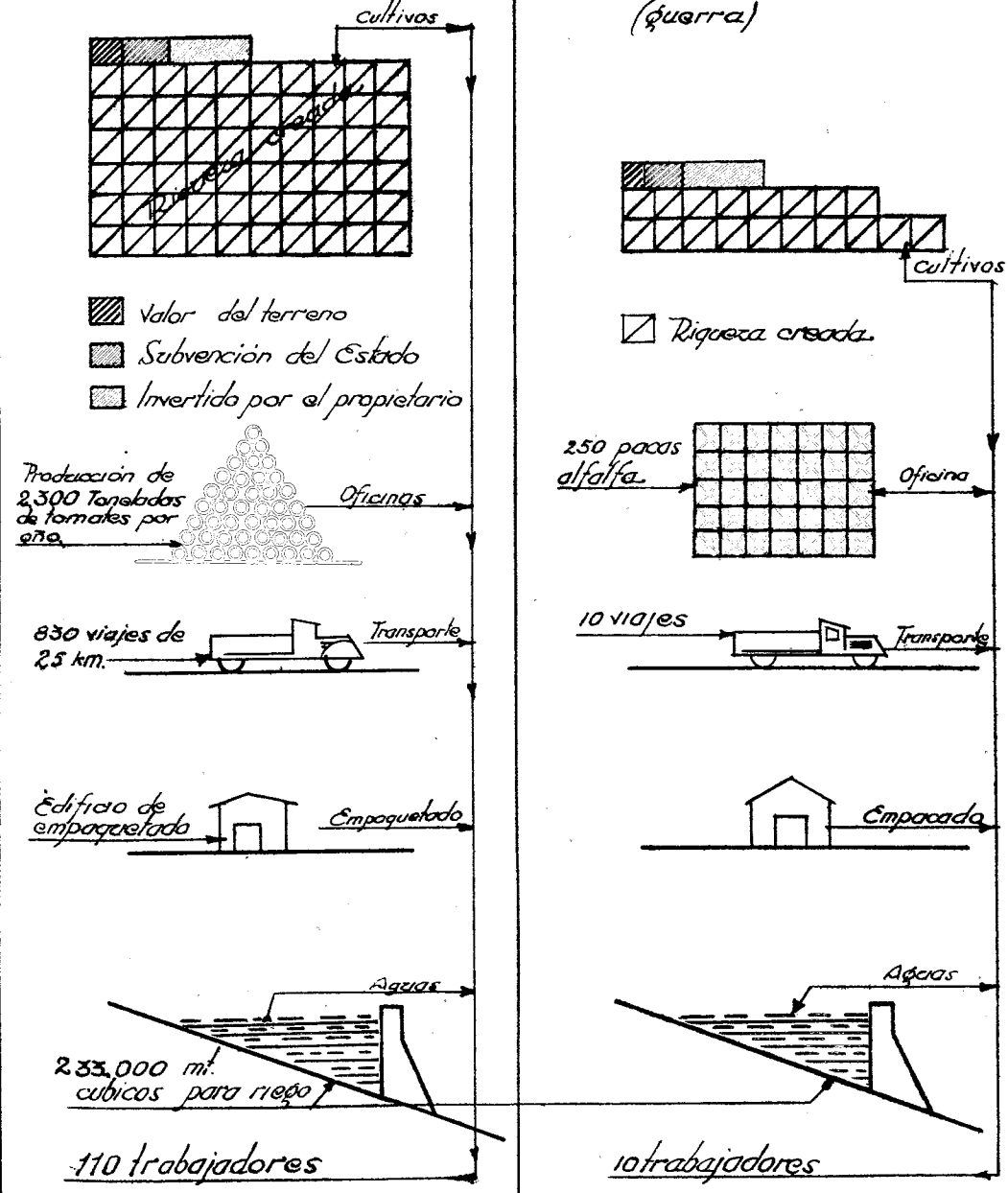


Riqueza creada

GRAFICOS

Situación normal

Situación anormal (guerra)



V.º B.º  
El Ingeniero Delegado,  
T. Urrutia

Las Palmas 1º de Septiembre 1942  
El Ayudante,  
E. Guand

JOSÉ GARCÍA SIÑERIZ  
INGENIERO JEFE DE LA SECCIÓN DE GEOFÍSICA

ESTACIÓN GRAVIMÉTRICA OBSERVADA  
EN EL INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO  
DE ESPAÑA CON EL GRAVÍMETRO  
«ASKANIA»

Adquirido por el Instituto Geográfico y Catastral un gravímetro electromecánico "Askania", se están realizando en la actualidad una serie de ensayos, con el fin de comprobar sobre el terreno la gran precisión que se le atribuye, bajo la dirección del notable geofísico e ingeniero geógrafo, Jefe del Servicio de Gravimetría, D. Guillermo Sans Huelin, que tanta competencia tiene en esta clase de trabajos.

Una de las experiencias hasta ahora efectuadas ha consistido en ligar el Observatorio Astronómico, estación fundamental de la red de estaciones de gravedad españolas, con la estación auxiliar instalada en la Sala de Gravimetría del Instituto Geográfico y Catastral, que sirve de base para las estaciones, de determinaciones relativas observadas con el equipo de cuatro péndulos "Sterneck", propiedad del mencionado Instituto.

Como estación intermedia entre el Observatorio y el Instituto Geográfico fué escogida por el Sr. Sans el Instituto Geológico, en cuyo jardín fué observado, en la mañana del 12 de diciembre último, el gravímetro instalado en su camio-

neta. La observación fué doble en dicho Instituto, con arreglo al siguiente recorrido: Observatorio Astronómico - Instituto Geográfico - Observatorio Astronómico - Instituto Geográfico - Instituto Geológico - Instituto Geográfico - Instituto Geológico - Observatorio Astronómico.

El resultado no pudo ser más satisfactorio, ya que trazada la curva obtenida con los tres valores obtenidos en el Observatorio Astronómico, se obtuvieron dos incrementos de  $g$  para el Instituto Geológico, que sólo se diferenciaron en 0,4 de miligal, con un valor promedio de  $-14,25$  miligal, con respecto al Observatorio. Ahora bien: como el valor de la gravedad en éste es de 979,981 gales, resulta para el Instituto Geológico el siguiente valor:

$$g = 979,981 \text{ gales} - 0,014 = 979,967 \text{ gales.}$$

La rapidez de observación con el gravímetro (con práctica suficiente sólo se necesitan unos diez minutos para la misma) y la gran precisión con que la medición se obtiene (dentro de unas 3 ó 4 décimas de miligal en observación reiterada, y dentro de una décima de miligal en observación cuadruplicada por el método de superposición), son cualidades que le recomiendan como aparato de gran rendimiento técnico, a la vez que económico, no sólo en la obtención de valores de la gravedad en una región determinada, siempre que se parta de una estación de gravedad conocida por observaciones pendulares, sino también en el trazado de curvas isógamas con vistas a la prospección geofísica en regiones de interés económico, sin que en este segundo caso sea necesario conocer previamente el valor de la gravedad en punto alguno, ya que lo que únicamente interesa es conocer gráficamente la distribución de los  $\Delta g$  en la zona que se investigue.

Como complemento de esta nota, y dada la novedad del aparato, que es el primero de este tipo recibido en nuestro país, diremos que se reduce en esencia a una masa pesada suspendida de un muelle helicoidal, siendo el recorrido de éste, en ambos sentidos, proporcional a la fuerza de la gravedad. Por medio de un par de lámparas de incandescencia y de dos células fotoselénicas, se transforman las variaciones del recorrido en oscilaciones de corriente eléctrica señaladas por un galvanómetro, lográndose una gran amplificación, de 40.000 a 50.000 veces. Este galvanómetro se utiliza como instrumento de lectura en cero. Una variación de la gravedad, con el movimiento consiguiente que produce en la masa, es acusada, desde luego, por un desplazamiento de la imagen luminosa del galvanómetro; pero mediante el giro de una pequeña manivela, que actúa sobre un sistema de compensación mecánica, se lleva al cero, o a sus proximidades, en la práctica, la indicación del galvanómetro. Un giro completo de la manivela compensa 8 miligals de aceleración de la gravedad, aproximadamente, apreciándose la centésima parte del giro con auxilio de un disco, dividido en 100 partes, unido a la manivela, o sea 0,08 miligal. A su vez, un miligal de variación de gravedad produce una desviación aproximada de la imagen luminosa del galvanómetro, de 10 milímetros, o sea que una apreciación de 0,5 milímetros en éste, acusa una variación de gravedad de 0,05 de miligal.

Basta esta ligera exposición del fundamento del gravímetro para poner de manifiesto su elevada sensibilidad. Si a esto se une el que el aparato va suspendido por medio de resortes dentro de un coche automóvil, que sirve a la vez de medio de transporte y de caseta de observación, se comprende que sea grande el número de estaciones que pueden observarse en una jornada de trabajo, dependiendo éste del sistema de medición escogido (reiteración, triple o cuádruple

observación), según la índole del trabajo a realizar y la precisión requerida.

Como, además, las variaciones de la topografía del terreno no ejercen la acción perturbadora que en la balanza de torsión obliga a efectuar la llamada corrección topográfica, el instrumento puede ser utilísimo en los trabajos de prospección geofísica que realiza este Instituto.

JUAN DE DIOS LEAL LUNA

## ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LA EDAD DEL UNIVERSO Y EDAD DE TRES MINERALES ESPAÑOLES

### Nota preliminar

El objeto de la presente Memoria ha venido de varios años a esta parte ocupando mi atención y estudio. Cuando por los años 1918-1922 cursaba en mi carrera eclesiástica los estudios de Sagrada Escritura, una de las cosas que me interesaron ya más vivamente fué la exégesis del Hexámeron de Moisés. La concordancia entre las conclusiones de la Ciencia y las enseñanzas de la Fe sobre la Obra de la Creación, ha sido desde entonces objeto de mi investigación y estudio. Tomó esta preocupación intelectual mía un carácter más concretamente científico-natural, al estudiar, por los años de 1926-1930, la carrera de Ciencias Naturales.

Cuanto de entonces acá se ha publicado referente a la edad de la Tierra y métodos empleados para determinarla, ha tenido para mí particular interés, hasta que en 1939 me determiné a ordenar mis investigaciones con miras a preparar la presente Memoria doctoral. Desde esta última fecha vengo trabajando en la determinación de la edad geológica por métodos radiactivos en el Instituto de Física "Alonso de Santa Cruz". A más de este Centro, que es donde he preparado esta Memoria, me he servido también de los laborato-

rios de radiactividad del Instituto Geológico y Minero e Instituto Nacional de Geofísica, y de los laboratorios de geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales.

### Estado de la cuestión

No hemos de suponer la Tierra, según la concepción antigua, como modelada desde su creación primera en el estado que actualmente la contemplamos. Como todos los astros, probablemente la Tierra ha seguido el desarrollo siguiente: El enfriamiento condujo en ella a la formación de un núcleo fluido y una envoltura gaseosa, como ocurre actualmente en el Sol; luego, a la formación de una corteza sólida alrededor del núcleo líquido, como se encuentra Júpiter; más tarde sobrevino la solidificación total del núcleo: éste es el estado actual de la Tierra.

A la Geología se debe de una manera especial el que se hayan podido descifrar los principales enigmas que encierra la Historia de la Tierra. Reproduzcamos, pues, brevemente, antes de entrar de lleno en el objeto de esta Memoria, las principales fases por que ha pasado nuestro planeta, según las investigaciones de los Geólogos, con el fin de facilitar la comprensión de las cifras referentes a la edad de la Tierra y la sucesión de los principales fenómenos que en ella se han desarrollado.

FASE ÍGNEA O ESTELAR.—Se entiende por tal en la Historia de la Tierra aquel lapso de tiempo anterior a la fase planetaria, durante el cual se fueron formando, a partir de la materia, los diferentes elementos químicos que constituyen la Tierra, encontrándose aún todos ellos en estado de incandescencia, e iniciándose la formación del magma líquido, rodeado de gases y vapores. Naturalmente, en la superficie de

este magma flotarían los elementos menos pesados, los minerales que llamamos leucocratos, sílice y óxidos de potasio aluminio, calcio, sodio, a los cuales se juntarían poco a poco a medida que se irían formando, los más pesados, que quedarían en la parte interior del magma; son éstos los elementos que llamamos melanocratos, óxidos de hierro y magnésico

FASE PLUTÓNICA O PLANETARIA.—Formada en la fase anterior la corteza terrestre, comienza su fase planetaria, caracterizada por los principales fenómenos siguientes: Al aumentar poco a poco de espesor la corteza redujo la influencia de calor interno sobre la envoltura gaseosa del exterior, hasta llegar un momento en que el sucesivo enfriamiento de la atmósfera, cargada de anhídrido carbónico y de vapor de agua, determinó la condensación de éste en forma de torrenciales lluvias, que originarían grandes océanos de agua hirviendo. Estos océanos primitivos, sujetos a una presión atmosférica enorme, determinaron la formación de las rocas llamadas *gneis* y de las *pizarras cristalinas*. Como se adivina durante este período sería completamente imposible la vida sobre la Tierra; por ello el tiempo en que se realizaron estos fenómenos se llama *Era Agnostozoica*, y los terrenos entonces formados, *terrenos primitivos o arcaicos*.

Avanzando el tiempo, la corteza sólida adquirió tan considerable espesor, que ya no dejaba sentir la influencia de calor interno en la superficie exterior. Con esto se hizo posible la vida y aparecieron las primeras plantas, que, fijando el carbono del anhídrido carbónico y dejando libre el oxígeno del mismo, purificaron la atmósfera, preparando el aire para la vida animal. Este fenómeno tuvo lugar durante los períodos *Arcaico superior*, *Algónquico*, *Cámbrico*, *Silúrico*, *Devónico* y *Permocarbonífero*.

Un cambio profundo de régimen hizo que las plantas perdieran su antiguo vigor y que aparecieran los primeros an-

males terrestres, pertenecientes a los grandes reptiles; con ello comienza la *Era Secundaria* o *Mesozoica*, con su clásica subdivisión en los tres períodos: *Triásico*, *Jurásico* y *Cretácico*. Otro cambio de régimen, debido al parecer a elevaciones del terreno, iniciaron otra grande Era, la *Terciaria* o *Neozoica*, subdividida en los períodos *Eoceno*, *Oligoceno*, *Mioceno* y *Plioceno*; es la Era de los grandes mamíferos y de las fanerógamas actuales.

Finalmente, la presencia del hombre y la especial naturaleza de los terrenos indujeron a los Geólogos a introducir en la Historia de la Tierra una última Era, la *Cuaternaria* o *Antropozoica*, con sus dos períodos: *Cuaternario antiguo*, *Diluvial* o *Pleistoceno*, y *Cuaternario moderno*, *Aluvial* u *Holoceno*.

Por cuanto llevamos dicho en esta ligera síntesis de la Historia de la Tierra, se deja ya entrever la inmensa duración de los tiempos geológicos. Buscar la edad de un terreno equivale a investigar los años transcurridos desde que sus materiales se individualizaron en el interior del Globo, si son de origen ígneo, o fueron depositados por las aguas, si son de origen sedimentario, o el momento de su metamorfosis, si son de origen metamórfico, hasta nuestros días. Esto es lo que se llama determinar la edad geológica de un terreno, y se llama edad geológica de la Tierra al tiempo transcurrido desde la formación de la primitiva corteza terrestre hasta nuestros días; el límite máximo de esa edad geológica es el momento en que se formaron los elementos químicos más pesados, por ser éstos los más modernos; con este límite máximo entramos ya en la fase estelar de la Tierra, y determinar este límite equivale a evaluar el mínimo de nuestra galaxia o el del Universo, o sea la edad mínima de la materia de que está constituido nuestro planeta, la cual fué valorada en 1939 por López de Azcona, en  $3,7 \times 10^9$  años (1).

Esto supuesto, se comprenderá fácilmente que la idea de determinar la edad de la Tierra haya preocupado siempre a los hombres. Apenas la Geología adquirió cierto desarrollo, sus más ilustres cultivadores se ocuparon bien pronto de este interesante y difícil problema: W. Smith en 1794, G. Cuvier en 1811, C. Lyell en 1850, Lord Kelvin en 1862, J. D. Dana en 1875, E. Halley en 1817 y, precediéndoles a todos, Herodoto (484-424 a. de J.), idearon métodos y adelantaron cifras, como puede verse en sus obras geniales, para responder a la interrogación apasionante que a todos se nos presenta, cuando tratamos de investigar la edad de la Tierra que habitamos.

### **Principios y métodos de la Geología histórica**

El fundamento de la Geología histórica es el *principio del actualismo*, que explica los fenómenos de los diversos períodos geológicos comparándolos con los fenómenos que actualmente aparecen. Este principio supone que las mismas leyes han regido siempre la Tierra, y que las mismas causas producen idénticos efectos desde el principio de la vida del planeta. Según él, en los períodos geológicos más remotos, todos los agentes, tanto exógenos como endógenos, ríos y mares, volcanes y terremotos, animales y plantas, actuaron como lo vienen haciendo al presente, y así podemos afirmar que las rocas que hoy se encuentran en la cima de los picos de las Tres Sorores estaban al comienzo de la era terciaria en el fondo del mar, y que con sedimentos depositados en el mar numulítico se formaron gran parte de las rocas de la cadena montañosa hispano-francesa, lo mismo que de los montes Mariola y Aytana, en Levante. Hechas las salvedades debidas, es tan lógico el principio del actualismo en Geo-

logía, que él ha sido el verdadero alentador de los estudios histórico-geológicos.

De este principio básico de la Geología histórica nacen otros principios que directamente nos permiten ya determinar la edad de los diversos fenómenos geológicos. El primero de ellos es el de la *superposición de las capas*, que afirma que en toda formación sedimentaria la capa más moderna es la más superficial, y la más antigua, la que está en la base de toda la formación. Las excepciones que alguien quisiera ver como negaciones de esta ley, no son tales excepciones, sino más bien confirmaciones de la misma, pues si bien hoy se ven estratos ocupando posiciones diferentes a las que debieran tener según su antigüedad, al punto se echa de ver que originariamente se depositaron conforme al principio de la superposición de las capas; pero luego, por diferentes agentes tectónicos, se desplazaron, invirtieron o fueron arrastrados lejos de la región donde se formaron, colocándose sobre formaciones de edad posterior a la que ellos pertenecen.

