

BOLETÍN
DEL
INSTITUTO GEOLÓGICO DE ESPAÑA

BOLETÍN
DEL
INSTITUTO GEOLÓGICO
DE
ESPAÑA

TOMO XLIII
—
TOMO III
TERCERA SERIE
(1922)



MADRID
IMPRESA DE RAMONA VELASCO, VIUDA DE PRUDENCIO PÉREZ
CALLE DE LA LIBERTAD, NÚM. 31
1922

El instituto Geológico de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus MEMORIAS y BOLETÍN, son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.

Artículo 1.º La Comisión del Mapa Geológico, nombrada por el decreto de 26 de marzo de 1873, que en lo sucesivo se denominará **Instituto Geológico de España**, seguirá encargada de la formación del Mapa Geológico de España, así como el trazado de las cartas geológico-industriales de las diversas provincias o regiones, por el orden y con los detalles que su respectiva importancia requieran, hasta reunir el caudal de estudios sobre estratigrafía, petrografía, tectónica, aguas minerales, manantiales artesianos, rocas y minerales aplicables a la agricultura y a la industria y cuanto se especifica en el citado decreto, indispensable al conocimiento físico, geológico y minero del territorio nacional.

Artículo 12. Para el desempeño de todas las funciones y servicios reseñados en los artículos anteriores habrá una Comisión permanente de ingenieros del Cuerpo Nacional de Minas.

Estos ingenieros y los auxiliares facultativos que sirven a sus órdenes formarán la plantilla técnica del Instituto.

Fuera de la plantilla estarán los ingenieros agregados y demás personal facultativo que preste servicios temporales al Instituto.

Artículo 25. La Dirección del Instituto, teniendo en cuenta los recursos disponibles y los trabajos ultimados por los ingenieros a sus órdenes, podrá publicar las Memorias, mapas, descripciones y noticias geológicas que juzgue oportuno, en análoga forma a la de los Boletines y Memorias de las instituciones similares extranjeras, y podrá establecer la venta y suscripción de estas producciones, a fin de que los recursos que así se obtengan contribuyan a sufragar los gastos de publicación, si bien con la obligación de remitir gratuitamente un ejemplar de cada obra a las Jefaturas de los distritos mineros, a las Direcciones generales de los Ministerios de Fomento y Hacienda, a las Academias de Ciencias y a los Centros oficiales del Cuerpo de Minas.

(Decreto de 28 de junio de 1910.)

P E R S O N A L
 DE LA
COMISIÓN PERMANENTE DEL INSTITUTO GEOLÓGICO
DE ESPAÑA

<i>Director</i>	Ilmo. Sr. D. César Rubio y Muñoz.
<i>Subdirector</i>	Sr. D. Domingo de Orueta.
<i>Secretario</i>	Sr. D. Vicente Kindelán.
<i>Ingenieros</i>	Sr. D. Ricardo Guardiola.
—	Sr. D. Alfonso Fernández y M. Valdés.
—	Sr. D. Manuel Sancho Gala.
—	Sr. D. Manuel Ruiz Falcó.
—	Sr. D. Agustín Marín y Bertrán de Lis.
—	Sr. D. Alfonso del Valle.
—	Sr. D. Guillermo O'Shea.
—	Sr. D. Primitivo Hernández Sampelayo.
—	Sr. D. José de Gorostizaga.
—	Sr. D. Enrique Dupuy de Lôme.
—	Sr. D. Juan Gavala.
—	Sr. D. Pedro Novo y Chicarro.
—	Sr. D. Alfonso de Alvarado.
—	Sr. D. Pablo Fernández Iruegas.

PROFESORES DE LA ESCUELA ESPECIAL DE INGENIEROS DE MINAS

AGREGADOS A ESTE INSTITUTO

<i>Profesor de Geología</i>	Sr. D. Pablo Fábrega.
— <i>de Paleontología</i>	Sr. D. Luis Jordana.
— <i>de Mineralogía</i>	Sr. D. Enrique de Pineda.
— <i>de Química analítica</i>	Sr. D. Enrique Bayo.

BOLETÍN
DEL
INSTITUTO GEOLÓGICO DE ESPAÑA

PRÓLOGO

En este tomo, núm. 43 del BOLETÍN DEL INSTITUTO GEOLÓGICO DE ESPAÑA, se agrupan trabajos de índole muy diversa y de ramas distintas de la geología, como lo son la petrología y la metalogenia; otros trabajos tienen marcado y definido carácter geológico.

Entre los trabajos petrográficos figura, en primera línea, el estudio de esa índole de las Sierra Almirara y parte occidental de Sierra Nevada y las Alpujarras, debido al subdirector del Instituto Geológico D. Domingo de Orueta, destacándose en ese estudio, una vez más, la singular competencia de su autor en este ramo de la ciencia.