Otro de los principios usados en los métodos históricos geológicos es el llamado *petrográfico*, consistente en considerar como base de todo conocimiento los materiales que integran la formación, suponiendo que las formaciones constituidas por materiales idénticos son sincrónicas. Este método puede emplearse, con bastantes garantías de certeza, en casos particulares y en áreas limitadas; pero en modo alguno de una manera universal, pues la experiencia actual nos está demostrando que las capas pueden variar en sentido horizontal, sin salir del mismo nivel estratigráfico, en atención a las condiciones geográficas y de sedimentación, lo mismo que a la naturaleza del terreno de donde proceden los materiales sedimentados.

Por ello, para señalar la edad de los terrenos con verdaderos fundamentos científicos es necesario otro principio

de más universal aplicación que el petrográfico; tal es el llamado *principio paleontológico*. Los restos de animales y plantas, los fósiles que encontramos en las rocas sedimentarias vivían naturalmente en la época y el lugar en que éstos se formaron, y como quiera que por la filogénesis sabemos el desarrollo evolutivo que han tenido las distintas especies podemos concluir que dos formaciones, sea cual fuere su carácter litológico, que tienen los mismos restos fosilíferos son de la misma edad. Sin embargo, tampoco el principio paleontológico es de un valor absoluto en la determinación de la edad de los terrenos, pues es sabido que el apareamiento de los seres vivos más que a la edad se debe a las condiciones climáticas, a la ecología, a la influencia del medio, y por tanto, en una misma época pudo haber diversos seres vivos en distintas latitudes, en consideración a las diversas condiciones climáticas que las caracterizaron.

Por ello, para tener más sólido fundamento científico, se aplican conjuntamente los dos principios, el litológico o petrográfico, y el paleontológico, a lo que pudiéramos llamar *principio de las facies*. Se llama facies, en Geología, al conjunto de caracteres litológicos y paleontológicos que caracterizan una formación sedimentaria. Según este método, dos capas de la misma naturaleza, con igual carácter paleontológico, son sincrónicas; dos estratos de idéntica naturaleza y fauna diferente, son de distinta edad; dos estratos de roca distintas, como indican distintas condiciones de vida, aunque siendo sincrónicos, pueden tener fósiles diferentes.

También basándose en hechos de orden físico-químico se llega a determinar la duración total de la Historia de la Tierra por ejemplo: el cálculo de ésta por lo que pudo durar el estado líquido incandescente del planeta, o el tiempo necesario para llegar de dicho estado al enfriamiento actual, o par

determinar el tiempo transcurrido desde que se formó la corteza sólida hasta nuestros días.

En la historia geológica se emplean dos cómputos cronológicos, uno absoluto y otro relativo. La edad absoluta de un período no puede conocerse más que calculándola por la duración de ciertos fenómenos bien conocidos, que se produjeron en tiempos remotos y siguen produciéndose en la actualidad; la relativa se puede determinar por los principios de la superposición de las capas, petrográfico, paleontológico, y de las facies que acabamos de exponer.

Unos y otros se emplean en los distintos métodos de determinar la edad, cuyo estudio hacemos a continuación:

**MÉTODOS EMPLEADOS PARA DETERMINAR LA EDAD DE LA CORTEZA TERRESTRE.**—Muchos son los métodos ideados para resolver este interesante problema. Nosotros, para mayor claridad, los reuniremos todos en dos grandes grupos: en el primero incluiremos todos los métodos no radiactivos, y en el segundo, los radiactivos. La razón de esta división consiste en la gran diferencia científica que media entre unos y otros, y en que estos últimos son los métodos modernamente más empleados.

**MÉTODOS NO RADIATIVOS.**—Cuatro métodos no radiactivos han sido empleados para determinar la edad geológica: *métodos geológicos, métodos físicos, métodos astronómicos y métodos paleontológicos*. De ellos, y de los resultados con ellos obtenidos, doy a continuación una sucinta idea.

### **Métodos geológicos**

Unos de estos métodos se refieren a la edad de los estratos terrestres, métodos sedimentarios, y otros a la antigüedad de los mares, método de la salinidad de los océanos. Son los

métodos primeros que se idearon y los que cuentan con mayor diversidad de resultados.

**EL MÉTODO ESTRATIGRÁFICO O SEDIMENTARIO.**—Se funda en los múltiples fenómenos de la geología dinámica, tales como la denudación, la erosión, la disolución química y alteración meteórica de las rocas, la sedimentación marina y fluvial, etc. Como se deja ver por su sola enumeración, muchos de estos fenómenos únicamente pueden proporcionar datos locales, referentes tan sólo a una determinada antigüedad. No obstante, del conjunto de todos ellos han deducido los Geólogos datos preciosos con que determinar la edad de la Tierra.

Interesantes son las razones en que se fundan sus cálculos: según Lapparent, la denudación media anual de toda la Tierra, tanto mecánica como química, es de unos 17 kilómetros cúbicos, que a la densidad de 2,5 pesarían 42.000 millones de toneladas; esta velocidad de denudación produce, cada millón de años, un depósito sedimentario de 50 metros de espesor, suponiéndolo uniformemente repartido por la Tierra. De donde deduce Lapparent que siendo de 40 a 50 kilómetros el espesor total de los sedimentos (actualmente se evalúan sólo en un espesor medio de 30 kilómetros), se habrán necesitado de 600 a 800 millones de años para su formación. Según Geikie, oscilando el espesor medio entre 40 y 50 kilómetros, y exigiendo cada metro de sedimento, para formarse, de 3.000 a 20.000—Lapparent dice que necesita sólo 2.000 años—, se habrán necesitado de 120 a 1.000 millones de años. Modernamente han tenido que modificarse un tanto estas cifras de Lapparent y Geikie, pues determinaciones más recientes han demostrado, entre otras cosas, que sumando la acción mecánica de todos los ríos y mares, las aguas arrastran anualmente de los continentes, no 17, sino sólo 12 kilómetros cúbicos de materiales.



La duración relativa de las eras se calcula a base del grosor relativo de los sedimentos, y repartiendo los 40 millones de años, en la misma proporción, entre las cuatro eras geológicas, se tiene:

ERAS	DURACIÓN RELATIVA AÑOS	DURACIÓN ABSOLUTA AÑOS
Primaria .....	12	30.000.000
Secundaria .....	3	7.500.000
Terciaria .....	1	2.500.000
Cuaternaria .....	0,075	140.000

A continuación traigo los resultados hallados por eminentes Geólogos, basándose en el método sedimentario.

#### EDAD DE LA TIERRA

AUTOR	MILLONES DE AÑOS
Dana (1875) .....	45 a 50
Lapparent (1840) .....	64 a 90
Lapparent .....	600 a 800
H. Hutchinson (1892).....	600
M. Gee (1893).....	1,584
A. Geikie (1899).....	100
W. N. Russel (1921).....	8
A. Holmes (1927).....	80 a 350
Louderback (1936) .....	10 <sup>8</sup> y 10 <sup>4</sup>

#### EDAD DESDE EL CAMBRICO HASTA HOY

AUTOR	MILLONES DE AÑOS
S. Houghton (1880).....	130
H. Hutchinson (1892).....	600
C. D. Walcott (1893).....	70
Mellard Reard (1893).....	6
M. Gree (1893).....	44
C. D. Walcott (1900).....	44
W. J. Solas (1909).....	33
A. Holmes (1913).....	350

#### EDAD DE ALGUNOS PERIODOS

AUTOR	TERRENO	AÑOS
Paulov (1921) .....	Diluvium .....	1.000.000
Paulov (1921) .....	Mioceno .....	40.000.000
Paulov (1921) .....	Jurásico .....	440.000.000
Paulov (1921) .....	Cámbrico inf....	1.140.000
Geer (1934) .....	Mioceno .....	264.000.000
Dorn (1937) .....	Carbonifero ....	205.000.000
Hult .....	Holoceno .....	8.640
Geer (1934) .....	Holoceno .....	8.640
Dana .....	Cuaternario ....	150.000
Lapparent .....	Cuaternario ....	150.000

MÉTODO DE LA SALINIDAD DE LOS OCÉANOS.—Una de las más notables tentativas de evaluar la edad de la corteza terrestre es la del célebre astrónomo Halley, en 1715; se basa para ello en la actual salinidad de los océanos.

Contra la creencia vulgar, se comprende fácilmente que nuestros océanos no han sido productores de sal, sino, por el contrario, consumidores de la que le suministran las corrientes de aguas continentales. En efecto: el primer océano, como producido por condensación de agua vaporizada, no debió tener salinidad apreciable alguna. Si ahora es salado, ello se debe al cloruro de sodio que los ríos, arroyos y demás corrientes le aportan al desembocar en los mares; es decir, al que estas corrientes de agua roban a los continentes en su trabajo constante de erosión y disolución. Por tanto, si conociéramos cuánta sal llevan disuelta anualmente los ríos al desembocar en los océanos y la cantidad total de sal contenida en éstos, dividiendo ésta por aquélla tendríamos el número de años que duró el aporte, es decir, la edad de los continentes desde la constitución del primer océano.

Aun cuando, según hemos antes indicado, la idea de este procedimiento se debe a Halley, no obstante, hasta los tiempos modernos no se llegó a conclusiones aceptables, distinguiéndose principalmente en estos estudios el químico irlandés Joly (años 1899 y 1900). La cantidad de sales sódicas arrastrada por los ríos al mar se evalúa en unos 150 millones de toneladas al año, y teniendo en cuenta que la cantidad de sal marina llega a la exorbitante cifra de 10.000 billones de toneladas, deduce el mencionado Joly que la antigüedad de los océanos se remonta a 70 millones de años.

Posteriormente los Geólogos han rectificado algún tanto esta cifra, y así por este método nos encontramos con los resultados siguientes:

AUTOR	MILLONES DE AÑOS
Joly (1889) .....	70
W. J. Sollas (1909).....	80 a 150
G. F. Becker (1910).....	50 a 70
F. W. Clarcke (1920).....	89,2
F. C. Chamberlin (1922)...	100
Clarcke (1931) .....	99
Spencer. Murata (1938).....	600

Como se puede fácilmente colegir por la simple consideración de la gran variedad de conclusiones sacadas, difícilmente podrán resistir los dos métodos geológicos ante expuestos el examen de una crítica imparcial y serena. En efecto, los métodos sedimentarios presuponen que las fuerzas que intervienen en la modificación de la corteza terrestre actúan siempre con igual intensidad, cuando, según hemos indicado anteriormente, los agentes geológicos, si bien siempre los mismos en naturaleza, varían profundamente en la intensidad de su actuación conforme al régimen climático de cada período geológico y también a la paleogeografía de los mismos es decir, conforme la mayor o menor extensión de tierras que haya expuestas a la sedimentación y erosión de cada edad. Y como sabemos que todos estos factores determinantes de la sedimentación han variado extraordinariamente a través de las eras geológicas, malamente podemos deducir lo que haya ocurrido en tiempos pretéritos por lo que vemos acontece en la actualidad. Además, aun en el supuesto, que no se puede admitir, de que las fuerzas geológicas hubiera actuado con la misma intensidad en los distintos períodos:

podríamos medir el tiempo invertido en las distintas formaciones sedimentarias, pero en manera alguna determinar el espacio de tiempo que ha mediado entre unas y otras formaciones. Por todo lo cual no podemos sino concluir que los métodos estratigráficos y de salinidad de los océanos no son cronómetros regulares, exactos para determinar la edad geológica.

### Métodos físicos

Estos métodos, de fundamento más científico, evalúan la edad de la Tierra prescindiendo de consideraciones geológicas. Se refieren también a dos clases de fenómenos: primero, al tiempo que debió transcurrir desde la formación por enfriamiento de una capa sólida en la Tierra, suficiente para la vida de las plantas y de los animales; y segundo, al valor del acortamiento del radio terrestre, deducido de los plegamientos de la corteza.

El método que se funda en el enfriamiento terrestre fué ideado por Lord Kelvin. Este autor parte del principio que la Tierra, una vez constituida como planeta con su débil corteza envolvente, necesitó muy pocos años para que su temperatura bajara desde 1.200° a 100°, y supone que desde entonces la Tierra se enfrió, como un cuerpo sólido que pierde calor por conductividad. Hizo experiencias con rocas fuertemente calentadas, dejándolas enfriar y anotando la pérdida de temperatura a distintas profundidades. Partiendo del aumento de temperatura en profundidad, es decir, del grado geotérmico medio, que es de 1° por cada 34,5 metros, dedujo que desde los 300 kilómetros de profundidad la temperatura debía ser constante, y que para llegar la litosfera al estado actual de enfriamiento debieron de haber transcurrido unos cien millones de años.

Poisson, partiendo de la base de que la temperatura inicial de la Tierra era de 3.000°, halla la edad de 108 millones de años.

Los resultados obtenidos por este procedimiento son los siguientes:

AUTOR	MILLONES DE AÑOS
Lord Kelvin (1862).....	100
Lord Kelvin (1899).....	10
Davinson (1893) .....	100
G. H. Darwin (1893).....	100
M. Reade (1893).....	100
C. F. Becker (1910).....	60
Koenisberger (1910) .....	30
Tolman (1936) .....	10 <sup>3</sup> a 10 <sup>4</sup>
Richard (1936) .....	10 <sup>3</sup> a 10 <sup>4</sup>

La incertidumbre de estos métodos proviene, según se deja entender: primero, de ignorarse la temperatura inicial de la Tierra; y segundo, de la imposibilidad de poder calcular la velocidad de enfriamiento después de la formación de la corteza, pues en la superficie terrestre no puede apenas tener influencia el calor interno desde los tiempos biológicos, por el espesor y poca conductibilidad de los materiales de la litosfera.

Pero lo que ha venido prácticamente a despojar de todo fundamento a este método es el descubrimiento, a fines del siglo pasado, de las sustancias radiactivas en los materiales de la corteza terrestre, que desprendiendo constantemente

cierta cantidad de calor, contribuyen a aumentar el calor terrestre, producido por irradiación del calor interno del Globo. Ejemplos de esto los tenemos en las minas de Idria, que son especialmente radiactivas, y donde el grado geotérmico es de 1° por 100 metros de profundidad. Cosa análoga se observó en la perforación de los túneles del Simplón y Sangotardo y en las minas de sales potásicas de Cataluña, cuyas alteraciones del grado geotérmico se ha comprobado que son debidas a la radiactividad  $\beta$  del potasio, lo que ha obligado en Cardona, cuando no se dispone de fuerte ventilación, a adoptar métodos propios de laboreo (2) para evitar en los tajos las elevadas temperaturas, que correspondían a los 600 y 700 metros de profundidad.

El otro método físico es el del acortamiento del radio terrestre. Kudzky, fundador de este método, lo razona de la manera siguiente: Comienza por determinar el flujo de calor perdido por la Tierra, y encuentra una pérdida de 52 calorías-gramo cada año por centímetro cuadrado, deduciendo de aquí que el coeficiente de dilatación de los materiales de la corteza terrestre es de unas cuatro centésimas de milímetro por año, y como supone que la contracción ha sido uniforme a través de los períodos geológicos, afirma que la edad de la Tierra es de 3.000 millones de años. El valor del acortamiento del radio terrestre lo deduce de los plegamientos de las montañas, o sea de la extensión que tendrían los estratos si no estuvieran plegados, e infiere la compresión ejercida por los mismos al plegarse, y de aquí el acortamiento del radio terrestre.

Por este método se han obtenido los resultados siguientes:

AUTOR	MILLONES DE AÑOS
Kudzky (1895) .....	200
Kudzky (1901) .....	500
Kudzky (1901) .....	3.000
W. Philips .....	400

### Métodos astronómicos

Algunos de los métodos astronómicos ideados para calcular la edad de la Tierra, son no menos inciertos que los anteriores. Los principales son los dos siguientes: El de Mayer Eymer y el de Darwin.

El método de Mayer Eymer, llamado *precesional*, fué propuesto en 1884. Este método se funda en la hipótesis de que a consecuencia de la precesión de los equinoccios, los hemisferios boreal y austral de la Tierra atraviesan sucesivamente cada 21.000 años una fase de mares elevados y otra de mares en descenso, por quedar desplazado el centro de gravedad de la Tierra, como consecuencia de la acumulación de hielos y nieves en el hemisferio más frío, y de aquí, sea de esta emersión o retroceso periódicos de las aguas, deducen la edad de los períodos geológicos. Mayer Eymer aplica estos principios a la Era Terciaria, señalando su edad en 350.000 años.

Estos valores difieren mucho de los de Dana (tres millones), que en general son ya bajos; por esto Lappare hace la crítica de este método diciendo que es imposible que fenómenos tan complejos como los de la Era Terciaria pudiesen producirse en un espacio de tiempo que, según la mayoría de los autores, sería insuficiente para la Era Cuaternaria.

G. H. Darwin, hijo del célebre naturalista Carlos Darwin, fundándose en consideraciones de mecánica celeste, cuya exposición no juzgo de este lugar, concluye que el tiempo que necesitaría la Luna para apartarse de la Tierra la distancia actual, o sea 60 radios terrestres, es de 56 millones de años.

Emilio Belot, en 1911, expone un nuevo método astronómico en su "Essai de Cosmologie tourbillonnaire" y en "L'origine des formes de la Terre et des Planettes", cuya exposición omito por no alargar mucho esta primera parte de la Memoria, y porque los autores, entre ellos E. Poincaré, no conceden valor a este método.

Por métodos astronómicos se han obtenido los resultados siguientes:

Mayer Eymér (1884) a la Era Terciaria da una edad de 350.000 años; G. H. Darwin dice que se necesitan 58 millones de años para que la Luna se separe de la Tierra la distancia actual de 60,3 radios terrestres. H. Jeffreys dice que la Tierra se separó del Sol 10.000 años antes que la Luna de la Tierra; el mismo autor, por la órbita de la Luna, calcula la edad del sistema solar en 4.000 millones de años. Ernesto W. Brown admite la compatibilidad de 2.000 millones de años con las conclusiones astronómicas. R. D. Evans, en 1939, dice que son aceptables, desde un punto de vista astronómico, todos aquellos valores que den como mínimo  $10^9$  a  $10^{10}$  años. Lo mismo dice Gutemberge en 1936, y en el mismo año, Rolmes asigna a la Tierra la edad de 2.000 a 3.000 millones de años, cifra que concuerda con la anterior de  $10^9$  a  $10^{10}$  años. Edigton le señala 2.600 millones de años a la Tierra. Whitrow, en 1940, asigna al Universo la edad de  $2 \times 10^9$  años. El Observatorio de Harvard, también en 1940, señala al Universo una edad comprendida entre  $10^{10}$  y  $10^{11}$  años.