Comienza el trabajo con un breve prólogo, en el que el autor explica la finalidad de aquél y expone las causas que le han impedido abordar también el estudio tectónico de la región. Sigue después un largo capítulo dedicado a exponer las reglas y procedimientos que se deben seguir en la recolección de rocas, minerales y demás material de trabajo, describiendo des-

pués los métodos ópticos para el estudio sistemático de dichos minerales e insistiendo en la importancia que han alcanzado en la actualidad los métodos de petrografía cuantitativa, aplicados por primera vez en España en el Laboratorio del Instituto Geológico. Se dedica a continuación un capítulo sobre la estratigrafía de la región, y otro luego, el más largo del trabajo, en el que se describen las rocas y minerales, con la determinación para cada uno de éstos del valor cuantitativo de sus constantes ópticas. Acompañan al trabajo un mapa geológico y 20 láminas con microfotografías en colores.

Al mismo autor Sr. Orueta se debe una amplia nota muy útil para los petrógrafos, sobre la determinación de los feldespatos triclinicos por medio de los caracteres ópticos de la zona perpendicular a g^1 (010).

Este trabajo es la explicación detallada de 11 diagramas que representa 22 curvas, lugares geométricos de los ángulos de extinción de las dos series de láminas hemitrópicas de la macla de albita y de las dos hojas de la de Carlsbad; cada par de curvas, o sea cada uno de los 11 diagramas, corresponde a una variedad de feldespato triclinico. El autor ha reproducido en este trabajo los diagramas de Michel Levy y de Iddings, corrigiendo alguno de ellos; ha añadido cinco diagramas originales suyos, que corresponden a otras tantas variedades de feldespatos no representadas, hasta ahora, en esta forma. Acompañan a esta nota una figura explicativa de las diversas secciones de cada diagrama y un cuadro con las curvas citadas antes.

Muy interesante, de una utilidad eminentemente práctica, es el trabajo del mismo ingeniero D. Domingo de Orueta, sobre un procedimiento óptico suyo,

enteramente nuevo y original, tan sencillo en sí, como amplio es el nuevo campo que abre para ciertas investigaciones petrográficas, facilitando el estudio de los minerales isótropos y de las maclas múltiples. Consiste este procedimiento en anular la isotropía modificando las longitudes de onda de las radiaciones polarizadas que forman la imagen microscópica. El resultado se obtiene interponiendo entre el polarizador y el condensador del microscopio una o más láminas de yeso y mica con constantes ópticas rigurosamente determinadas de antemano, y que son tales que elevan el tono de los colores de polarización en una cifra dada y conocida; pudiéndose así predecir el color que tomará cada mineral y la relación de ese color con el de los demás que integren la roca. Al trabajo acompañan seis pares de microfotografías comparativas; en cada par, una de las microfotografías está tomada con los nícoles cruzados y sin láminas auxiliares, y la otra, con estas últimas interpuestas en el lugar dicho. Como las microfotografías reproducen los colores de las rocas (tanto éstas como las del trabajo sobre Sierra Almijara hechas con placas autocromas), la comparación resulta fácil y se puede juzgar con una sólo ojeada el resultado práctico del método.

Para completar la parte dedicada en este tomo a petrología, se inserta un trabajo del ingeniero agregado al Laboratorio de Microscopia D. Enrique Rubio, sobre los métodos empleados en el Instituto Geológico de España en las investigaciones y trabajos de petrografía cuantitativa. Es una nota a la que han de seguir otras de igual índole en Boletines sucesivos, y encaminadas no solo a describir los procedimientos que se siguen en este Centro para la determinación de

características ópticas, sino con la aspiración de poder prestar una ayuda efectiva a aquellos de nuestros lectores que deseen iniciarse en esta clase de investigaciones, a cuyo fin el autor trata de darle un marcado carácter práctico a su trabajo.

La nota del ingeniero de este Instituto D. Ricardo Guardiola, sobre las blendas de Cartagena, debe considerarse como la primera parte del cometido o programa general del estudio de criaderos de Cartagena que le ha encomendado el Instituto. Se trata de un trabajo casi esencialmente de metalogenia, que puede decirse es la ciencia de los criaderos metalíferos y que tiende a descubrir el origen de éstos, así como las relaciones de los compuestos metálicos acumulados en los terrenos, con las distintas variedades de composición y de estructura, y su íntima conexión con la tectónica. En el trabajo citado se deducen resultados de verdadero interés, aun desde el punto de vista industrial, para el porvenir, y las conclusiones a que llega su autor, basadas en el estudio comparativo de los análisis químicos y espectroscópicos, ofrecen la garantía de todo trabajo llevado a cabo sin prejuicio y fundado tan sólo en asertos científicos y comparación práctica y razonada de criaderos diversos entre sí.

Aparece también en este BOLETÍN una nota sobre un sondeo en el carbonífero de León. Con la publicación de este trabajo póstumo se rinde un homenaje de recuerdo a su autor, el eminente y malogrado ingeniero D. Ramón de Urrutia, cuya maestría en esta clase de investigaciones estratigráficas resplandece con claridad, y una vez más, en su póstumo trabajo, el cual ha sido preparado por el ingeniero D. Ramón María de Rotaèche, su discípulo predilecto.

En la nota citada se hace primero una sucinta explicación de los cortes estratigráficos del conjunto de la cuenca estefaniense leonesa, dibujados por Urrutia. Se indican seguidamente las razones de orden industrial y tectónico, que justifican la elección del terreno comprendido entre los ríos Porma y Cea, al sur de Sabero, para emplazamiento de los primeros sondeos, y, por último, se expone muy acertadamente el interesantísimo estudio geológico, por hacer, respecto a espesor de los recubrimientos, existencia dudosa de una falla en el límite sur de la cuenca y magnitudes y salto, si en realidad este existe.

El trabajo titulado *Los límites de las manchas arcaicas y primarias en los confines de la provincia de Huelva con el Alemtejo en Portugal*, debido a los señores Dupuy de Lôme y Novo Chicarro, es un avance para la fijación de niveles paleozoicos, aun no bien determinados, en una de las pocas localidades de la frontera en que no se advierte perfecto acuerdo entre las manchas geológicas que figuran en los mapas de ambas naciones. El estudio, continuación de los efectuados hace años con el mismo objeto, tiende a ajustar los mapas españoles y portugueses, y es propósito del Instituto Geológico de España el que en lo sucesivo se vayan fijando todos los niveles de la zona fronteriza (paleozoicos en su mayoría) hasta conseguir acuerdo completo, para lo cual, en caso necesario, se procurará la mutua colaboración con la Comissão de Serviços geológicos.

Se incluye en este tomo una nota, debida al ingeniero Sr. Menéndez Puget, sobre la formación, composición y propiedades químicas de los fosfatos del norte de África, de un carácter, en cierto modo, indus-

trial. Se hace en ella historia de la utilización de los fosfatos; se trata de su formación desde el punto de vista químico, estudiando la composición y propiedades químicas de los del Kuif, M'Zaita y Tadjomine, principalmente en lo que se refiere a su enriquecimiento, teniendo en cuenta el tamaño de los nódulos y la gran solubilidad de estos fosfatos en ácidos orgánicos débiles, lo cual permite pensar en un conveniente empleo una vez transformados en superfosfatos; asunto este de gran interés en España, donde existen fosfatos pobres, como los de sierra de España, que no puede experimentar económicamente dicha transformación.

La diversidad de los asuntos tratados en este tomo del BOLETÍN nos permite esperar que, por ese mismo carácter suyo, ha de ser acogido por el público con el mismo interés y benevolencia con que hasta ahora nos ha honrado.

CÉSAR RUBIO MUÑOZ

Madrid, diciembre de 1922.

ESTUDIO PETROGRÁFICO
DE
SIERRA ALMIJARA
Y DE LA PARTE OCCIDENTAL DE
SIERRA NEVADA Y LAS ALPUJARRAS

INTRODUCCIÓN

El título de «petrográfico» que lleva este trabajo obedece a las razones siguientes: cuando lo comencé, tenía el propósito de hacer un estudio completo del gran manchón estratocristalino que se extiende desde el río de Vélez, en la provincia de Málaga, hasta muy cerca de la de Murcia, y cuyos límites septentrional y meridional son, respectivamente, la cordillera Bética y el mar Mediterráneo. Me proponía relacionar este estudio con el que ya había hecho de la cordillera Penibética (1), y con el publicado por mi padre D. Domingo de Orueta y Aguirre de la región comprendida entre ambos (2); estudio que también me proponía revisar. Realizado este plan, hubiera quedado completo el estudio geológico de esa zona meridional de España, formada casi toda ella por terrenos antiguos e hipogénicos, a la que los geólogos franceses han llamado «Zona Sud-Bética» (3), que abarca toda la superficie comprendida al Sur de la cordillera Bética, desde el estrecho de Gibraltar a las provincias de Murcia y Almería.

Mi plan no se limitaba a estudiar la petrografía y estratigrafía de esta región, sino que me proponía también, y muy principalmente, desentrañar su complicadísima tectónica; basándome en lo que ya me había hecho entrever la de la Serranía de

(1) «Estudio Geológico y Petrográfico de la Serranía de Ronda», *Memorias del Instituto Geológico de España*, 1917.

(2) «Descripción Geológica de la Región Septentrional de la provincia de Málaga», *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico*, 1874.

(3) *Mission d'Andaloussie*, Comisión de la Academia de Ciencias de París, 1885-1887.