### Método biológico o paleontológico

Este método se basa en la velocidad del desarrollo de los seres vivos, o sea tiene por fundamento el principio de la evolución de las especies, de cuya aplicación pretende deducir el tiempo que se necesitaría para que los seres vivos alcanzasen el desarrollo que presentan a través de las edades geológicas. En este sentido han realizado trabajos W. D. Mathew, Lyell, Daque y otros.

Lyell, partiendo de la evolución de los moluscos, y teniendo en cuenta que en el azoico no era posible la vida, asigna a la Tierra una duración de 80 millones de años. W. D. Mathew toma como base del desarrollo el *Phylloequidae* y afirma que, según este método, la Era Terciaria habría durado 85 veces más que lo que va del pleistoceno nuestros días.

Mas como quiera que el desarrollo progresivo de la vida en un tipo determinado no podemos considerarlo como constante, sino más bien influenciado por las profundas variaciones climáticas y ecológicas que sabemos han existido a través de la historia de la Tierra, hemos de decir que el método biológico no es buen cronómetro para medir la duración de los períodos geológicos. Por todo esto ha podido Schucher resumir todos los estudios hechos sobre este particular diciendo que "la evolución orgánica no es buen procedimiento para determinar la edad geológica".

### Métodos radiactivos

La diversidad extraordinaria de conclusiones y la inaceptabilidad de muchos de los métodos enunciados ha hecho que, desde principios de este siglo, se haya trabajado por en

contrar un procedimiento que permitiera conciliar las determinaciones de los Geólogos. Esto parece haberse alcanzado mediante los métodos radiactivos.

La determinación de la edad geológica por métodos de desintegración atómica natural fué concebida, aunque no publicada, por Pierre Curie y M. Laborde en 1903, y anunciada independientemente en 1904 por E. Rutherford de Montreal (Canadá), e introducida en la Ciencia, apoyada en hechos empíricos, por B. Boltwood, de Chicago, en 1905. Estos métodos dan a la Tierra una edad que oscila entre 10 y 20 veces la señalada por los métodos que más sólidos fundamentos de certeza poseen, y han alcanzado tal estado de perfección que permiten sea un hecho la concordancia de los resultados obtenidos en distintas circunstancias y por distintos autores, pues todas las determinaciones hechas por él están perfectamente de acuerdo, salvo algunas excepciones que aparecen justificadas; por ello, en la actualidad es el método más útil para el geólogo, permitiéndole distinguir por medio de números las partes antiguas y modernas del planeta, así como enunciar su edad en cifras, dando la evaluación estratigráfica por una medida en años. Para hacer las medidas se utilizan los elementos radiactivos, que afortunadamente para el Geólogo están extraordinariamente dispersos, permitiéndole medir la edad de gran número de minerales y rocas.

Este método se basa en la relación que existe entre la edad de un mineral radiactivo y los productos de desintegración del elemento químico, origen de la familia radiactiva. La singular ventaja del método radiactivo consiste, según se ha podido comprobar, en que las transformaciones radiactivas naturales se producen con velocidad constante e independientemente de influencias extrañas, cosa que no sucede con los principios en que se basan los otros métodos.

Los elementos radiactivos emiten radiaciones, que acaban

por determinar su desaparición y la creación de elementos nuevos; estos cambios van siempre acompañados de una o más radiaciones, cuya energía puede medirse exactamente siguiendo paso a paso la transformación del elemento radiactivo. La desaparición y creación de estos cuerpos son producidas por modificaciones de los átomos mismos de dichos cuerpos; en algunos casos, la transformación consiste en un fragmentación del átomo en otros dos, uno de los cuales es un átomo de un cuerpo nuevo y otro un átomo de helio doblemente ionizado, que es la partícula  $\alpha$ . En otros casos, la transformación consiste en una modificación de la constitución interna del átomo, durante la cual son lanzados electrones gran velocidad, rayos  $\beta$ . Frecuentemente, el átomo nuevamente formado es aún inestable y se transforma de nuevo originándose de esta suerte una serie de transformaciones hasta llegar a un átomo estable. El número de átomos que se destruyen en la unidad de tiempo es proporcional al número de átomos existentes, y la fracción de átomos que se transforman se llama constante radiactiva, diferente para las distintas sustancias, pero la misma siempre para cada elemento radiactivo.

Strut fué uno de los primeros que propuso buscar en los circones de edades geológicas diversas la relación entre el peso del helio existente y el de la sustancia radiactiva no transformada, método que condujo a la cifra de 300 millones de años transcurridos desde el triásico a nuestros días. Calculó la edad de una esferosiderita del Oligoceno en 84 millones de años, y la de una hematites del Eoceno en 31 millones de años. Königsberg determinó la edad de una roca volcánica miocénica de la Auburnia, que resultó ser de sesenta millones de años, y la de un mineral radiactivo del arcaico de Ontario (Canadá), 600 millones de años.

FÓRMULAS DE LA EVOLUCIÓN Y CONSTANTE DE DESINTEGRACIÓN.—Como consecuencia de varias experiencias, se compr

bó que toda desintegración nuclear verifica una ley de la misma forma, con periodo particular característico, la cual vamos a deducir. Para ello representaremos por  $n_t$  el número de átomos de un elemento que tuviese una muestra en el momento  $t$ , letra que representa el tiempo transcurrido desde la formación del mineral primario, ya que este momento es el que tomamos como origen de los tiempos, y por  $\lambda_n$  la *constante radiactiva*, probabilidad de que un átomo del elemento considerado se transforme en la unidad de tiempo; la ecuación diferencial de la transformación es

$$dn = \lambda_n \cdot n \cdot dt \quad [1]$$

ya que ésta ha de ser directamente proporcional a la probabilidad de transformación, número de átomos y tiempo, la que resuelta da

$$\log n_t = \lambda_n \cdot t + C. \quad [2]$$

Si representamos por  $n_0$ , el número de átomos en el instante inicial, en el que, como no ha transcurrido tiempo alguno,  $t = 0$ , para que la ecuación [1] quede satisfecha se ha de verificar

$$\log n_0 = C \quad [3]$$

y sustituyendo este valor de C,

$$\log n_t = \lambda_n \cdot t + \log n_0 \quad [4]$$

donde  $\lambda_n$  es el coeficiente angular de la recta que representa el decrecimiento de  $\log n_t$  en función de  $t$ ; en forma exponencial,

$$n_0 = n_t \cdot e^{\lambda_n t} \quad [5]$$

El número de átomos  $m$ , que han evolucionado en el tiempo  $t$ , es igual a la diferencia entre los que existían en el momento inicial y en el considerado, es decir:

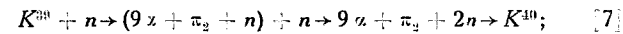
$$m = n_0 - n_t = n_t (e^{\lambda_n t} - 1) \quad [6]$$

Los valores de las constantes de desintegración son determinados en la actualidad, y podría caber la duda, con ocurre con los fenómenos geológicos, de que hubiesen variado a través de los tiempos, y como consecuencia nos encontraríamos al utilizarlos con que el valor que damos a las constantes no es el que verdaderamente deben tener, error que cometió E. Halley (1715) cuando intentó por primera vez deducir por un medio científico la edad de la Tierra, mejor dicho, la de los océanos.

Sin embargo, los valores que utilizamos para las constantes está comprobado que no han variado, gracias a las aureolas pleocroíticas o radihalos, de los cuales trataremos más adelante, pues permanecen inalterables sus radios o recorrido de las partículas  $\alpha$ , que son función de la duración de desintegración. Holmes afirma que las aureolas del U no han variado en un periodo del orden de  $10^9$  años, fundándose en que los halos del precambriano del Canadá, estudiados por Keer-Lawson (1923), muestran la misma forma que los del devoniano de Irlanda y los del terciario de los Alpes, estudiados por Hirschi (1920).

En los métodos radiactivos también podían presentarse causas de error, si en la Naturaleza se produjesen los siguientes fenómenos artificiales; O. Hahn y F. Strassmann (1939) (3) anunciaron que cuando el U y Th son bombardeados por neutrones, no solamente producen elementos transuránicos de corta vida media, sino que también se forman, al parecer otros de corta vida que terminan en un isótopo del Ba; aparentemente, el  $Ba^{139}$ , Xe y Cs o Kr y Rb, y también La, Sr e Yt, no estando plenamente determinada la naturaleza de proceso y especies atómicas formadas; fenómenos estudiados también por L. Meitner y O. R. Frisch (1939) (4) y por F. Joliot (1939) (5), confirmando ambos la producción de átomos ligeros.

Sabido es que si el  $K^{39}$  lo bombardeamos con neutrones se obtiene el  $K^{40}$ :



así es que por medio de la acción de los neutrones de origen cósmico sobre el  $K^{39}$  de la corteza terrestre, que es el 93,4 por 100 del total, se hubiera producido durante las pasadas edades geológicas un enriquecimiento del  $K^{40}$ , que entra en la proporción de 0,01 por 100, lo que se traduciría después en un aumento del  $Ca^{40}$ , dando edades falsas, y como consecuencia un aumento en los granitos antiguos del  $K^{40}$  con la edad, lo que estudió W. R. Smyth (1939) (6) en un granito puro muy antiguo de 666 metros de profundidad, comprobando que esta reacción no se verificaba en la Naturaleza.

Tanto uno como otro fenómeno podía tener origen en el neutrón, como partícula producida naturalmente, como acabamos de considerar para el Potasio, el cual se encuentra en los rayos cósmicos, pareciendo ser que el que tiene más eficacia en el fenómeno anterior es el pesado, mientras que los más comunes en los rayos cósmicos son los ligeros, lo que indica la pequeña probabilidad de que se produzca este fenómeno en la Naturaleza; en el K vemos que no se comprobó, y en el U y Th, que son tan escasos, no se ha comprobado hasta la fecha que se produzcan.

MÉTODOS GENERALES DE MEDIR LA EDAD POR DESINTEGRACIÓN ATÓMICA.—Los fenómenos radiactivos, de gran importancia para la Geología, aunque sólo los consideremos como manantial continuo de energías, productor del gran calor interno de la corteza terrestre y sus manifestaciones, como fenómenos volcánicos, orogénicos, etc., o como una constante exhalación de helio en la biosfera, o como productor ininterrumpido de isótopos del plomo y de algunos otros elementos, o interviniendo en la génesis de los petróleos,

según la hipótesis del Profesor S. Lind (1925), de Minneapolis, etc., para nosotros tienen un gran interés, ya que como consecuencia de esta desintegración atómica nos proporcionarían marchas generales para determinar las edades de minerales y rocas, pudiendo considerarse los minerales radiactivos como dice Hume, "cronómetros naturales, que miden la edad de la Tierra; cronómetros que son los más exactos para grandes periodos geológicos, y que relacionando su estudio con el paleogeográfico, deben lógicamente iniciar una división sintética de la Historia de la Tierra en períodos y eras distintas que las actualmente en boga".

Los principales métodos radiactivos empleados para determinar la edad geológica son los tres siguientes: *Método de las aureolas pleocroicas, método del helio y método del plomo.*

Como de estos tres métodos radiactivos, en nuestro trabajo únicamente empleamos el del plomo, que mide la edad con más exactitud, nos limitaremos a exponer este solo método, no sin antes dejar consignado que la importancia del método de las aureolas estriba en que este método es donde se demuestra la constancia de la desintegración atómica.

Todo método que pretenda ofrecer garantías de exactitud en la determinación de la edad geológica, ha de reunir las tres condiciones siguientes:

Primera. Ha de poderse medir la velocidad del fenómeno utilizado como medida del tiempo.

Segunda. Han de conocerse también las variaciones posibles de esta velocidad, el sentido de ellas y las causas que las producen.

Tercera. Debe poderse medir la variación total que provoca un medio cualquiera durante todo el tiempo de actuación del fenómeno elegido como medio de medida.

Aplicando estas condiciones a los métodos empleados



Geología histórica hasta principios del siglo actual, es forzoso reconocer que ninguno de ellos las reúne. Los métodos cronológicos no radiactivos, anteriormente expuestos, sólo pueden reunirlos cuando se refieren a períodos muy cortos y a zonas muy circunscritas.

El fenómeno que hoy se considera como más adecuado para medir la edad geológica es el conocido por método radiactivo del plomo, o sea la formación del Pb por desintegración natural de los átomos del uranio, y la acumulación de él en los minerales radiactivos encerrados en las rocas.

En 1907 descubrió Boltwoot que por desintegración del uranio se formaba siempre como producto final un cuerpo muy semejante al plomo, y que la proporción de éste era tanto mayor cuanto más antigua era la formación en que se encontraba el mineral. El Doctor San Miguel de la Cámara, en su trabajo "Cronología Geológica" (7), expone, diríamos que plásticamente, el método cronológico que nos ocupa, cuando dice: "La teoría del método del plomo puede comprenderse fácilmente con la siguiente sencilla comparación: Si tomamos un reloj de arena en el cual está aún toda la arena en el recipiente superior, y conocemos la velocidad con que la arena cae al inferior, podemos conocer siempre el tiempo transcurrido desde el estado inicial hasta el momento en que observamos la cantidad de arena que ha pasado al recipiente inferior y la que queda en el superior. De la misma manera, si analizamos un mineral de uranio y determinamos la cantidad que ha pasado a plomo y la que queda de uranio, como sabemos la velocidad con que el uranio pasa a plomo, podemos determinar el tiempo transcurrido desde el estado inicial, o sea de formación del mineral, hasta el momento del análisis. Actualmente se conoce con exactitud el proceso de desintegración del uranio, sus resultados y la velocidad con que se desarrolla, gracias a los tra-

bajos de Curie, Soddy, Fajans, Boltwoot y otros autores, que en estos últimos años trabajan con verdadero entusiasmo y gran afán en resolver los problemas físico-químicos de la radiactividad."

En los métodos radiactivos se cumplen plenamente las tres condiciones exigidas para la exactitud de todo cronómetro geológico: 1.<sup>a</sup> La velocidad de desintegración del uranio se conoce hoy con gran exactitud, y la del actinouranio y torio, con bastante aproximación; 2.<sup>a</sup> La producción del elemento final de familia radiactiva o el número de partículas  $\alpha$  producidas es constante a través de los períodos geológicos, conforme las enseñanzas de Rhutherford y Soddy, y 3.<sup>a</sup> La acumulación total de elementos finales de familia en un caso, o átomos de helio o impresiones producidas por las partículas  $\alpha$  en otros, en un mineral radiactivo de edad conocida, se puede determinar exactamente por medio del análisis químico, y con más exactitud mediante el análisis espectroquímico por tratarse de elementos ultradiluidos, o en el caso de las aureolas, midiendo la densidad de ennegrecimiento por métodos fotométricos.

Si consideramos el caso particular del plomo, que es el que vamos a citar, puede surgir la duda de si todo el plomo separado del mineral es radiogénico, o si hay en él plomo común preexistente; esta duda no invalida en modo alguno el método, pues se puede resolver pronta y fácilmente, ya que mediante el espectrógrafo de masas podemos conocer la composición isotópica del plomo existente.

MÉTODO DEL PLOMO.—*Plomo de radio, plomo de actinio y plomo de torio.*—Boltwood, en 1907, ya se dió cuenta de que los minerales de la misma edad tenían la misma relación  $\frac{Pb}{U}$ , aumentando ésta con la antigüedad, cuando comparaba minerales de distintas épocas geológicas, sugiriendo, como

Rutherford, la idea de utilizar esta relación para medida de las edades geológicas.

Si en el momento inicial el único elemento radiactivo es el U, y en éste consideramos sólo el UI, como un gr. de éste produce en un millón de años

$$\lambda_{UI} \cdot \frac{Rapb}{UI} = 1,52 \cdot \frac{206}{238} \cdot 10^{-4} \text{ g/año} = 1,32 \cdot 10^{-4} \text{ g/año} \quad [8]$$

de plomo de radio, la edad aproximada será dada por

$$\frac{Pb}{U} \cdot \frac{I}{1,32 \cdot 10^{-4}} = \frac{Pb}{U} \cdot 7,601, \quad [9]$$

representándose por Th el factor 7,601, y como Th produce al mismo tiempo y para la misma cantidad en peso de elementos radiactivos

$$\lambda_{Th} \cdot \frac{Th pb}{Th} = 4,99 \cdot \frac{208}{232} \cdot 10^{-3} = 0,436 \cdot 10^{-3} \text{ g}, \quad [10]$$

es decir, 33 por 100 de la que da el U, se puede escribir la fórmula bajo la forma

$$\frac{Pb}{0,33 Th} \cdot 7,601 \text{ años} \quad [11]$$

denominándose  $k$  a la constante 0,33, y si hubiese los dos elementos,

$$\frac{Pb}{U + 0,33 Th} \cdot 7,601 \text{ (años)} \quad [12]$$

fórmula que en realidad se debía corregir para la serie de actinio. En esta fórmula consideramos invariables a través de los tiempos geológicos las cantidades de U y Th, las que en realidad disminuyen de acuerdo con la fórmula [6], por lo que las [9] y [11] sólo se pueden considerar como aproximadas.

Al determinar la edad de los minerales uraníferos y toríferos de la misma época geológica, se ha podido comprobar que se encontraban algunas diferencias, que en algunos casos representaban la edad deducida para los toríferos menor en una cuarta parte que la de los uraníferos, lo que, además de a la influencia del AcU, quizá pueda ser atribuido en parte a que los minerales de Th, que parecen intactos hayan sido alterados; indicando Holmes "que en los minerales, el plomo de U debe existir como un compuesto relativamente insoluble, y que el plomo de Th debe existir como un compuesto más soluble".

Para aplicar esta fórmula suponemos que en el mineral que pretendemos medir su edad, que procuraremos tener constitución homogénea, la única alteración radiactiva de su formación haya sido la transformación natural, es decir, que ni se haya desprendido ni introducido ninguno de los elementos de las tres series de desintegración; es fácil la alteración de los minerales radiactivos, "que teóricamente—según Ellsworth—es debida a dos causas: primera, alteración interna debida a la autooxidación; segunda, alteración envolviendo corrientemente oxidación, hidratación y silicatización debido puramente a los agentes naturales externos". La primera es probablemente la causa inicial de la segunda, puesto que por autooxidación el volumen aumenta, ocurriendo probablemente que resulte un quebrantamiento, no solamente del mineral, sino de la roca que le sirve de caja, aumentando la permeabilidad a soluciones y gases; supondremos también que la roca encajante y mineral radiactivo son de la misma época geológica (en las rocas sedimentarias son anteriores a la formación de éstas), y sus condiciones geológicas y mineralógicas, perfectamente conocidas.