Ronda; y, si hubiera logrado terminar con acierto mi trabajo, hubiera conseguido tal vez encontrar la clave de los diversos movimientos orogénicos que han dado a la citada región su extraño y complicado relieve que tanto ha llamado y llama la atención de los geólogos que la han recorrido. Este relieve, consecuencia evidente de los movimientos tectónicos que empezaron a ejercer su acción desde la época herciniana, sospecho han de estar en relación íntima con los de la costa africana y la cordillera Rifeña, como también sospecho con algún fundamento, según hube de exponer en su día (1), que si se llegaran a relacionar las tectónicas de ambas regiones, quedaría resuelto el problema interesantísimo de la constitución actual del occidente de la cuenca mediterránea; problema que es uno de los que más preocupan actualmente a los geólogos. Es de esperar que nuestros continuados avances en la zona marroquí han de permitir pronto el acceso a la zona rifeña y su cordillera en arco, que empieza en Tetuán y termina en Tres Forcas, y es de esperar también que, llegado ese día, nuestra Comisión geológica en Marruecos, que tantas y tan brillantes pruebas de su actividad ha dado ya (2), dará ésta más, estudiando con la atención que merece la geología de esa zona, y aportará la serie de datos técnicos que con tanta impaciencia esperamos los que nos hemos ocupado del estudio del litoral español fronterero al Riff. Para ese día me proponía yo tener terminado el trabajo emprendido y reunidos en un cuerpo de doctrina todos los datos tectónicos de la región Sud-Bética, para poderlos comparar y relacionar con los de la zona africana, obteniendo con ello quizás la resolución del interesante problema citado antes: esto

(1) Obra citada sobre la Serranía de Ronda. Capítulo dedicado a la tectónica e historia geológica de la región.

(2) *Estudios geológicos de Marruecos*, por D. Agustín Marín y los ingenieros a sus órdenes D. R. del Valle, D. Pablo F. Iruegas y D. Javier Milans del Bosch, 1918.

es, la explicación de la forma que afecta hoy día la cuenca mediterránea occidental.

Tal era mi plan. Sólo exponerlo representa ya en mí verdadero atrevimiento, porque se trata de una de las regiones de Europa de más complicada tectónica y la cabal interpretación de ésta habrá de ser, por lo mismo, uno de los problemas más difíciles de resolver para los geólogos. De aquí que el hecho de atreverse a abordarlo y encontrar la clave del relieve actual de dicha región es para mí una aspiración demasiado grande y hasta inmodesta. Sirvanme, sin embargo, de disculpa dos circunstancias: la de que contaba valirme de la valiosísima cooperación de algunos compañeros míos que trabajan también en el Instituto Geológico. La otra, el que la región que nos ocupa me es muy conocida desde mi juventud, por haberla recorrido primero con D. José Mac-Pherson y mi padre cuando estudiaron la geología de una parte de ella, y más adelante, yo solo, cuando fui comisionado para el estudio de los terremotos del Sur de España en el año 1884 (1), y en otras varias ocasiones más tarde. Este conocimiento de la región había de facilitarme no poco el trabajo que me proponía realizar y me puede servir de disculpa, tal vez, al atrevimiento de abordar un problema tan difícil y tan vasto.

Pero circunstancias imprevistas y en un todo independientes de mi voluntad, han venido a trastornar mi proyecto y me han obligado a aplazar su realización por tiempo indefinido. Entonces surgió ante mí el dilema siguiente: esperar a poder realizar mi plan completo o publicar desde luego la parte de él ya realizada, que es la que expresa el título de este trabajo, dejando para más adelante la terminación de los estudios, que haría yo

(1) *Estudio de los terremotos ocurridos en el Sur de España a fines de 1884 y durante los primeros meses de 1885*, por Domingo de Orueta y Duarte, alumno de la Escuela de Minas. Sociedad de Ciencias Físicas y Naturales, de Málaga, 1885.

mismo si las circunstancias a que he aludido me lo permitieran, o lo harían compañeros míos, bien siguiendo el plan que acabo de exponer, bien modificándolo según su criterio les aconsejase. Previa consulta con mis jefes, he optado por lo segundo, por publicar lo ya hecho; determinación que tiene por fundamento las razones que a continuación voy a exponer:

La parte del trabajo ya terminada comprende, a más de la petrografía de la región designada en el título, la estratigrafía del terreno estratocristalino en ella. Esta última es sencilla, porque la distribución en sentido vertical de las diversas rocas que integran dicho terreno se manifiesta con bastante claridad y, además, difiere poco de la de los demás terrenos estratocristalinos de España, descrita por Mac-Pherson (1) y otros autores. Pero así como la estratigrafía es fácil, en cambio la petrografía es difícil y sumamente compleja, porque la sucesión de rocas y la de los minerales que integran a éstas difiere mucho de lo que se observa en otras partes, y tanto unas como otros ofrecen una variedad realmente extraordinaria, habiendo entre ellos no pocos un tanto difíciles de determinar. Por esto he pensado que la descripción sistemática de dichas rocas y sus minerales puede ser de algún interés para los geólogos españoles.

Hay que tener presente también que los estudios petrográficos de los terrenos estratocristalinos son en nuestro país de más trascendencia que en otros, por la evidente razón de que una buena parte del suelo de nuestra Península es estratocristalino. De aquí la excepcional importancia que tiene el conocimiento de los minerales y rocas de tal terreno, y este motivo es el principal de los que me han llevado a publicar este trabajo ahora, sin esperar a terminarlo por completo.

Puedo añadir también que desde el punto de vista petrográfico, la parte de la región que voy a describir es la más inte-

(1) *Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España*. Sociedad Española de Historia Natural, año 1889.

resante, porque se encuentran en la sierra Almajara y en el extremo occidental de la Nevada representantes de todas, o por lo menos de casi todas las rocas que integran el terreno estratocristalino de la región entera; de donde resulta que este estudio dista poco de ser completo, y comprende además una variedad de rocas y minerales realmente extraordinaria dada la poca extensión del área estudiada.

La escasez de documentos petrográficos en la literatura geológica española es otro de los motivos que me han llevado a publicar este estudio. Dada la gran superficie que, como hemos dicho, ocupa el terreno estratocristalino en España, se puede pronosticar que ha de ser frecuente el caso de compañeros nuestros que han de verse ante el problema de identificar rocas pertenecientes a este terreno. Y no nos referimos tan sólo a los que se dediquen a estudios puramente geológicos, sino también a aquellos que se ocupen en reconocer y estudiar cotos mineros, porque existen muchos de éstos, quizás la mayoría de los necesitados de esta clase de reconocimientos que radican en el citado terreno. Para estos trabajos puede tal vez ser útil tener a la vista la descripción de muchas de las rocas del estratocristalino, acompañadas de microfotografías en color que representen la mayor parte de ellas, porque un documento así puede ayudar a clasificar, no sólo el terreno, sino también el tramo o nivel correspondiente y deducir de ello las relaciones entre la composición del tramo estratigráfico y los criaderos objeto de la investigación; cosa que en muchas ocasiones es, no ya útil, sino indispensable.

Y ahora, aunque parezca inmodesto, voy a consignar un hecho que viene en apoyo de lo que antecede. En repetidas ocasiones he podido observar que mi libro sobre la Serranía de Ronda ha servido de consulta a compañeros míos que no tenían interés inmediato por la geología de aquella región, pero sí por las descripciones de rocas y las ilustraciones de las mismas que

aquel libro contiene, de las cuales se valían para clasificar ejemplares de otras procedencias. Dicho se está que este hecho me ha producido satisfacción grande y me ha animado a añadir un documento petrográfico más a los que ya existen, publicando el presente trabajo, que, como su mismo título indica, no es sino la descripción detalla de algunas rocas. Si esto sirviera de algo a mis compañeros daría por bien pagado el tiempo empleado en el estudio que ahora sale a la luz pública.

Por último, hay otro motivo que justifica esta publicación. El Instituto Geológico de España cuenta en la actualidad con un magnífico laboratorio para el estudio óptico y microquímico de rocas y minerales, con elementos que ni por su número ni calidad tienen que envidiar nada a los mejores del extranjero, y se puede afirmar sin exageración, que no falta en él ninguno de los aparatos hoy empleados para esta clase de estudios. Esto ha permitido que, además de la clasificación de rocas y la determinación de sus minerales componentes, habitual en los trabajos petrográficos de esta índole, se haya podido llevar a cabo en el referido laboratorio la investigación y medida de las constantes ópticas individuales para cada mineral, que los petrógrafos americanos han llamado *petrografía cuantitativa*; mediante la cual se han alcanzado en aquel país y después y muy recientemente en Francia, Inglaterra y Alemania esos resultados verdaderamente sorprendentes que han llevado la petrografía a ocupar uno de los primeros lugares entre las diversas ciencias que hoy día integran la geología general. Se ha logrado averiguar entre otras cosas, que minerales de una especie dada, procedentes de localidades distintas y que hasta hace poco se consideraban como idénticos, no lo son en realidad y que hay entre sus diversas constantes ópticas diferencias apreciables que se pueden medir y que no existen para minerales procedentes de rocas de una misma localidad. Estas diferencias se refieren principalmente a los índices de refracción, a la birrefringencia y al

ángulo de los ejes ópticos; pero hay casos en que también afectan a la dispersión de ejes y bisectrices y a veces al signo óptico y a la posición de los ejes con relación a los planos de simetría del cristal. Ciertamente es que estas diferencias, cuando son de índole cuantitativa (índices, birrefringencia, dispersión, etcétera), son muy pequeñas; pero merced a los perfectísimos aparatos actuales se pueden medir, y haciéndolo se ha visto que son constantes e invariables para un mineral dado de una localidad dada y diferentes casi siempre, para este mismo mineral si procede de localidades distintas. Se ha venido a comprobar también que dichas diferencias están en relación íntima con otros caracteres de la roca de que forman parte.