*Procedimiento general.*—Para determinar la edad geológica necesitamos valorar el número de átomos  $n_1$  en el mo

mento actual del elemento origen de la familia radiactiva, y  $m$  del final o estable; el de los orígenes de familias, se conoce por las tablas de isótopos el tanto por ciento en que entran actualmente; por la tabla de este año [8] vemos que entran en las siguientes proporciones: Th, 100 por 100; Lu<sup>176</sup>, 2,5 por 100; Sm<sup>148</sup>, 14 por 100; Rb<sup>87</sup>, 22,2 por 100; K<sup>40</sup>, 0,01 por 100, con lo que del valor total podremos deducir fácilmente el valor de  $n_t$

Si los elementos finales no están contaminados,  $m$  será el de los átomos que dé el análisis de los de fin de serie, y se tiene que la suma de ambos representa el número de átomos originarios, y por tanto,

$$n_0 = m + n_t = n_t \cdot e^{\lambda \cdot n \cdot t} \quad [13]$$

de donde,

$$t = \frac{1}{\lambda} \log \frac{m + nt}{nt} = \frac{T_n}{Lg 2} \cdot Lg \frac{m + nt}{nt} \quad [14]$$

o como figura en general con el fin de poder usar logaritmos decimales:

$$t = T_n \times 3.322 \times \log \frac{m + nt}{nt} \quad [15]$$

### Edad geológica máxima.

Para su determinación se necesita establecer varias hipótesis, siendo fundamental la que fija el punto de partida para el cómputo de los tiempos geológicos. Nosotros consideramos aquel en que se individualizaron los actuales elementos químicos, es decir, el momento desde que existen como tales el U, Th, Lu, etc., estuviera o no la Tierra en aquel entonces en el estado de planeta.

T. R. Wilkins (9) supone que, originariamente, el U y

AcU estuvieron en equilibrio radiactivo, considerando como tal equilibrio el que ambos producían simultáneamente el mismo número de partículas. o sea que

$$\frac{U_{I_0}}{AcU_0} = \frac{T_{UI}}{T_{AcU}} \quad [19]$$

en la que los símbolos representan el número de átomos de los elementos correspondientes en el origen de los tiempos geológicos, y T sus períodos; aceptando esta hipótesis, y teniendo en cuenta las fórmulas [5] y [16], se llega a que esta edad es  $3,7 \times 10^9$  años (1).

Russell (10) atribuye a todo el plomo de las rocas ígneas un origen radiactivo, aceptando esta hipótesis, así como la de que la composición de este plomo sea la del común, y teniendo en cuenta que hasta la fecha no se puede decir que el Pb<sup>204</sup> sea de origen radiactivo, el cual representa 1,5 por 100 del total, y que para sencillez en los cálculos no consideraremos el AcPb, que es el 22,7 por 100, queda reducida la proporción total del plomo, para los efectos de este cálculo, al 76 por 100; gracias a los estudios geoquímicos de Clarke y Stinger (11) se conocen las proporciones actuales de Pb,  $7,5 \times 10^{-6}$ , U,  $6 \times 10^{-6}$  en las rocas ígneas, y teniendo en cuenta que el Th produce menos plomo que el U, y que para referirlo a equivalencias del U durante un tiempo tan largo, el valor que se deduce para el coeficiente de reducción es 0,3, el problema queda limitado a aplicar la fórmula [5] al caso en que el Pb fuese  $5,6 \times 10^{-6}$  y el U,  $(6 + 4) 10^{-6}$ , lo que da una edad de  $3 \times 10^9$  años.

Se podían continuar estableciendo hipótesis y veríamos, caso de estar bien fundadas, que la edad deducida oscila entre 3 y  $3,7 \times 10^9$  años, figurando entre los minerales más antiguos de los analizados hasta la fecha una uranita de Sinyaya Pala-Carelia-U. R. S. S. de  $1,9 \times 10^9$  años, y una

monacita de Manitoba de  $1,7 \times 10^9$  años. De este método, expuesto tan brevemente, para deducir edades geológicas, en el que desde hace treinta y cinco años se están haciendo continuas investigaciones, se deben esperar nuevos avances en el campo de la Geología histórica, ya que, como dijo Vernadsky, "asistimos a los primeros progresos decisivos de la expresión precisa, en número de años, de la duración o antigüedad de los fenómenos geológicos, que sólo alcanza hasta el presente fechas por medio de evaluaciones de orden estratigráfico".

### Determinación de la edad de algunos minerales españoles por el método radiactivo del plomo

En España todo lo que se ha hecho sobre edad geológica por métodos radiactivos, antes de julio de 1936, han sido trabajos de divulgación. Después del Glorioso Movimiento Nacional han comenzado a realizarse trabajos cuidadosos y serios, relacionados con este interesante problema (12), (13), (14), (15), (16).

Como aplicación del método del plomo, en el presente trabajo, hemos estudiado nosotros la edad de una pechblenda de Sierra Albarrana (Córdoba), la de una betafita de la mina "La Coma" (Córdoba) y la de una torbernita o chalcólita de los granitos de Colmenarejos. La cantidad de plomo existente en el mineral la determinamos por análisis espectroquímico, y la cantidad de uranio, por el método ordinario de análisis químico.

### Edad de una Pechblenda

DETERMINACIÓN DEL PLOMO.—El mineral estudiado es un mineral muy puro. En primer lugar lo porfirizamos finamente para obtener de él los espectrogramas necesarios y comparar los con escalas de plomo de concentración conocida.

Para la valoración del plomo que determinamos por método espectroquímico, hemos empleado un *espectrógrafo* de la Casa Hilger, tipo "Litrow", modelo E. 1, del Instituto de Física "Alonso de Santa Cruz". Las características de su lente colimadora y de cámara, así como las del prisma de 30 grados que tiene en la cara posterior, son las siguientes

	CENTÍMETROS
Diámetro del lente.....	7,0
Distancia focal lente para 5.890 angstroms.....	170,0
Lados del prisma.....	9,3
Alto del prisma.....	5,4

Con una dispersión teórica en centímetros, a partir de los 8.000 angstroms, según la Casa constructora:

ANGSTROMS	CENTÍMETROS
8.000	—
5.000	5,6
4.000	11,4
3.500	16,3
3.000	24,6
2.500	38,9
2.000	67,0

La lente condensadora empleada es de cuarzo, convergente, de ocho centímetros de distancia focal de cada cara, y 3,2 centímetros de diámetro, situada a 28 centímetros de la rendija, que tenía una abertura de 0,02 milímetros.

Los electrodos empleados son de gran pureza, de la Casa Siemens, de cinco milímetros de diámetro y 20 centímetros de largo; en el de la parte inferior se ha practicado un cráter de tres milímetros de diámetro y 2,5 milímetros de profundidad, para alojar la sustancia objeto del espectrograma. El soporte para los electrodos es modelo del Instituto de Física, construido en sus talleres. La resistencia graduable, construida en los mismos talleres, es de 40 ohmios, y con ella se pueden emplear intensidades hasta de 15 amperios, necesarios para las grandes concentraciones piroeléctricas.

Los espectrogramas los hemos obtenido sobre película de cine "Eastman" positiva Kodak, los cuales se revelaron durante cinco minutos con un revelador que contenía 1,5 por 1.000 de mentol y 3 por 1.000 de hidroquinona, a la temperatura de 25 grados.

El ennegrecimiento de la película lo hemos medido por medio del *Microfotómetro de Moll*, de par termoelectrico, del Instituto de Física.

Obtuvimos un espectrograma de la pechblenda repitiendo dos veces la exposición de cada término; la zona utilizada fué entre 2.340 y 3.650 angstroms, y el orden de obtención de los espectrogramas fué: hierro de referencia, dos de la pechblenda y carbón utilizado como electrodo soporte, cada uno de dos milímetros de alto.

Para tener rápidamente una idea del Pb contenido en el mineral hicimos la siguiente escala de diversas concentraciones de plomo, empleando el óxido de plomo y el óxido de uranio, para acercarnos lo más posible al caso de los minerales estudiados:

TÉRMINOS	TANTO POR 100	Pb <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	UO <sub>3</sub>
1.º	30	0,36	0,64
2.º	20	0,24	0,76
3.º	10	0,12	0,88
4.º	5	0,06	0,94
5.º	1	0,012	0,988
6.º	0,5	0,5 del 1 %	0,5
7.º	0,1	0,2 del 0,5 %	0,80
8.º	0,05	0,5 del 0,1 %	0,5
9.º	0,01	0,2 del 0,05 %	0,80
10.º	0,005	0,5 del 0,01 %	0,5
11.º	0,001	0,2 del 0,005 %	0,80
12.º	0,0001	0,1 del 0,001 %	0,90

Con ella obtuvimos en la zona antes indicada dos serie de espectrogramas: en la primera el orden fué hierro, carbón electrodo soporte, términos 5.º al 1.º, y minio; y en la segunda, hierro, carbón electrodo soporte, términos del 12.º a 5.º, y minio.

Hecho el estudio comparativo, observamos que la densidad de ennegrecimiento de las rayas del Pb del problem están comprendidas por los términos 1-5 por 100. Repetimos el espectrograma de los términos comprendidos entre 0,5 y 5 por 100, intercalando además el término 2,5 por 10 por encontrarse el problema entre los términos 1 y 5 por 100 según comprobamos al comparar las películas anteriores. Los términos de la serie fueron: hierro, carbón electrodo soporte 0,5, 1, 2,5 y 5 por 100, y minio.

Hicimos una nueva escala tipo con los términos 3, 2, y 1 por 100, con 1 por 100 de Mo como testigo. De ella, y del mineral problema, obtuvimos un espectrograma, repitiendo los términos para mayor precisión. El orden fué: hierro, carbón eléctrico soporte, 1, 2, y 3 por 100, y pechblenda.

Observamos que la cantidad de plomo del mineral problema era ligeramente inferior al término 3 por 100 de la escala. Para mayor precisión, no nos limitamos al estudio comparativo anterior de las rayas del Pb del espectrograma, sino que hemos hecho un estudio más preciso y exacto de ellas mediante el microfotómetro. A continuación insertamos valores de las curvas correspondientes a las fotometrías de los términos de la escala del plomo y las del molibdeno, que usamos como término testigo, con los resultados obtenidos.

Pb %	Pb 2.576 A°							Mo A°				
	b	Log b	B	Log B	Log $\frac{B}{b}$	$\frac{A}{B}$	Log $\frac{A}{B}$	b	Log b	A	Log A	Log $\frac{A}{b}$
Probl.	12	1,133	36,5	1,562	0,449	-0,022		11,3	1,053	30,2	1,480	0,427
Probl.	13,5	1,130	31	1,491	0,361	-0,011		15	1,176	36	1,556	0,350
3	14	1,146	45	1,653	0,507	-0,196		11	1,041	22,5	1,352	0,311
3	14	1,146	63	1,799	0,653	-0,322		25	1,397	42,5	1,628	0,331
2	14,5	1,158	34	1,531	0,373	0,130		9,5	1,977	19	1,278	0,501
2	17	1,230	37,5	1,574	0,344	0,053		10	1,000	25	1,397	0,397
1	24	1,380	41	1,612	0,232	0,055		15,5	1,190	30	1,477	0,287
1	23,5	1,371	37,5	1,574	0,203	0,038		13,5	1,130	2,5	1,371	0,241

Cantidad de plomo = 0,46 por 100

Pb %	Pb 2.690 A°						Mo A°				
	B	Log B	b	Log b	Log $\frac{B}{b}$	Log $\frac{A}{B}$	A	Log A	b	Log b	Log $\frac{A}{b}$
1	310	2,491	235	2,371	0,110	1,893	280	2,447	170	2,230	0,217
1	340	2,532	265	2,433	0,109	1,916	335	2,525	220	2,342	0,183
2	372	2,571	290	2,462	0,109	1,939	355	2,550	240	2,380	0,170
2	292	2,465	225	2,352	0,113	1,929	275	2,439	180	2,255	0,184
3	285	2,455	215	2,332	0,123	1,911	285	2,455	175	2,243	0,212
3	215	2,332	155	2,190	0,142	0,002	145	2,161	110	2,041	0,140
Probl.	250	2,398	190	2,279	0,119	1,947	275	2,439	185	2,267	0,172
Probl.	380	2,580	290	2,462	0,118	1,947	400	2,602	270	2,431	0,171

Cantidad de plomo = 2,52 por 100.

De donde concluimos que la pechblenda estudiada tiene 2,49 por 100 de Pb.

DETERMINACIÓN DEL URANIO.—Los distintos métodos que se encuentran en los tratados científicos podemos agrupar en cuatro clases, atendiendo a las normas generales del análisis químico.

Son éstos los métodos gravimétricos, volumétricos, electrolíticos y los llamados especiales, que tienen aplicación en determinados casos.

Los métodos gravimétricos son los más antiguos; en ellos merecen citarse los que pesan el uranio al estado óxido, como los de Rose, y modificaciones del mismo estado de peróxido y al de fosfato. Estos procedimientos clásicos gozan de indudable exactitud, porque son lentos su ejecución y están sujetos a errores manuales.

Nosotros, en el caso de la pechblenda, hemos empleado el método de Patera (17) utilizado en los análisis técnicos de pechblendas de los yacimientos de Joachimsthal, y que según ha comprobado Winkler (18) da resultados bastante concordantes y suficientes en minerales, como los nuestros en uranio.

Los métodos volumétricos que empleamos en los análisis de la betaftita y la torbernita se basan en la oxidación de las sales uranosas con el permanganato potásico, con el iocromato potásico u otros oxidantes. Nosotros hemos empleado la acción del permanganato potásico, que nos ha dado resultados satisfactorios y que permite operar con bastante rapidez.

Por el método espectroquímico ya pudimos observar que el mineral tenía una cantidad de uranio ligeramente superior a 40 por 100; pero quisimos determinarlo con precisión por el método general de análisis químico.

Siguiendo el método de Patera, disolvimos en  $\text{NO}_3\text{H}$  1

peso conocido de mineral, evitando el exceso de ácido; luego disolvimos en agua el producto obtenido, sobresaturando con carbonato sódico y calentando a ebullición para disolver el óxido de urano y descomponer el bicarbonato de calcio y ferroso que pudieran encontrarse. El líquido filtrado, que no contiene más que indicios de metales extraños, se precipita con sosa, y obtuvimos uranato ácido de sodio, que lavamos un poco y secamos. Luego lo separamos del filtro y lo calcinamos, pusimos el contenido del crisol en un pequeño filtro aparte, y lo lavamos, secamos y calcinamos. El producto final obtenido es  $\text{NaO}_2\text{U}_2\text{O}_8$ , que según Patera contiene en 100 partes, 88,3 de  $\text{U}_3\text{O}_4$ .

Peso del mineral empleado..... = 0,6943 grs.

Peso del  $\text{NaO}_2\text{U}_2\text{O}_8$  hallado..... = 0,3642 grs.

Factor de conversión  $\frac{952,56}{1087,56} = 0,8758$

U contenido:  $0,3642 \times 0,8758 = 0,31896$  grs.

de donde

$$\frac{0,6943}{0,31896} = \frac{100}{x}; x = \frac{31,896}{0,6943} = 45,94 \%$$

Conocidas las cantidades de plomo y uranio existentes en el mineral, se puede determinar su edad por la fórmula general del tiempo.

$$t = T_n \times 3,322 \times \log \frac{m + n_t}{n_t}$$

$$t = 4,56 \times 10^9 \times 3,322 \times \log \frac{48,43}{45,49} = 411 \times 10^6 \text{ años.}$$

Según el ingeniero Sr. Carbonell, el yacimiento de esta pechblenda pertenece al carbonífero medio.

### Determinación de la edad de una betafita

El ejemplar estudiado procede de la mina "La Com (Córdoba); es un hermoso cristal muy puro, todo él betafita y de los elementos que accidentalmente suelen acompañar a este mineral no tiene ni hierro ni torio.

DETERMINACIÓN DEL PLOMO. — Del mineral, previamente porfirizado, pesamos 0,05 gramos, con los que obtuvimos espectrograma comprendido en la zona anteriormente dicha y cuyos términos fueron: hierro como término de referencia, carbón electrodo soporte, betafita y hierro.

Comparado el espectrograma de la betafita con los correspondientes de la escala del plomo, resultó que tenía una intensidad del término  $10^{-4}$ .

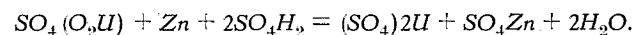
Como la cantidad de plomo es tan pequeña, sus rayos no tienen la suficiente densidad del ennegrecimiento para ser valoradas correctamente con el microfotómetro, ya que es por debajo de los límites de proporcionalidad con la cantidad disolvente; por ello, en este caso de la betafita no pudimos comprobar con exactitud microfotométricamente la cantidad de plomo existente; no obstante, para tener las máximas garantías hicimos un espectrograma de este mineral con 1 por 100 de molibdeno, junto con una escala de plomo que comprendía los términos 1 por 100, 1 por 1.000, 1 por 10.000. Medido con el fotómetro este espectrograma, nos dió los siguientes resultados:



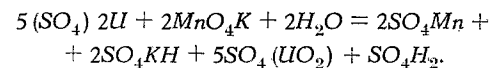
Longitud de onda: 2.823 Å					
Pb	b	Log b	c	Log c	Log $\frac{C}{B}$
Betafita .....	15	1,1761	22	1,3424	0,1663
1 %	15,5	1,1903	94	1,9731	0,7828
0,1 %	50	1,6990	87	1,9395	0,2405
0,01 %	66,5	1,8228	99	1,9956	0,1728

Por la razón anteriormente dicha, no podemos precisar con exactitud la cantidad de plomo; sin embargo, la fotometría nos revela que es inferior a 1 por 10.000, y mayor que 1 por 100.000, por lo que le señalamos 5 por 100.000 de plomo.

DETERMINACIÓN DEL URANIO.—Como hemos indicado antes, tanto en este caso como en el de la torbernita empleamos el método volumétrico. El método usado en principio se debe a Belohoubek (19). El mineral, una vez disuelto en  $\text{SO}_4\text{H}_2$ , se trata por cinc, con lo que se consigue transformar la sal de uranilo en uranosa. La reacción que tiene lugar es

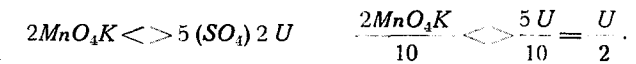


La sal uranosa se hace reaccionar con disolución de permanganato potásico, verificándose la reacción siguiente:



De esta reacción se deduce que dos moléculas de perman-

ganato potásico equivalen a cinco átomos de uranio; con dos moléculas de permanganato potásico corresponden 10 equivalentes, resulta que un equivalente de permanganato potásico, o sea un litro de la disolución normal de esta se corresponde a medio átomo gramo de uranio.