Los datos así obtenidos, combinados con el que da el análisis cuantitativo de las rocas de que procede cada mineral, han permitido abordar la trascendental empresa de agrupar los terrenos en las que los petrógrafos americanos han bautizado con el nombre de *provincias petrográficas*; agrupación y término que van siendo ya universalmente admitidos, pudiéndose afirmar que los principales centros geológicos del mundo prestan a este problema la atención que merece y se preocupan en aportar datos que permitan incluir en tal o cual provincia petrográfica los terrenos de su país. Razonable es, por consiguiente, que en el Instituto Geológico, de España, se empiece a hacer otro tanto, y por este motivo al estudiar las rocas y minerales en este trabajo hemos procurado atenernos al criterio acabado de exponer, aplicando para ello los elementos de que hoy día dispone el laboratorio del Instituto.

Así, pues, el lector encontrará en nuestro estudio las determinaciones y medidas de constantes ópticas que hemos hecho en cada mineral, las cuales podrán servir en su día para incluir la región que nos ocupa dentro de la provincia petrográfica a que pertenezca, cosa que no me he atrevido a hacer todavía porque la parte estudiada es pequeña para ello y también por la

falta de datos referentes al análisis químico cuantitativo mencionados antes, que están fuera del campo de acción de un laboratorio de petrografía y microquímica, pero que es de esperar serán aportados en su día por otras Secciones del Instituto Geológico, de España.

Hemos dividido nuestro trabajo en la forma siguiente:

El primer capítulo está dedicado a exponer la técnica que he seguido para el estudio de los minerales y las rocas. Empieza por explicar la mejor manera, a mi juicio, de recolectar los materiales sobre el terreno y las precauciones que se deben tomar para que estos materiales sean puros; esto es, no alterados por reacciones atmosféricas ni por otras causas. Se describen después los diversos métodos que he aplicado para el estudio de estos materiales. Termina con la descripción del procedimiento empleado para obtener las tricomías (fotografías en colores) que representan las rocas y minerales estudiados. Contiene este capítulo porción de indicaciones, datos y consejos que no se suelen encontrar en los tratados de petrografía; probablemente porque sus autores han considerado estas cosas demasiado nimias para ocuparse de ellas. Pero mi criterio sobre esto no es ese, sino que, al contrario, es radicalmente distinto. Opino que estos detalles tienen capital importancia, y que trabajar sobre materiales bien seleccionados y siguiendo después para su estudio un método ordenado, hecho por los procedimientos que la práctica ha demostrado mejores, es el único medio que puede conducir a un resultado exacto y es, además, el camino más corto para llegar a tal fin, porque ahorra tanteos y facilita grandemente el trabajo del operador, sobre todo si éste no está habituado a trabajos de esta clase. Esto concuerda con lo que he dicho antes sobre el fin que persigo al escribir este libro, que es el de ahorrar trabajo y facilitar, por consiguiente, la tarea de los que tengan que hacer estudios petrográficos; mostrarles el

camino más breve que pueden seguir al emprender estudios de esta clase y traducir en consejos e indicaciones precisas y breves la práctica que he adquirido en muchos años de trabajar con el microscopio. Conste, pues, que este primer capítulo del libro no está escrito para los *petrógrafos profesionales*, sino para los que aspiran a serlo y para los que, sin aspirar a tal cosa, se ven obligados a clasificar minerales y rocas cuya naturaleza exige valerse del microscopio.

En el segundo capítulo se hace la descripción estratigráfica del terreno. Es breve; porque como ya he dicho, la estratigrafía del estratocristalino en esta región es sencilla y no difiere gran cosa de la de otros terrenos de la misma época situados en otras regiones de España, que han sido descritos por autores de competencia mayor que la mía. Un mapa geológico que va al fin del libro ayudará al lector a comprender el texto que en definitiva no es más que una explicación de aquél.

En el tercer capítulo se describen las rocas y sus minerales componentes. Como es natural, es el más extenso del libro. Va acompañado de varias láminas con fotografías en colores, obtenidas por el procedimiento que hube de describir en otra ocasión, pero que de entonces a la fecha se ha perfeccionado un tanto. Como la posición exacta de los nicols está indicada en cada lámina, el lector que las examine verá lo mismo, o casi lo mismo (la reproducción en papel de las tricomías nunca es perfecta) que si tuviera la roca a la vista delante del microscopio.

No he reproducido una por una las rocas todas de la región estudiada, porque esto hubiera recargado exageradamente de láminas al libro y hubiera sido además un tanto superfluo, porque hay grupos de rocas cuyos individuos difieren poco unos de otros, y basta con reproducir al más típico de ellos: al que presenta mejor caracterizados los rasgos dominantes del grupo. Estos tipos son, además, los más frecuentes; los que es más probable se encuentren en otras regiones. Haciéndolo así, he

creído realizar mejor el fin un tanto docente que persigo con este libro, según lo explicado antes.

En cambio he representado casi todos los minerales que he encontrado en las rocas de la región, omitiendo tan sólo aquellos que por ser muy conocidos y fáciles de determinar, hacían inútil su reproducción gráfica. He representado también, con fotografías en colores, varios de los notabilísimos fenómenos de epigénesis de determinados minerales en esta región, algunos de cuyos fenómenos no he tenido ocasión de comprobar en ninguna otra de las regiones cuyas rocas conozco. Como la mayor parte de ellos son de interpretación difícil, he pensado que su representación gráfica podría ser de utilidad para el lector que encuentre en sus estudios fenómenos similares.

Tal es el libro que hoy ofrezco al público y tal es el fin que me he propuesto al escribirlo. Este fin, repito, es un tanto docente, a más de ser descriptivo, y si al darle este carácter he conseguido acertar; si logro que este trabajo mío sirva de consulta a las personas que se ocupen de petrografía; y si, lo que más importa de todo, el tal trabajo, con su texto y sus láminas, es de alguna utilidad para los que lo manejen, habré conseguido plenamente mi objeto y me consideraré recompensado con creces de la fatiga y el tiempo empleados en escribirlo,

DOMINGO DE ORUETA

CAPITULO PRIMERO

RECOLECCIÓN Y ESTUDIO DE LAS ROCAS Y DE LOS MINERALES QUE LAS INTEGRAN

Recolección.

La recolección de rocas sobre el terreno es operación que Reglas a seguir. tiene capital importancia en el resultado de todo estudio petrográfico, y se debe hacer siguiendo ciertas reglas deducidas de la experiencia y encaminadas a que el material recogido satisfaga a determinadas condiciones, las principales de las cuales son las siguientes:

1.^a Seleccionar las rocas de manera que representen a todas y a cada una de las variedades que forman el terreno que se estudia, así como también a los fenómenos de metamorfismo, descomposición, epigénesis o cualquier otro que al operador le interese estudiar.

2.^a Que los materiales recogidos *sean puros* cuando conviene que lo sean. Esto es, que no estén alterados por ninguna de las causas mencionadas en la condición primera cuando especialmente se trate de estudiar las rocas integrantes del terreno.

3.^a Anotar de la manera más clara posible la procedencia de cada ejemplar, o sea el sitio o paraje de que procede y su distancia a puntos conocidos, para poder situar después la roca con la mayor exactitud posible sobre el mapa geológico de la región que se estudie y relacionarla con las demás de dicha región cuando se describa ésta.

4.º Anotar también con todo detalle en la libreta de campo el nivel estratigráfico de cada roca, su manera de presentarse (en capa, filón, masa eruptiva, etc.) y, si ha lugar a ello, el fenómeno tectónico de que procede (terreno de estratificación normal, falla, vértice o faldas de un pliegue, etc.). En una palabra, se deben anotar todos los datos y detalles geológicos que se observaren sobre el terreno de donde procede el ejemplar.

5.º Recoleccionar, si es posible, sobre el terreno mismo ejemplares aislados de los minerales que integran cada roca, bien separándolos de éstas, si su tamaño lo permite, bien lavando los detritus de las rocas, bien haciendo un examen microscópico somero, en la forma que se explicará al detallar cada condición.

Los procedimientos que, por parecernos los más prácticos, hemos empleado en este trabajo para cumplir las condiciones antedichas han sido los siguientes:

Condición primera.— Para cumplir esta condición dicho se está que es preciso fijarse muy mucho en el terreno que se va atravesando en las sucesivas excursiones. Conviene elegir los itinerarios de éstas en dirección perpendicular o, al menos, transversal a la estratificación de las capas. Esta, que es regla a seguir en toda excursión geológica que tienda, más que a determinar los límites de cada terreno, a estudiar los accidentes tectónicos de él, se impone más todavía cuando se trata de recolectar la totalidad de las rocas que integran a dicho terreno, porque hay bastantes de éstas que sólo están representadas por algunas pocas capas localizadas en determinado nivel estratigráfico, y es mucho más probable encontrarlas examinando transversalmente los afloramientos que paralelamente a ellos. Suele haber rocas filonianas, que sólo afloran en tal o cual punto por estar cubierto el filón en los restantes por la vegetación o los detritus de otras rocas, y hay, por último, el caso de asomos eruptivos en forma de chimenea o tubo, en general de poco

Selección de los materiales.

diámetro, que es fácil escapen a la investigación del geólogo, a menos que éste no multiplique sus excursiones exageradamente.

La vegetación es un inconveniente serio para la recolección de rocas y llega a serlo a veces también para el estudio de la tectónica. Buen ejemplo de ello son las provincias del Norte de España (Asturias y Galicia especialmente), en las que, salvo en las montañas escarpadas, el resto del suelo está cubierto de hierba espesa o monte bajo muy tupido, que imposibilita a veces y dificulta mucho siempre el reconocimiento del suelo.