De donde se deduce que cada centímetro cúbico de disolución decinormal de permanganato potásico, equivale a 0,011907 gramos de uranio.

MANERA DE OPERAR.—El método ha sufrido muchas variaciones, y hemos tenido en cuenta los trabajos de Ewing y Wilson (20) más recientes. El procedimiento nos sirvió perfectamente para la valoración del uranio en la betafita, cuyo espectrograma ya nos había indicado un fuerte contenido de uranio; en cambio para la torbernita, como en su estudio diremos, tuvimos que introducir una pequeña modificación original.

Para verificar el análisis tuvimos que recurrir a los artificios especiales de las figuras 1.<sup>a</sup> y 2.<sup>a</sup>. Pesamos una cantidad inferior a un gramo de mineral, finamente pulverizado, y se disolvió con auxilio del calor en 10 cm<sup>3</sup> de  $\text{SO}_4\text{H}_2$ , diluido en su volumen de  $\text{H}_2\text{O}$ . La disolución se pasó al matraz F de la figura 1.<sup>a</sup> y se le añadieron dos gramos de granalla de cinc purísimo. Por la reacción entre el  $\text{SO}_4\text{H}_2$  y el cinc se produjo un abundante desprendimiento de hidrógeno, que redujo la sal de uranilo a uranosa. Durante este proceso, el líquido amarillento pronunciado fué pasando a un color verde oliva; el exceso de hidrógeno borboteaba en una disolución de carbonato sódico que se encontraba en el vaso, donde estaba sumergida la parte inferior del tubo c. La operación se dió por terminada al disolverse todo el cinc. El aparato de

la figura 1.<sup>a</sup> permite la reducción de la sal de uranio fuera del contacto del aire. Una vez que el líquido del matraz se hallaba completamente frío (lo dejamos toda la noche) desconectábamos el tapón *d* del matraz y lo sustituíamos por otro *d'* (fig. 2.<sup>a</sup>) provisto de dos tubos de vidrio, como se indica en dicha figura. A través de la rama no sumergida

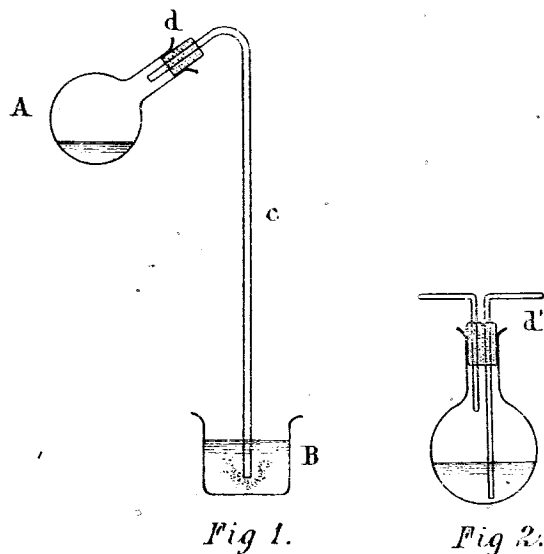


Fig 1.

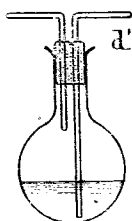


Fig 2.

en el líquido se hacía una succión rápida con una trompa de vacío; de esa manera se logra que pase por el líquido una fuerte corriente de aire, que desaloja el hidrógeno que queda disuelto en el líquido. El líquido contenido en el matraz se filtra y se recoge en un vaso de precipitado de unos 500 cm<sup>3</sup> de capacidad, donde se reúnen las aguas de loción correspondientes, y se diluye con agua destilada hasta unos 400 cm<sup>3</sup>. Sobre este líquido ya preparado se va añadiendo gota a gota disolución decinormal de permanganato potásico de una bureta, hasta la aparición de un tono rosado.

Cantidad de mineral pesado.....	0.7333 grs.
Centímetros cúbicos de MnO <sub>4</sub> K 0.1N.....	30.1
Cantidad de uranio.....	48.87 %

#### Edad

Con los valores de plomo y uranio hallados se puede y determinar la edad del mineral por la fórmula general

$$t = 4,56 \times 10^9 \times 3,322 \times \log \frac{50 + 0,005}{50} = 800.000 \text{ años.}$$

#### Determinación de la edad de una torbernita

DETERMINACIÓN DEL PLOMO.—El mineral cuyo estudio vamos a hacer era un ejemplar muy impurificado, procedente de los granitos de Colmenarejo (Madrid), por ello tuvimos que pulverizarlo, y luego separar cuidadosamente, a punta de aguja, las pequeñas partículas de torbernita. Hecho esto pulverizamos el mineral seleccionado, y de él obtuvimos el espectrograma, con una cantidad de 0,05 gramos, como en los casos anteriores.

Estudiada la intensidad de las rayas, y comparándola con la escala de plomo anteriormente usada, se pudo comprobar que la cantidad de plomo contenida en el mineral problema era un 1 por 1.000.

Para mayor exactitud repetimos el espectrograma anterior con 0,05 gramos del mineral más puro obtenido en la separación hecha previamente de los distintos minerales que componían el ejemplar. Este espectrograma lo obtuvimos en las mismas condiciones que el anterior. La interpretación de esta película nos dió la misma cantidad de plomo que en el caso anteriormente estudiado, o sea 1 por 1.000; lo que concuerda bien con el resultado obtenido en el análisis de

mineral para la determinación del uranio, que nos ha demostrado que si bien este segundo ejemplar tiene más cantidad de cobre que el anterior, no tiene mayor cantidad de uranio.

Hicimos un último espectrograma de la torbenita con 1 por 100 de molibdeno y una escala de plomo que comprendía los términos 1 por 100, 1 por 1.000 y 1 por 10.000, entre los cuales sabíamos que se encontraba el plomo del mineral problema; para la escala empleamos el minio, y como diluyente, el cloruro sódico. No nos limitamos a obtener un resultado semicuantitativo, comparando solamente las líneas de plomo del espectrograma, sino que hicimos el análisis cuantitativo llevando la película a medir por medio del fotómetro. El resultado de esta valoración lo consignamos en el cuadro siguiente:

Longitud de onda: 2.823 $\text{A}^{\circ}$					
Pb	b	Log b	c	Log c	Log $\frac{C}{B}$
Torbernitita ...	32,5	1,5119	59	1,7709	0,2590
1 %	15,5	1,1903	94	1,9731	0,7828
0,1 %	50	1,6990	87	1,9395	0,2403
0,01 %	66,5	1,8228	99	1,9956	0,1728

La cantidad de plomo, pues, existente en el mineral problema es 2 por 1.000.

DETERMINACIÓN DEL URANIO.—El método empleado es el mismo que en el caso de la betafita; mas como ya hemos

indicado antes, tuvimos necesidad de modificar el procedimiento, dada su escasa cantidad de uranio, que ya pudimos advertir al estudiar los espectrogramas para la valoración de plomo, y la pequeña cantidad de mineral disponible. Verificamos la disolución de la manera anteriormente descrita. En la reducción con el cinc observamos el fenómeno curioso de la precipitación al estado metálico del cobre que, naturalmente, hay disuelto, procedente del mineral, y que se separa en la filtración subsiguiente. La valoración se hizo con permanganato potásico centinormal, lo que nos valió mayor sensibilidad; cada centímetro cúbico de permanganato potásico centinormal equivale a 0,00119 gramos de uranio.

Cantidad de mineral pesado.....	0,3422 grs.
Centímetros cúbicos de $\text{MnO}_2\text{K}$ 0,01N.....	10,4
Cantidad de uranio.....	3,36 %

#### Edad

Conocidas las cantidades de plomo y de uranio existentes en el mineral, determinamos la edad por la fórmula general

$$t = 4,56 \times 10^9 \times 3,322 \times \log \frac{3 + 0,2}{3} = 424 \text{ millones de años.}$$

#### Consecuencia geológica y resultados obtenidos en la determinación de la edad por métodos radiactivos

El resultado obtenido en el estudio de la edad de los tres minerales anteriores, independientemente de la escrupulosidad que hemos empleado en su estudio, nos parece satisfactorio porque vemos una gran concordancia entre la edad de la

pechblenda de Córdoba y la torbernita de Colmenarejos. La primera con 411 millones de años y la segunda con 424, son sin duda del principio del carbonífero, lo que corrobora la hipótesis, hoy bastante seguida, de que las pegmatitas y los granitos españoles son de formación francamente paleozoica y arcaica. Las edades que para los minerales radiactivos de las formaciones graníticas dichas se deducen de la aplicación del método del plomo, sitúan la orogenia de su producción entre las eras tectónicas llamadas *caledónica* y *varisca*. Gonzalo Tarín, Cortázar, Dereim, Schriel, San Miguel de la Cámara (21) y otros, han llegado, por métodos geológicos, a idénticas conclusiones.

Sería muy interesante continuar esta serie de estudios con minerales radiactivos de formaciones graníticas de otras regiones de España, singularmente de Salamanca, Zamora y Galicia, para ver la antigüedad del granito y si ésta aumenta hacia el NO., llegando al valor máximo en Galicia.

La edad obtenida para la betafita de Córdoba, ochocientos mil años, es una prueba de la utilidad y del valor de este método. Se trata de un mineral de yacimiento francamente epigenético, mientras que los otros dos son singenéticos; por tanto, no caracteriza la edad de la formación granítica, sino la de la producción del fenómeno que lo formó. Ahora bien: ese fenómeno no puede ser otro que fumaroliano o hidrotermal y ha de haberse producido en relación con algún fenómeno geológico capaz de crear un período de esta naturaleza. A nuestro juicio éste ha podido ser la erupción de los basaltos que se encuentran formando diques en la Sierra de Córdoba, basaltos cuya edad es reciente, desde luego, dentro de la orogenia alpina.

**Resultados obtenidos por diversos autores en la determinación de la edad geológica de varios minerales períodos geológicos por métodos radiactivos**

*Edad de varios minerales:*

	AÑOS
R. W. Lanson, Circón, Precámbrico inferior.....	1.600.000.0
R. W. Lanson, Broogerita, Precámbrico medio.....	1.050.000.0
R. W. Lanson, Uraninita, Carbonífero.....	335.000.0
Jee Holmes (1939), Thorita Norvegian (Plomo).....	195.000.0
L. O. Martín (1939), Pegmatita (Helio).....	650.000.0
Quincy (1938), Pegmatita, Pretriásico.....	54.000.0
Braunly (1938), edad del Potasio.....	$2 \times 10^{10}$
Brewer (1938), edad del Potasio.....	$1,06 \times 10^{10}$
Brewer (1938), edad del Rubidio.....	$1,5 \times 10^{10}$
Kovarik (1939), edad del Thorio.....	$1,389 \times 10^{10}$
Urry (1937), Diabasa, Triásico (Helio).....	150-170.000.0
Urry (1937), Granodiorita, Jurásico (Helio).....	110-190.000.0
Starik (1937), Chlopenita de Transbaikalia (Plomo).....	193.000.0
Starik (1937), Chlopenita de Transbaikalia (Helio).....	132.000.0
Bruner (1938), Uranita de Canadá.....	890.000.0
Muench (1936), Monacita de Quebec (Plomo).....	388.000.0
Spence (1936), Monacita de Quebec (Plomo).....	391.000.0
Muench (1935), Firtolita de Bedford (Plomo).....	384.000.0
Lane (1934), Uranita, Wilbeforce.....	1.078.000.0
Kovarik (1934), Uranita, Wilbeforce.....	1.084.000.0
Arthur (1931), Pechblenda, Katanga, Precámbrico superior (Plomo) .....	600.000.0

	AÑOS
Arthur (1931), Uranita, Mosogoso. Precámbrico superior (Plomo) .....	615.000.000
Arthur (1931), Uranita, Precámbrico medio (Plomo).....	840-920.000.000
Arthur (1931), Circón, Precámbrico inferior (Plomo).....	1.430.000.000
<i>Edad de varias eras y períodos:</i>	
Urry (1936), Plioceno (Helio).....	13.000.000
Urry (1937), Mioceno (Helio).....	18.000.000
Urry (1937), Oligoceno (Helio).....	28-36.000.000
Urry (1937), Eoceno (Helio).....	57.000.000
Lane (1935), Terciario (Radiactivo).....	84.000.000
Urry (1937), Triásico (Helio).....	155-180.000.000
Urry (1937), Jurásico (Helio).....	150-170.000.000
Urry (1937), Cretácico (Helio).....	90-110.000.000
Dresser (1937), Carbonífero de Canadá (Helio).....	260.000.000
Urry (1937), Cámbrico (Helio).....	400-465.000.000
Urry (1937), Devónico (Helio).....	300.000.000
Urry (1937), Pérmico (Helio).....	230.000.000
Urry (1937), Paleogeno (Helio) .....	57.000.000
Urry (1937), Paleogeno (Plomo) .....	60.000.000
Urry (1937), Pérmico (Helio).....	230.000.000
Urry (1937), Pérmico (Plomo).....	225.000.000
Urry (1937), Devónico (Helio).....	300.000.000
Urry (1937), Devónico (Plomo).....	300.000.000
Urry (1937), Silúrico (Helio).....	345.000.000
Urry (1937), Silúrico (Plomo).....	365.000.000
Urry (1937), Cámbrico (Helio).....	440.000.000
Urry (1937), Cámbrico (Plomo).....	425.000.000
Fersman (1936), Plioceno (Helio).....	6.000.000
Fersman (1936), Mioceno (Helio).....	30.000.000
Fersman (1936), Mioceno (Plomo).....	70.000.000
Fersman (1936), Carbonífero inferior (Helio).....	146.000.000

	AÑOS
Fersman (1936), Carbonífero inferior (Plomo).....	450.000.0
Lawson (1936), Cámbrico inferior (Helio).....	581.000.0
Lawson (1936), Cámbrico inferior (Plomo).....	1.500.000.0
Fersman (1936), Precámbrico (Helio).....	710.000.0
Fersman (1936), Precámbrico (Plomo).....	1.400.000.0
Lane A. C. (1940), Era Psychozoica (Radiactivo).....	0 millones
Lane A. C. (1940), Era Cenozoica (Radiactivo).....	11-75.000.0
Lane A. C. (1940), Era Mesozoica (Radiactivo).....	200.000.0
Lane A. C. (1940), Era Paleozoica (Radiactivo).....	220-250.000.0
Lane A. C. (1940), Pérmico (Radiactivo).....	220.000.0
Lane A. C. (1940), Carbonífero (Radiactivo).....	278.000.0
Lane A. C. (1940), Devónico (Radiactivo).....	349.000.0
Lane A. C. (1940), Cámbrico (Radiactivo).....	422.000.0
Lane A. C. (1940), Beltiano (Radiactivo).....	550.000.0
Lane A. C. (1940), Eozoico (Radiactivo).....	616-900.000.0
Lane A. C. (1940), Eophytico (Radiactivo).....	{ 1.020.000.0 1.200.000.0
Lane A. C. (1940), Eobiótico (Radiactivo).....	{ 1.200.000.0 1.750.000.0
Lane A. C. (1940), Abiótico (Radiactivo).....	1.750.000.0
Evaus (1936), edad de la Tierra (Helio).....	{ 185.000.0 3.500.000.0
Jeans (1936), edad del Universo (Plomo).....	10 <sup>18</sup>
Holmes (1938), edad de la Tierra no menor de.....	1.900-2.000 ×
Libby, edad del Universo.....	1 × 10 <sup>10</sup>
Libby, edad de la Tierra.....	2 × 10 <sup>9</sup>
Eddington, edad de las estrellas.....	5 × 10 <sup>9</sup>
Popovici, edad del sistema solar (Astron.).....	1 × 10 <sup>10</sup>
L. de Azcona (1939), edad de la formación del uranio.	3,7 × 10 <sup>9</sup>
L. de Azcona (1939), edad de la individualización del plomo .....	3,5 × 10 <sup>9</sup>

	AÑOS
Jeffrey H. (1940), edad de la Tierra (Plomo).....	$3 \times 10^9$ y $10^{10}$
La Paz (1940), meteorito de Pultusk (Radiactivo).....	$5 \times 10^8$
Whitron (1940), edad del Universo (Radiactivo).....	$2 \times 10^9$
Barrell, edad de la Tierra (Radiactivo).....	$1,6 \times 10^9$
Wilkins, edad de la Tierra (Radiactivo).....	$3,085 \times 10^9$
Observatorio Howard (1940), edad del Universo (Astron.).	$10^{10} - 10^{11}$

En todos los valores encontrados se advierte generalmente una gran coincidencia entre las edades obtenidas para los diferentes terrenos y el orden de sucesión de los mismos, conforme con los principios de la Geología histórica. Para unos mismos terrenos resulta la edad algo superior cuando se utiliza el método del plomo que cuando se emplea el método del helio, lo cual, lejos de ser un argumento en contra del procedimiento, es más bien una lógica demostración de la bondad de los métodos radiactivos, pues existen menos probabilidades de haberse perdido plomo que helio en el transcurso de los tiempos.

Como justificación de las determinaciones obtenidas y bondad del método empleado, presentamos el siguiente cuadro de edades y períodos deducidos por la relación plomo-uranio, valores obtenidos por diversos autores, en que se demuestra que coincidimos en los resultados obtenidos, habida cuenta de los diversos períodos a que corresponden los minerales:

AUTOR	MINERAL	TERRENO	AÑOS	LOCALIDAD	$\frac{Pb}{U}$
—	Pechblenda	Eoceno .....	64.000.000	Colorado (E. U.).....	0,009
—	Pechblenda	Cretácico ....	—	Wyoming (E. U.).....	0,007
—	Pechblenda	Pérmico .....	196.000.000	Baviera .....	0,026
Leal .....	Pechblenda	Anterior al Carbonífero medio .....	411.000.000	Sierra Albarrana .....	0,054
Arthur ....	Pechblenda	Precámbrico superior ...	600.000.000	Katanga ....	—
Lawson ...	—	Carbonífero superior ...	335.000.000	—	—
Fersman...	—	Carbonífero inferior ....	450.000.000	—	—
Leal .....	Torbernita.	Carbonífero.	424.000.000	Colmenarejos	0,066
—	Pechblenda.	Precámbrico superior ...	800.000.000	Congo Belga	0,09
—	Pechblenda	Precámbrico inferior ....	1.275.000.000	Lake N. Canadá .....	0,197
Urry .....	—	Mioceno .....	18.000.000	—	—
Fersman...	—	Plioceno .....	6.000.000	—	—
Leal .....	Betafita ...	—	800.000	Córdoba .....	0,000

### Síntesis histórica de la Tierra

Resumiendo cuanto acabamos de exponer acerca de los distintos métodos de determinar la edad geológica y resultados obtenidos, podemos decir que de ellos se deduce que la edad de la corteza terrestre, en la opinión más probable, oscila entre 3.400 y 1.500 millones de años. Jeans (22) afirma que la roca más antigua que se conoce es una pegmatita de Eastern, Canadá, cuya edad se eleva a  $1230 \times 10^6$  años. Esto es lo que nos dice la radiactividad, y el Geólogo concluye que esta remotísima fecha corresponde a la Era Arcaica, pues en ella estaba ya formada la corteza terrestre. Entre los 1000 y  $500 \times 10^6$  años encontramos los primeros representantes de la vida en la Tierra, consistentes en diminutas y microscópicas algas, y entre los 500 y  $400 \times 10^6$  años se eleva la organización de la vida, apareciendo en este tiempo los gusanos, esponjas y peces de esqueleto cartilaginoso. Sigue a éste el período en que dominan las plantas criptógamas, y luego aparecen ya los reptiles gigantes, que por aquel entonces dominaron la tierra.

Propio de esta edad es el *Dimetron gigas*, enorme reptil carnívoro que vivió en América del Norte hace  $250 \times 10^6$  años.

Si continuamos leyendo en el libro de la Naturaleza, vemos que la transición de los períodos Pérmico y Triásico de la Geología corresponden a la edad de 200 millones de años, y el Jurásico, a  $150 \times 10^6$  años.

En este último período continúan los grandes reptiles y aparecen las primeras aves. Entre los 100 y  $80 \times 10^6$  años vivieron en América del Norte el *Triceratops*, reptil que tenía ocho metros de largo y tres de alto; el *Scolosauro*, reptil acorazado, el más fiero de los animales de entonces; el *Diplodocus*, uno de los mayores animales que han poblado la

Tierra, con 10 metros de alto y 30 de largo, y el *Pterodactylus occidentalis*, reptil volador, cuyas alas tenían seis metros largas.

Extinguidas estas especies de animales, comienza la era de los mamíferos antecesores de los actuales. Entre ellos está el *Arsinoitherium*, que vivió en Egipto hace  $25 \times 10^6$  años, especie de elefante-rinoceronte, de tamaño menor que los animales de la era anterior. En Asia y en Europa, en  $10^7$  y  $10^6$  años atrás, vivió el *Machaerodus*, animal mucho más fiero que los anteriores, aunque de más reducido tamaño; era una especie de tigre o león, mayor que los de hoy. Hace  $10^6$  años apareció en América del Sur el *Megatherium*, temible animal por su tamaño, pero inofensivo, que fue introducido a domesticidad por el Hombre. El Hombre aparece en fecha posterior, y la opinión más probable le asigna una antigüedad aproximada de 300.000 años, pues los primeros vestigios que tenemos de la presencia del Hombre en la Tierra se elevan al Prechelense, comprendido entre la segunda y tercera glaciación cuaternaria, o sea entre 425.000 y 240.000 años; en este tiempo ya se ve clara y manifiesta la huella de la Humanidad, como lo atestiguan, entre otros fósiles, la mandíbula de Mauer del *Homo Heilbergensis* que es de este período.

Resumimos en el cuadro sinóptico siguiente toda la historia de la Tierra:

MILLONES DE AÑOS	PERIODO	VIDA Y ENERGÍA TERRESTRES
0,3	Pleistoceno	Hombre.
26	Mioceno	Aves. Mamíferos.
200	Pérmico-Triásico	Vegetación moderna. Grandes reptiles.
400	Carbonífero	Peces.
	Devónico	Grandes criptógamas.
	Silúrico	
600	Cámbrico	Invertebrados.
800	Precámbrico	Vida primitiva.
1.000	Era Arcaica	Vida desconocida.
1.200		
1.800	Fase planetaria	Se forma la corteza terrestre.
3.570		Se forman los átomos más pesados. Uranio.
20.000	Fase estelar	Se forman los átomos del K.
> 20.000	En el principio de los tiempos, Dios crea la materia.	Creación de los elementos másicos del núcleo.

A imitación de Knopf, White y Moore (23), que representan en un cuadro general la duración de los terrenos geológicos y la edad absoluta de los mismos, resumimos nosotros también cuanto hemos expuesto anteriormente en el siguiente cuadro sinóptico, resumen de las conclusiones aportadas por estos autores y las halladas posteriormente por nosotros:

Millones años	FUTURO	DURACIÓN		EDAD Millones de años	VIDA Y ENERGÍA TERRESTRE	
		PERIODOS	Millones de años			
0	Era Cuaternaria	Pleistoceno	> 0,3	0,3	Hombre.	
60	Era Terciaria	Terciario	Super... 25 Infer... 35	60	Aves, mamíferos, vegetación moderna.	
140	Era Secundaria	Cretácico	Super... 50 Infer... 30	110	Grandes reptiles.	
		Jurásico	35	175		
		Triásico	25	200		
		Pérmico	40	240		
480	Era Primaria	Carbonífero	Super... 60 Medio... 50 Infer... 30	300	Peces y grandes criptógamas.	
		Devónico	40	490		
		Silúrico	Gotlandiense	30	520	Invertebrados
			Ortovicínico	70	590	
			Cámbrico	90	680	Vida primitiva
		1.140	Era Arcaica	Precámbrico superior	260	940
1.360		Precámbrico medio	200	1.140	Vida desconocida.	
		Precámbrico inferior	900	2.040	Se forma corteza terrestre.	
18.000	Era Pregeológica o Astronómica	Fase estelar	1.530	3.570	Se forman los átomos más pesados. Uranio.	
			16.430	20.000	Se forman los átomos de potasio.	
Desconocido	Principio	Principio de los tiempos: Dios crea la materia		> 20.000	Creación de los elementos másicos del núcleo	



### La edad de la Tierra y el Génesis (1)

El pensamiento humano, al investigar las causas de los hechos y fenómenos naturales, persigue siempre la explicación última de las manifestaciones energéticas del Universo. Es la tendencia natural del hombre a lo trascendente. Por esto, cuando nuestros conocimientos naturales tienen alguna conexión con las enseñanzas religiosas, eminentemente trascendentes, sentimos el afán, la inquietud intelectual, de hallar una conciliación armónica entre unas y otras enseñanzas, que no son sino manifestaciones polifacéticas de una sola verdad: el pensamiento del Creador.

Pocas serán las enseñanzas de la Ciencia que tan manifiestamente se relacionen con las afirmaciones de los libros revelados como las que respectan al origen de la materia y de los seres naturales, de los que abiertamente habla el libro sagrado del Génesis en la introducción, en el capítulo primero y en los versos primero, segundo y tercero del capítulo segundo; por ello, la cosmogonía mosaica es uno de los puntos que en todos los tiempos han tratado los sabios de conciliar con los conocimientos científicos. Para el judío Filón, el cielo y la tierra de Moisés, conforme con sus ideas platónicas, eran ya las ideas arquetipos del segundo cielo y la segunda tierra; Orígenes, representante de la escuela exegética de Alejandría, da un sentido alegórico al Hexamerón de Moisés; San Basilio, con los partidarios de la escuela de Edesa, le concede un sentido literal; San Agustín y Santo Tomás (24) participan también de las enseñanzas de la escuela de Edesa. Para Clifton, la narración hexamérica del Génesis se resuelve en un simple himno litúrgico; en cambio

(1) Este capítulo está aprobado por la Censura eclesiástica.

Bacuez y Vigouroux (25), Bougeau, el Cardenal González (26) y algunos grandes apologistas y exégetas modernos sostienen el sentido histórico literal del primer capítulo de Génesis, conforme con las enseñanzas de la Comisión Bíblica que en su respuesta de 30 de junio de 1909 dice: "Las varias teorías exegéticas que se han escogitado y defendido, en nombre de la Ciencia, para excluir el sentido literal histórico de los tres primeros capítulos del Génesis, no se apoyan en sólido fundamento."

En esta misma respuesta de la Comisión Bíblica, la Iglesia enseña que los días genesíacos pueden interpretarse como épocas o períodos de larga duración, pues dice: "En la denominación y duración de los seis días de que habla el capítulo primero del Génesis, puede tomarse la palabra *yom* (día), ya en sentido propio como día natural, ya en sentido impropio como cierto espacio de tiempo, pudiendo también libremente los exégetas disputar acerca de esta acepción." Conforme con estas enseñanzas de la Iglesia, los exégetas y apologistas católicos modernos han intentado armonizar las conclusiones de la Ciencia con las enseñanzas del Génesis, estableciendo un paralelismo entre los días genesíacos y los distintos períodos en que, según la Geología, se divide la Historia de la Tierra.

Nosotros en este trabajo pretendemos aportar nuevos datos a las afirmaciones de la Ciencia y de la exégesis católica, señalando, con ayuda de los actuales conocimientos de las Ciencias Naturales, duración en años a los días hexaméricos, cosa que no se ha hecho hasta el presente, que sepamos.

Consideraremos, con San Agustín, Santo Tomás y otros grandes exégetas, que en el principio, o sea antes de los días genesíacos, se creó la materia de la que están constituidos los núcleos de los átomos, a la cual sigue la formación de los átomos de los distintos elementos químicos a expensas

de ella, ya que no se pudieron formar los átomos antes que su propia materia; éstos, desde luego, lo fueron por orden de su complejidad: primero se formaron los más simples o ligeros y los de formación última fueron los más pesados. A la creación de la primera materia que integra el núcleo de los átomos, consignada en el primer versículo del Génesis, le señalamos una antigüedad mayor de  $2 \times 10^{10}$  años, por ser ésta la edad que los conocimientos del día de hoy asignan a la formación de los átomos de potasio, elemento químico más sencillo de los de radiactividad natural conocida, y por tanto, el más antiguo; al rubidio, posterior al anterior, le corresponde una antigüedad de  $1,5 \times 10^{10}$  años.

Las obras del primer día del Génesis, en que se hace la luz y se separa de las tinieblas, coinciden con la individualización de las nebulosas, la Galaxia entre ellas; durante él pasa la materia que había de formar la Tierra por la fase estelar o ígnea y de nebulosa incandescente. En este día se forman todos los átomos de los elementos químicos con la materia creada en el principio, y está a nuestro juicio comprendido desde antes de  $2 \times 10^{10}$ , en que se creó, el potasio, y después de  $3,6 \times 10^9$  años, en que se separó el plomo del uranio, razonando este límite más próximo a nuestros días por la igual composición isotópica del plomo común de las distintas nebulosas, lo que indica que su formación es posterior a esta diferenciación del plomo, ya que, en caso contrario, el uranio habría producido en cada una distinta cantidad de  $Pb^{206}$  y  $Pb^{207}$ , y la composición isotópica del plomo común sería, para cada nebulosa formada en un momento diferente, función de la relación en que estaban en el astro considerado el uranio y el plomo, y del momento en que la diferenciación se produjo, concepto concordante con el de Meyer (27) de que el plomo común no se originó en la Tierra; fenómeno análogo se hubiese podido observar con

los elementos estables de las otras cinco familias radiactivas restantes.

En el segundo día genesiaco se forma un firmamento que separa unas aguas de otras, lo que se puede interpretar como que en este día están formados dentro de la Galaxia los distintos soles, por tanto el nuestro y nuestro sistema planetario cada unidad estelar se lleva sus aguas; termina antes que la aparición del mineral más antiguo de los conocidos, que es  $2 \times 10^9$  años, ya que este mineral no pudo corresponder a segundo día por no existir el elemento árido.

En el tercer día aparece el elemento árido o tierra, separado de las aguas de debajo del cielo o mares, y se producen las primeras hierbas y árboles; comienza, pues, con el océano universal o pantanosa, que existe al finalizar el segundo día; se divide éste en distintos mares y se inician los terrenos sedimentarios, y comprende desde el final del anterior al movimiento herciniano.

En el cuarto día aparecen los astros del firmamento, consecuencia de una purificación de la atmósfera por la vegetación; abarca parte del Carbonífero al Jurásico inclusive, por lo que su fin corresponde a  $100 \times 10^6$  años.

En el quinto día se consigna el apareamiento de los grandes reptiles nadadores y voladores, y las primeras aves; comprende desde el Cretáceo al Mioceno inclusive, o sea que terminó hace  $30 \times 10^6$  años.

En el sexto día del Génesis aparecieron los mamíferos y se creó el hombre; abarca el Plioceno y Pleistoceno, teniendo el cercano límite de 300.000 años, en que la opinión más corriente de los Geólogos pone la aparición del hombre.

El séptimo día comienza inmediatamente después de creado el hombre, o sea hace 300.000 años, y continúa en la actualidad.

Resumimos en el siguiente cuadro las enseñanzas del Gé-

nesis de la Geología y las últimas afirmaciones de la Geofísica, referentes a la duración en años de los períodos geológicos, por métodos radiactivos:

DÍA	GENESIS	URANOLOGIA y GEOLOGIA	GEOFISICA Cómputo aproximado en años hasta el día de hoy	Duración aproximada en millones de años
En principio o ante-día...	Materia .....	Materia .....	$> 2 \times 10^{10}$	?
1.º	Luz .....	Elementos químicos y nebulosas .....	$> 2 \times 10^{10}$ a $< 3,6 \times 10^9$	20.000
2.º	Firmamento.	Individualización de la Tierra.....	$< 3,6 \times 10^9$ a $< 1,8 \times 10^9$	2.000
3.º	Tierra, hierbas, árboles	Elemento árido al Herciniano .....	$> 1,8 \times 10^9$ a $260 \times 10^6$	1.500
4.º	Se ven los astros .....	Cordillera herciniana al Jurásico inclusive .....	$260 \times 10^6$ a $100 \times 10^6$	160
5.º	Grandes reptiles y aves.	Cretáceo al Mioceno .....	$100 \times 10^6$ a $30 \times 10^6$	70
6.º	Mamíferos y hombres .....	Plioceno y Pleistoceno .....	$30 \times 10^6$ a 300.000	30
7.º	Descansó ....	Actual .....	300.000 y continúa	?

Vamos a comparar los datos que damos en nuestro trabajo con los más recientes de distintos autores, con el fin de poner de manifiesto su concordancia con las escalas que damos. Del primer día tenemos como citas interesantes:  $2 \times 10^{10}$ , que es el tiempo necesario para el equilibrio del  $K^{40}$  con el  $Ca^{40}$  deducido por Bramley (28);  $1,5 \times 10^{10}$  años, límite superior de la edad del Rb según Brewer (29);  $3,6 \times 10^9$ , calculado por López de Azcona para la diferenciación en aquel caos atómico del uranio del plomo

denominado común, diferenciación que Meyer calcula ocurre hace  $4,5 \times 10^9$  años.

Datos del final del primer día y principio del segundo son:  $10^{10}$  años, que da Chalmers (30) para edad del Universo, por cambio de las constantes gravíticas con el tiempo  $10^9$  a  $10^{10}$  años, deducido por Tolman (31) también para el Universo, por la desviación del rojo en el espectro de los objetos extragalácticos; Kuiper (32) calcula en  $10^9$  a  $10^{10}$  años la edad de la galaxia; por desintegración de las estrellas galácticas, Eddington (33) valora la edad máxima estelar en  $5 \times 10^9$  años, y por último Jeffreys (34), por desviación de rojo en el espectro, calcula una edad para el Universo de  $2 \times 10^9$  años.

Al considerar el final del segundo día y comienzo del tercero, hay varios datos que nos interesan también, tales son, por orden de sus valores: el del momento en que la Tierra estaba fluida, excepto su corteza, valorada por Jeffreys en  $10^{10}$  años; el valor deducido por Gutenberg (35) para edad de la Tierra, de  $10^9$  a  $10^{10}$  años, por cambio de su temperatura y condiciones elásticas; este mismo autor considera que la separación de la Luna de la Tierra acaeció en  $10^9$  a  $10^{10}$  años; Holmes (36) da  $2 \times 10^9$  a  $3 \times 10^9$  para edad de la Tierra y algunas partes del sistema solar; en un estudio de Evans (37) se hace un resumen de datos que valora la edad máxima de nuestro planeta entre  $1,8 \times 10^9$  y  $3,5 \times 10^9$  años, y para los meteoritos, de 0 a  $2,8 \times 10^9$  años; Starik (38) deduce la edad más probable de la Tierra, por combinación de métodos radiactivos, de 3 a  $4 \times 10^9$  años; para océanos y Luna, por estudio de las mareas, da Jeffreys menos de  $4 \times 10^9$  años, y para la Tierra, por acumulación del plomo radiogénico, menos de  $3 \times 10^9$  años.

La mejor manera de fijar el momento de la formación del elemento árido es la comparación de las edades de los

distintos minerales y rocas, ya que dicho momento corresponde al primero que existió, así es que será igual o mayor que el más antiguo de aquellos en que se han efectuado medidas, que son las uraninitas y monacitas de Carelia del Norte, que tienen una edad de  $1,8 \times 10^{10}$  años, según Khlopin y Vladimirova (39); es también interesante para este día el momento de la formación de los mares; entre los cálculos de este momento figuran los hechos por acumulación de la sal, problema muy complicado a causa de las grandes variaciones que tuvo la acumulación a través de los diversos períodos y cataclismos geológicos; Spencer (40) lo valora de  $5$  a  $7 \times 10^8$  años, que encaja perfectamente en nuestras escalas.

Para los demás días hay gran cantidad de trabajos existentes en perfecta concordancia, que no los citamos por no alargar demasiado esta nota, y desde luego citaremos únicamente la mejor fuente de información sobre este tema, que a nuestro juicio son los informes anuales del "Committee of the Measurement of Geological Time".

### Conclusiones

De todo lo expuesto en esta Memoria se deducen las siguientes conclusiones:

Primera.—El método radiactivo es el cronómetro más exacto para medir los tiempos geológicos: sus determinaciones muestran la mayor uniformidad de resultados.

Segunda.—Asignamos a una pechblenda de Sierra Albarrana (Córdoba), anterior al Carbonífero medio, una edad de 411 millones de años, determinada por el método del plomo. A una betafita de la mina "La Coma" (Córdoba), 800.000 años, también determinada por dicho método. Por

este mismo método hemos hallado la edad de una torbernita de los granitos de Colmenarejos, y le asignamos 424 millones de años de edad, todo lo cual nos permite asegurar que los granitos de Córdoba y Madrid son francamente paleozoicos o arcaicos.

Tercera.—Como nada enseña el dogma católico referente a la duración de los días genesíacos, conforme con las últimas investigaciones de la Ciencia señalamos duración de años a los días del Hexamerón, comprendiendo todo el tiempo transcurrido desde la creación de la materia hasta hoy entre más de  $2 \times 10^{10}$  años y la fecha actual.

Doy por terminado el presente trabajo; mas antes expreso mi gratitud al profesor Dr. Román Casares por la valiosa ayuda que nos ha prestado en los análisis químicos realizados; igualmente testimonio mi agradecimiento al Ingeniero de Minas y doctor en Ciencias D. Juan Manuel López de Azcona, que con su orientación y ciencia ha acompañado desde el principio la realización de este trabajo, lo mismo que al gran Geólogo y Catedrático ilustre Dr. San Miguel de la Cámara, que tanto honra esta Memoria doctoral apadrinándola, y tanto nos ha ilustrado con sus sabios consejos.

## Bibliografía

- (1) LÓPEZ DE AZCONA (J. M.): "Edad geológica máxima y algunas consecuencias de la hipótesis de Wilkins". 1939. *Anal. Soc. E. de F. y Q.*
- (2) LÓPEZ DE AZCONA (J. M.): "Los métodos de disolución de las minas de potasa". *Bol. Min. de Córdoba*, XXX-I-1934.—"Comunicaciones verticales por disolución". *Las Ciencias*, III, número 2, 1936.
- (3) HAHN Y F. STRESSEMAN: "Nachweis der Eutstchung altiver barciem-isotops aus uran und thorium durch neutronenbestrahlung nach-weusweiteretz aktiver bruchstucke urauspaltung". *Naturwis.*, XXVII, 1939.
- (4) FRISCH (O.): "Physical evidence por the division of heary nuclei ander neutron bombardoment".—*Nature*, CXLIII, 1939.
- (5) JOLIOT (F.): "Preuve experimentale de la ruptura explosiva des noyaux d'uranium et de la thorium sous l'action des neutrons". *C. R. CCVIII*, 341-43, 1939.
- (6) SMYTH (W. R.): "Cosmic says and radioactive potasium". *Phys Rev.* LV, 316, 1939.
- (7) SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (M.): "Cronologia geológica".
- (8) "Tabla internacional de los isótopos estables de 1939."
- (9) WILKINS (T. R.): "Bork at university of Rochester". 1937-1938.
- (10) RUSSEL (H. N.): "A superior limit of the age of the earth's cruts". *Proc. Roy Soc. London*, A. I. C. 1921.
- (11) CLARKE (F. W.) Y STEIGER (G.): "The relative abundance of several metallic elements". *I. Wash. Sci.* IV. 58.
- (12) LÓPEZ DE AZCONA (J. M.): "Radiactivity B of Lu. and spectrochemi-cal sensibility of Lu.". *R. of C. M. G. T.*, 1941.
- (13) LÓPEZ DE AZCONA (J. M.) AND LEAL LUNA (J.): "Spectroscopie sensibility of the elements that intervenè in the determination of geological age by atomic desintegration." *R. of C. M. G. T.*, 1940.
- (14) LEAL LUNA (J.): "Edad de la Tierra. Método radiactivo. Técnica espectroquímica." *Rev. Univer. de Madrid*, 1940.
- (15) LÓPEZ DE AZCONA (J. M.) Y LEAL LUNA (J.): "Algunas consideraciones sobre edad geológica." *A. de la R. S. de Fis. y Quím.*, 1941.
- (16) "Informes del Comité of the measurement of geological teine." 1923-1941.
- (17) PATERA: *Z. anal. Chem.*, 1865, V, 228.
- (18) WINKLER: *Z. anal. Chem.*, 1869, VIII, 387.
- (19) BELOBÓUBEEK: *Z. anal. Chem.*, 1867, VI, 120.
- (20) EWING Y WILSON (J.): *Am. Chem., Soc.*, 1931, LIII, 2.105.
- (21) CORTÁZAR (DANIEL DE): *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*. 1874.

- DEREIM (A.): "Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon". Lille, 1898.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (M.): *Bol. R. S. E. de Hist. Nat.*, 1912. Anuario III de la Junta de C. N. de Barcelona, 1918.
- (22) JEANS: *Through Space and Time*. Cambridge, 1934.
- (23) WHITE AND MOORE: *Natur. und Volk*. Maye 1935.
- (24) SANTO TOMÁS: *Sum. Theol.* Parte 1.<sup>a</sup>, cuartilla 70.
- (25) BACÚEZ ET VIGOUROUX: *Manual Biblique*. Paris, 1895.
- (26) CARD. GONZÁLEZ: *La Biblia y la Ciencia*. Sevilla, 1892.
- (27) MEYER (STEFAN): "Über das Alter der Sonne und über die Zerfallskonstante des Actinurans". *Forsch u. Forts.*, 1 febr. 1938, pág. 41.
- (28) BRANLEY (ARTHUR): "Estimates of the age of the planet from isotope ratios." *Phys. Rev.* LIII, 323, 1938.
- (29) BREWER (A. K.): "Age of matter as determined by the radioactivity of potassium and rubidium". *J. Wash. Acad. Sci.*, XXVIII, 416, 1938.
- LÓPEZ DE AZCONA (J. M.): "Maximum geological age and some consequences of the hypothe of Wilkins". *Report. of the Com. Geol. Time*. Washington, 1940, pág. 130, y *A. S. E. de F. y Q.* XXXV, 7, 1939.
- (30) CHALMERS (J. A.) & CHALMERS (BRUCE): "Age of the Universe." *Nature*, CXXXVI, 916, 1935.
- (31) TOLMAN (RICHARD C.): "The age of the Universe from the red shift in the spectra of extragalactic objects". *Science*, LXXXII, 53, 1935.
- (32) KUIPER (G. P.): "The age of the galaxy from the disintegration of galactic star clusters and binary stars". *Science*, LXXXII, 52, 1935.
- (33) EDDINGTON (A. S.): "Constitution of the stars". *Ann. Rep. Smithsonian Inst.* Washington, 1937, pág. 131.
- (34) JEFFREYS (H.): "The origin of the solar system". *Physics of the Earth*, VII, 11, 1939.
- (35) GUTENBERG (B.): "The age of the earth from the changes in its temperature and elastic properties". *Science*, LXXXII, 52, 1935.
- (36) HOLMES (A.): "Age of earth and of meteorites". *J. British Astr. Assn.*, XLV, 380, 1935.
- (37) EVANS (ROBLEY D.): "The age of the earth from radioactive disintegration and related problems". *Science*, LXXXII, 52, 1935.
- (38) STARICK (I. E.): "Earth's age by radioactive data". *Abs. Papers. XVII. Int. Geol. Cong.*, Moscow 1937, pág. 192.
- (39) KHLOPIN (V. G.) & VLADIMIROVA (M. E.): "Geologie age of Uraninites and Monazites from the Pegmatite Veins of North Karelia". *Rep. of the Comm. Meas. Geol. Time*. Washington, 1940, pág. 120.
- (40) SPENCER (A. C. O.) & MHRATA (K. J.): "Oceans half billion years old". *Science News Letter*. Enero 11, 1938.

## INDICE

	Páginas
Nota preliminar .....	1
Estado de la cuestión.....	2
Principios y métodos de la Geología Histórica.....	5
Métodos geológicos .....	8
Métodos físicos .....	14
Métodos astronómicos .....	17
Método biológico o paleontológico.....	19
Métodos radiactivos .....	19
Edad geológica máxima.....	30
Determinación de la edad de algunos minerales españoles por el método radiactivo del plomo.....	32
Edad de una pechblenda.....	33
Determinación de la edad de una betafita.....	41
Determinación de la edad de una torbernita.....	45
Consecuencia geológica y resultados obtenidos por métodos radiactivos .....	47
Síntesis histórica de la Tierra.....	54
La edad de la Tierra y el Génesis.....	58
Conclusiones .....	64
Bibliografía .....	67

J. M. RIOS

## RECOGIDA Y CLASIFICACIÓN ORDENADA DE MUESTRAS EN LOS TRABAJOS DE GEOLOGÍA

Cuando se trabaja en el material de las colecciones, bien de Museos o bien proveniente de trabajos geológicos, como hojas publicadas, etc., se observa cuán imperfecta es a menudo la designación de las localidades de origen.

En general se presta muy poca atención, en el momento de la recogida, a este detalle. Pero cuando se trata de confirmar en el terreno la existencia de un fósil o de una roca bien sea para labor de comprobación o bien para ampliar la recolección, no puede menos de tropezarse con dificultades cuando se halla que la designación de su origen está hecha en términos tan usuales como son: "en las proximidades de determinada casa", "alrededores de tal pueblo", "entre tal y cual sitio", designación que resulta excesivamente vaga. Esto obliga a perder mucho tiempo, y conduce a que con frecuencia la búsqueda resulte infructuosa. Puede llegarse en este caso incluso a dudar de la buena fe o de la competencia del autor de la cita.

Cuando se trabaja con mapas detallados, como ocurre ahora con tanta frecuencia, ya que la confección del mapa nacional a escala 1 : 50.000 avanza rápidamente, esto se puede y se debe evitar. La referencia puede ser tan exacta

como lo sea el plano, y la localidad de origen de cada ejemplar debe quedar registrada con toda precisión.

Durante una intensa campaña geológica de más de dos años de duración, hemos recogido muchos cientos de ejemplares, en su mayor parte fósiles, que hemos registrado y ordenado con un sistema que nos permite señalar inmediatamente en el mapa, y con toda exactitud, la localidad de que proviene. Lo hemos descrito en un reciente trabajo (1); pero en la forma en que lo presentamos ahora creemos haberlo expresado gráficamente con mucha mayor claridad.

La mayor parte de los geólogos ordenan en las libretas sus observaciones de campo, agrupándolas por estaciones numeradas en orden correlativo.

Las muestras se marcan, según el sistema que proponemos, como una estación más, con el número de orden que les corresponda. Por consiguiente, al fósil o paquete de muestras se le adhiere una etiqueta, en que se ha escrito el número de la estación, que como observación individual le corresponde.

Para catalogar las muestras conviene adoptar un criterio más general, con completa independencia del de su punto de origen, pero conservando, como es natural, la referencia de éste.

El sistema que describimos está sancionado por la práctica, y parece resultar cómodo y conveniente. Se comprende fácilmente consultando la figura. Un catálogo o libro registro del tipo representado en la figura, acoge en numeración indefinida todas las muestras.

Una vez que se regresa del campo, la etiqueta es sustituida por una mancha de esmalte, en la que se escribe el

(1) "Resolución práctica de los problemas auxiliares en los trabajos geológicos", por A. Almela, J. Garrido y J. M. Ríos. *Boletín Soc. Española Hist. Nat.* 1943.

número de catalogación que ordinalmente le corresponde. Para su inscripción en el libro registro se llenan los siguientes espacios: una casilla para la inscripción del número de catalogación; otra para la inscripción del género, especie y autotaxión una vez que se haya clasificado; otra para la formación que corresponde; otra para la descripción general del lugar de recogida, o sea la que usualmente se hace, que es incompleta, pero también necesaria; otra para el número de la estación, o sea el de la primitiva etiqueta de campo; otra para el nombre de la hoja; finalmente, otra para indicar el destino que se da al ejemplar: Museo, colección de la hoja, colecciones particulares, cambio, donativo, etc. Esta inscripción se hace en mucho menos tiempo que el que se necesita para describirlo.

Los rayados del libro mayor de contabilidad son aptos para este objeto.

Las ventajas del sistema son evidentes. Una, y no la menor, reside en el hecho de que cualquier ejemplar, dondequiera que esté, se puede identificar por su número, y no hay que temer extravíos de etiquetas o confusiones de caja. La más interesante es, sin embargo, la posibilidad de poder llegar al conocimiento exacto de la localidad de procedencia.

Este método, u otro cualquiera equivalente, podría adoptarse, al menos, para las muestras de las hojas geológicas escala 1 : 50.000, acompañadas entonces del mapa con las estaciones anotadas.

El método es muy poco laborioso, y desde luego más sistemático y ordenado que el sistema corriente de hojitas con designaciones más o menos precisas.



Nº de Catálogo	Genere	Especie	Autor	Tramo	Localidad	Estación	Hoja	Destino
796	<i>Stromatolites</i>	<i>Stromatolites</i>	1888		Boll de Bondren	971	Bañolas	Museo
797	<i>Stromatolites</i>	<i>Stromatolites</i>	1888		Primitivas de Valldary	163	Oliana	Hoja
798	<i>Stromatolites</i>	<i>Stromatolites</i>	1888		"	164	"	"
799	<i>Stromatolites</i>	<i>Stromatolites</i>	1888		"	165	"	"



167

N 55E / 24 N  
margos conto plesofoico.



162

" "



163

Margos azules. Fósiles



164

" " Sérpulas



165

" " Fosites

166

contacto de las margos con arenicas amarillas

Libreta de campo.



Hoja de campo.

Ejemplares catalogados.

J. GARRIDO

## NOTA SOBRE EL HALLAZGO DE UN YACIMIENTO DE CANGREJOS FÓSILES EN LA PROVINCIA DE HUESCA

Durante una excursión geológica realizada por el norte de la provincia de Huesca, tuvimos la suerte de encontrar un yacimiento de cangrejos fósiles que merece ser citado por la abundancia y buen estado de conservación de los ejemplares que en él se hallan, ya que hemos encontrado 46 individuos bien fosilizados y en los que se pueden apreciar bien los detalles de constitución.

El yacimiento está situado cerca del pueblo de Santa María, al norte de Barbastro, a ambos lados del río Vero. Se trata de un terreno margoso, bien estratificado, con buzamiento SE.; sobre estas capas se encuentran unas capas calizas duras con abundantes *nummulites*, que pasan lateralmente a una facies más margosa. (Lám. I.)

Los cangrejos encontrados pertenecen todos ellos a la especie *Harpactocarcinus punctulatus*. Desmarest; algunos de ellos alcanzan gran tamaño (97 milímetros de ancho por 80 milímetros de alto); la disimetría de las pinzas es muy notable, llegando a alcanzar en algunos casos la pinza derecha una longitud de 80 milímetros y una altura de 32 milímetros. Esta misma especie ha sido citada en el Eoceno del Castillo de Gurb (Vich) (1)..

(1) L. Via: "Los cangrejos fósiles de Cataluña". *Bol. Inst. Geológico* XL, pág. 57 (1941).

Junto con los cangrejos, o en capas no muy distantes estratigráficamente, hemos encontrado las especies siguientes (2):

*Alveolina subpirenaica*, Leym.

*Alveolina longa*.

*Nummulites granifer*, Douv.

*Nummulites perforatus*, Denys de Mont.

*Nummulites rouaulti*, d'Arch.

*Nummulites brogniarti*, d'Arch.

*Assilina exponens*, Sow.

*Discocyclina nummulitica*, Gump.

*Discocyclina corbarica*, Donc.

*Pleurotomaria nummulitica*, Leym.

*Cerithium*, sp.

*Cardita planicosta*, Lamk.

*Potamides peraubensis*, Conm.

*Cidaris subserrata*, d'Arch.

*Pleurotomaria nummulitica*, Leym.

*Serpula spirulea*, Lamk.

*Echinolampas ellipsoidalis*, d'Arch.

*Schizaster monserratensis*, Lamb.

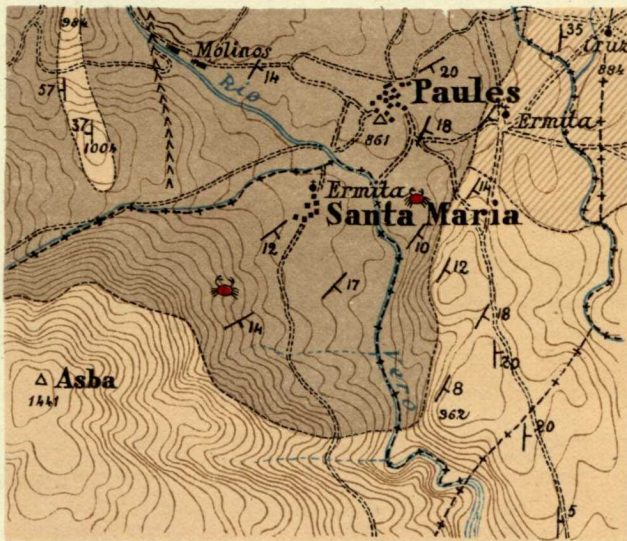
Estos fósiles, junto con consideraciones estratigráficas que no son del lugar, permiten clasificar estos terrenos como Lutecienses.

---




(2) En la recogida y clasificación de fósiles me han prestado valiosa ayuda los Sres. Almela y Ríos.


ESQUEMA GEOLÓGICO DE LOS ALREDEDORES  
DE LOS  
YACIMIENTOS ESTUDIADOS


Escala 1:50.000




Topografía de la hoja n.º 249 del Instituto Geográfico

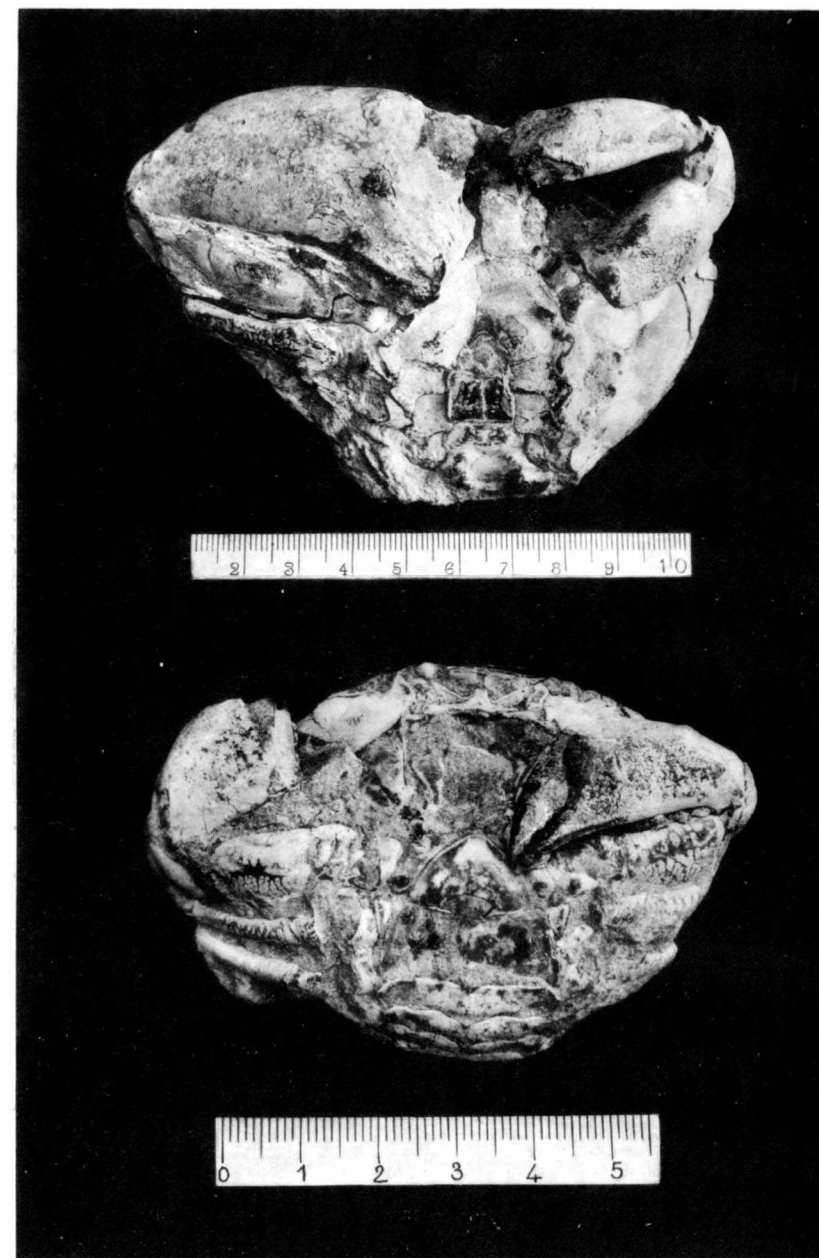
-  Calizas
-  Calizas margosas
-  Margas

 Dirección y buzamiento de las capas

 Anticlinal

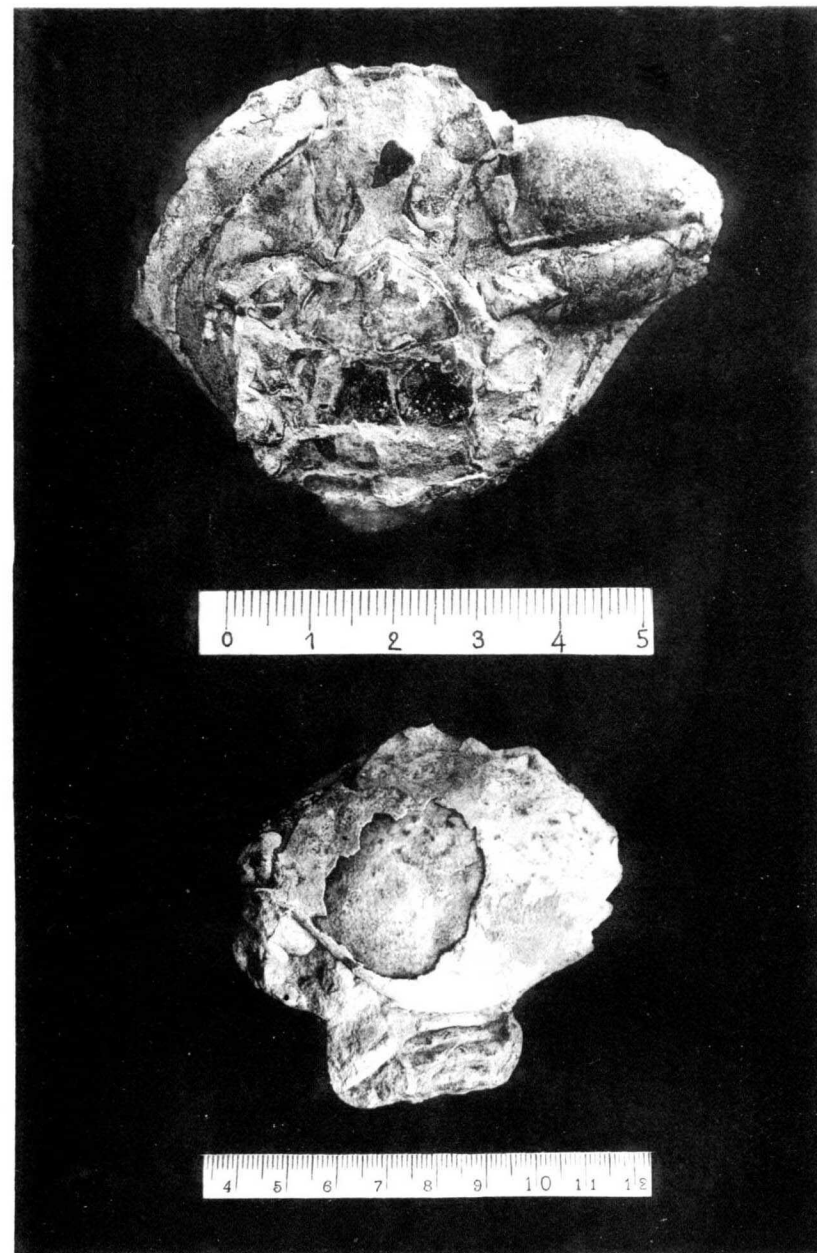
 Yacimientos de los cangrejos fósiles





*HARPACTOCARCINUS PUNCTULATUS*. DESM.

del Eoceno de Huesca.



*HARPACTOCARCINUS PUNCTULATUS.* DESM.

del Eoceno de Huesca.



AGUSTÍN DE LARRAGÁN

## ¿TANTALITAS O NIOBATOS?

La gran rebusca que se ha hecho en Galicia para encontrar minerales de wolframio ha llevado a estudiar todas aquellas especies que, por su aspecto y densidad, podían confundirse con estos minerales.

De varias zonas de las provincias de Orense y de La Coruña han llegado al Instituto muestras de un mineral negro, de brillo sedoso, duro y de gran densidad, que ha sido tomado por wolfram y mezclado con este mineral, consciente o inconscientemente, para su venta.

Se trata de un mineral citado varias veces como curiosidad mineralógica en España por diversos autores, y definido como tantalita ( $\text{FeMn} [\text{TaO}_2]$ ).

La búsqueda actual ha puesto de manifiesto que este mineral está repartido con más profusión de la que se creía.

Esta relativa abundancia, y las numerosas consultas que se nos hacen, me mueven a desenterrar unos datos obtenidos durante los años 1934 y 1935, que pueden dar alguna luz sobre la composición de estos minerales y sobre las propiedades y aplicaciones de los metales que los constituyen.

Por el año 1934 estudié una mina situada en la provincia de Orense, en la que se encontraba con relativa abundancia un mineral negro en prismas laminares de pequeños tamaños, que llamaron la atención, y que fué confundido con la casiterita, que era el mineral que se buscaba por aquella zona.



Después de algunos tanteos hechos en España, se envió una muestra a Inglaterra, a la casa G. Watson Gray Chemical Laboratory de Liverpool.

El análisis hecho por esta casa dió el siguiente resultado:

Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	72,35 por 100.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	6,35 por 100.

Se trataba, por tanto, según el análisis, de una tantalita de la máxima riqueza en tantalio, y ofrecía indudable interés en el mercado internacional.

Tomando como base los resultados del análisis hecho en Liverpool, se iniciaron gestiones en varias naciones con objeto de encontrar el deseado comprador.

Entre las ofertas figuran las que se hicieron a la Metallgesellschaft-Charlottenburg y a la Fansteel Product Company. A los dos casas les entusiasmó la oferta y pidieron muestras para estudiarlas detenidamente.

La Metallgesellschaft envió el resultado de su análisis:

Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	17,00 por 100.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	61,20 por 100.
SnO <sub>2</sub> .....	0,65 por 100.
SiO <sub>2</sub> .....	3,60 por 100.

La Fansteel Product Company no envió el resultado de los análisis, pero aseguró que se trataba de una columbita.

Las dos casas coincidieron en que, por ser muy altas las leyes de niobio o columbio, y bajas, por tanto, las del tantalio, dejaba de tener interés industrial el mineral, por no ser utilizable económicamente para la obtención del metal tantalio.

Por esta misma época se empezó un análisis en el Laboratorio Químico-Industrial de la Escuela de Minas, y otro, por procedimiento espectroscópico, en el Laboratorio del Ins-

tituto, que entonces regentaban el Sr. Piña y el Ingeniero de Minas Sr. Doetch.

No llegó a dosificar de una manera exacta el tantalio y el niobio el Laboratorio de la Escuela de Minas; pero, desde luego, afirmó que la cantidad de niobio contenido en la muestra analizada era muy superior a la de tantalio.

Tampoco ultimó su ensayo el Sr. Doetch, por no encontrar sales puras de tantalio y niobio; las purísimas de Merck de tantalio tenían niobio, y las de niobio contenían tantalio, lo que dificultaba la obtención del espectro patrón; pero dedujo que el tanto por ciento de niobio era mucho mayor que el que indicaba la ley de tantalio.

Se trataba de una columbita o niobato con una cierta cantidad de tantalio, que no era utilizable en la industria.

Cuando ya se había abandonado el asunto, dando por perdidos esfuerzos y gastos, se recibieron nuevas noticias de la Fansteel, en junio de 1935, diciendo que, después de un análisis cuidadoso, veían que la muestra enviada contenía suficiente cantidad de columbio para sus necesidades. Pedían cotización por libra de mineral y una idea de la cantidad mensual que se podría suministrar.

Esta petición demuestra que en aquella época empezaba a encontrarse aplicaciones industriales al niobio o columbio, y que podían llegar a tener interés comercial los minerales que contuvieran leyes altas de este metal.

Se desconocía por aquel entonces las cotizaciones del niobio, y no era posible fijar un precio al mineral sin exponerse a un grave error, por exceso o defecto. Tampoco era posible dar una cifra de producción con garantías de seriedad, por tratarse de una mina que no tenía preparación alguna.

Por estas razones se preguntó el precio a que pagarían el mineral y la cantidad mínima mensual que podría interesar, para, una vez conocidos estos datos, ver si se podía adquirir

un compromiso serio, teniendo una primera orientación en el precio y en la cantidad.

Al mismo tiempo que la carta se envió nueva muestra, y ya no se volvió a tener contestación alguna, y por tanto, se ignora si la causa de su silencio se debió a un resultado distinto de los análisis de la nueva muestra o a alguna razón de índole comercial.

Nuevos intentos de colocación del mineral hechos posteriormente no han dado resultado por diversas causas.

El tántalo es llamado el metal que siempre dura, por una de sus propiedades más características: la de no ser atacado por ningún ácido.

El tántalo es comparable al vidrio en resistencia a la corrosión, pero no es frágil; es comparable al acero en resistencia y rigidez, pero no es atacable por reactivos enérgicos.

Después de grandes trabajos, durante los años 1906 y 1908 se logró obtener el metal en gran escala. Las dificultades que hubo que vencer fueron enormes; se trataba de obtener un metal con una pureza del 99,9 por 100, partiendo de un mineral difícilmente atacable, con un elevadísimo punto de fusión y con propiedades idénticas a las de su inseparable compañero el niobio.

La característica que le da mayor valor al tántalo es la resistencia a la corrosión. Su aplicación es insustituible cuando tiene que estar sometido durante periodos largos al ataque de líquidos corrosivos, o cuando estos líquidos pueden ser contaminados o impurificados por los materiales usados en bombas, aparatos o depósitos.

Con el uso del tántalo se ha hecho posible industrializar reacciones químicas que sólo podían realizarse en el laboratorio, como algunas síntesis orgánicas.

El tántalo no se disuelve en agua regia. Se han hecho numerosas pruebas con tántalo comercial con diversos compues-

tos químicos que, en general, corroen a casi todos los metales. Estas pruebas se realizaron con probetas que se sumergían en los líquidos preparados, dejando fuera del líquido un 30 por 100 de la probeta.

Resiste el tántalo una mezcla clorhídrica a 110 grados C. El Cl seco no lo ataca hasta los 275 grados C. (cloronización de las aguas). Los vapores de bromo no lo atacan hasta los 360 grados C.

Resiste la acción corrosiva de todos los reactivos, excepto álcalis cáusticos, mezclas que contengan hidrógeno sulfurado y ácido sulfúrico.

El tántalo, por un procedimiento en el vacío, puede endurecerse sin que pierda ninguna de sus propiedades.

Resiste la erosión; parece ser que se forma una película superficial protectora que impide la continuación de la erosión.

Como ejemplo de algunas de las pruebas hechas, consignaremos las siguientes:

SUSTANCIA	Tiempo	Temperatura	Por 100 pérdidas por mes	Profundidad de corrosión em. por mes	Vida calculada basada sobre 50 % pérdidas por corrosión	Calificación
HCl concentrado.....	4, 5 meses	19 a 26° C	Nada	Nada	Infinito	Excelente
Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> (sal saturada).	3 meses	101	0,007 aumento	Película muy débil	Infinito	—
PO <sub>4</sub> H <sub>3</sub> .....	3 meses	145	0,014	0,099	870 años	—
Solución al 40 por 100 de NaOH y OH .....	2 días	110	Corrosión completa			

La vida estimada está basada en una pérdida por corrosión del 50 por 100 en profundidad, admitiendo que sólo está una cara expuesta al reactivo; en el caso de estar ambas caras atacadas, la vida sería la mitad.

Las pruebas se hicieron sin intervención de acción electrolytica.



Se obtiene con el tántalo un alto rendimiento calorífico cuando se trata de sustancias corrosivas, comparado con los obtenidos empleando otros materiales, como vidrio, etc.

Pueden utilizarse tubos de tántalo de 0,010 y llegar a obtener diferencias de temperaturas hasta de 200 grados entre las paredes o superficies del tubo sin que disminuyan las propiedades del tántalo o contaminar al objeto de la investigación.

La conductividad térmica varía con las condiciones específicas. Queda tomado como de 100 b. t. u. por pie cuadrado por hora por grado Fahrenheit.

El mineral que se ha utilizado para obtener el tántalo ha sido la tantalita de leyes de más del 70 por 100 de  $Ta_2O_5$ , de Wodgina (Australia), en la zona desértica, a unas 450 millas del ferrocarril más próximo.

Existen otros muchos yacimientos; pero, en general, los minerales son niobatos y no tienen suficiente cantidad de tántalo para permitir su tratamiento por los procedimientos en uso.

Tanto el niobio como el tántalo se emplean hoy día en la fabricación de municiones.

Pequeñas adiciones de ferro-columbio facilitan la soldadura del acero, evitando la corrosión intergranular.

La Compañía General Electric, en 1940, preparó una nueva aleación de endurecimiento por precipitación que contiene un 3 por 100 de columbio (llamado hierro balance); esta aleación, que no es acero, porque no contiene carbón, da una gran resistencia a la ruptura, que llega a 1.100 grados F. Como su deformación es notablemente baja a altas temperaturas, se puede conseguir con su uso el que las turbinas trabajen a temperaturas más elevadas sin tener que recurrir a costosos aceros especiales, utilizados hasta ahora para tales fines.

Ha disminuído bastante el consumo del ferro-tántalo por

la razón de ser sustituido en gran parte por el ferro-columbio, mucho más barato.

Se utilizan las aleaciones de tántalo-tungsteno y tántalo-níquel, empleadas, respectivamente, para puntos de plumas estilográficas y lámparas de radio.

El empleo de carburos ultraduros y cementados de tántalo va aumentando, utilizados bien solos o en combinación con carburos de tungsteno o de titanio.

Se usa también para forrar con una delgada lámina tubos de cobre o acero.

Su empleo es frecuente en aparatos expuestos a grandes cambios de temperaturas: en bombas, válvulas, boquillas, toberas, etc.; en la fabricación de rectificadores de corriente para transmisoras de radio.

Para condensadores electrolíticos, el tántalo lobado se elabora con estructura rugosa, que se cubre de películas de óxido de tántalo y da al material sus cualidades condensadoras, que se transforma por su reacción con el electrólito cuando salta por una sobrecarga eléctrica. Un empleo importante de estos condensadores es el de pararrayos y eliminadores de sobretensión en los circuitos de señales de ferrocarriles para la protección de las lámparas de señales.

La falta de comunicación debida a la guerra hace que los datos sobre cotizaciones de estos minerales sean atrasados; se refieren al año 1940. Se cotizaba la tantalita a 2,50 dólares por libra con ley tipo del 60 por 100 de  $Ta_2O_5$ , tolerando pequeñas proporciones de niobio.

Casi todos los minerales tienen cantidades variables de los dos metales, salvo la tantalita de Wodgina (Australia) y la columbita de Nigeria.

Lo interesante industrialmente son los minerales de tántalo con pequeños contenidos de niobio, y los minerales de niobio con escasa proporción de tántalo.

Hoy día parece que son sustituidos en algunas de sus aplicaciones los compuestos de niobio por otros de molibdeno.

Los minerales ricos en tántalo alcanzaban en 1940 precios de 600 libras esterlinas la tonelada, y los de niobio, de 70 libras.

El tántalo se cotizaba en los Estados Unidos a 160,6 dólares el kilo en varillas y 143 el metal en hojas. La cotización del niobio, 560 dólares el kilo de varilla y 500 el kilo de láminas.

El ferro-columbio de 50 a 55 por 100 se cotizaba de 2,25 a 2,35 la libra de columbio contenido.

En Inglaterra, antes de la guerra, se cotizaba a 18 libras la libra (el platino, a 10 libras la onza).

El valor medio de la producción australiana de tántalo en 1936 fué £ A. 630, y en 1937, £ A. 886. La producción total australiana importaba en estos años 31.000 y 36.800 libras, respectivamente.

La tantanita de otras procedencias, como contenía una cierta proporción de niobio, se cotizaba generalmente de 55 a 60 chelines la unidad, es decir, alrededor de 150 libras la tonelada.

La mejor columbita no conseguía cotización superior a la mitad de este precio.

La mayor parte de los datos y cifras consignados han sido tomados de un folleto de la "Fansteel Product Company" y de "Minerals Yearbook" of 1940.





# SITUACION DE AFLORAMIENTOS ENTRE EL TIGUISAS Y EL M'TER

Escala 1 : 50.000