Aun cuando en la región objeto del presente trabajo la vegetación es escasa, subsisten en ella, no obstante los inconvenientes primero señalados, y para dominarlos y tener certeza casi absoluta de que no quedan en el terreno estudiado rocas de las cuales no se hayan recogido ejemplares; hemos adoptado desde hace años un procedimiento, que suponemos habrán empleado otros antes que nosotros, pero que aun así puede ser de interés mencionarlo aquí.

Consiste en comenzar el reconocimiento del terreno que se va a estudiar por un recorrido somero de los principales ríos que atraviesan aquél. Los ríos muestran al que los recorre una colección completa y excelente de las rocas que existen en su cuenca. Si ésta no es de superficie demasiado extensa, como sucede en los ríos (más bien merecen el nombre de arroyos que el de ríos) de la región que nos ocupa, se puede asegurar que entre los cantos rodados que cubren su lecho habrá ejemplares de todas y cada una de las rocas de la cuenca o vaguada, por escasa y rara que dicha roca sea. Si el río es muy largo, y su cuenca, por consiguiente, muy extensa, se examinan los principales afluentes y el río principal cerca de su nacimiento, y se está en el mismo caso que en el de un río de cuenca pequeña.

No es necesario recorrer kilómetros a lo largo del lecho de cada río o arroyo. La experiencia enseñará que en la inmensa

Cantos y arenas de los ríos.

mayoría de los casos basta con recorrer a lo largo de aquél de 100 metros a 200 para encontrar representantes de la totalidad de las rocas de la cuenca, salvo los de aquellas que, por ser excesivamente deleznales, se transforman en tierras o arenas a los pocos metros de su arrastre por las aguas. Así pues, el geólogo que recorra con atención esta pequeña área y recoja ejemplares de cada variedad de cantos rodados que encuentre en ella, habrá conseguido dos cosas; una tener certeza completa de que posee muestras de todas las rocas de la cuenca del río; la otra es haber adquirido una guía segura de las que debe encontrar en sus excursiones por dicha cuenca, y si en estas excursiones no tropieza con tal o cual roca de las que ha encontrado cantos rodados en el lecho del río, deberá seguirla buscando hasta dar con ella, porque es seguro que dichos cantos proceden de rocas que hay aguas arriba del sitio donde han sido recogidos y que la Naturaleza no los ha puesto allí por capricho (1). Para el geólogo es una ventaja grande saber de antemano qué rocas va a encontrar o debe encontrar en determinada área, y por esto, y por otras razones que expondremos más adelante, nos permitimos recomendar este examen previo de materiales arrastrados por los ríos.

Hemos encontrado tales ventajas en este procedimiento que

(1) Sobre esto debemos mencionar un hecho que suele ocurrir, sobre todo en Andalucía, donde la mayor parte de los transportes se hacen a lomo de burros o de mulos. Sucede con frecuencia que el arriero, para equilibrar la carga de la caballería, coge una piedra, la mete entre las cuerdas del *capacho* o *serón* de menos peso, y la tira después de haber recorrido algunos kilómetros, bien porque ha terminado de subir o bajar una cuesta, bien por otra razón cualquiera. El hecho es que el geólogo debe siempre desconfiar de las rocas que encuentre cerca de los caminos o veredas, porque puede suceder que hayan sido transportadas allí artificialmente. Esto no es una hipótesis, sino un hecho. Aun recordamos la sorpresa y el trabajo que después dió un trozo de piroxenita encontrado por D. J. Mac-Pherson y por mí en el Puerto del Pino (del camino de Ronda a Estepona (Serranía de Ronda), sitio en el cual la existencia de piroxenita hubiera sido una anomalía muy extraña.

lo hemos adoptado como comienzo obligado de cada estudio geológico que emprendemos. Lo primero que hacemos es dividir en cuencas la región que vamos a estudiar, para lo cual nos valemos del mapa que ha de servir de base al estudio. Después hacemos un recorrido somero del río o arroyo de cada cuenca, en la forma que hemos explicado antes, y entonces, cuando están acopiados y debidamente ordenados los datos que aportan estos recorridos, es cuando comenzamos las excursiones realmente geológicas, para planear las cuales nos sirven de eficaz ayuda aquéllos (1).

Cuando las rocas son de grano fino, con elementos invisibles o casi invisibles a simple vista, se corre el peligro de confundirlas considerándolas iguales a rocas distintas o viceversa. En los casos de dudas preferimos multiplicar el número de ejemplares recogidos a exponernos a dejar sin recolectar algunas rocas que puedan ser interesantes. Las lentes son en estos casos un auxiliar indispensable.

Sabido es que en el equipo de todo geólogo debe figurar una lente de bolsillo. Estas lentes suelen ser, o lentes simples biconvexas, o de los tipos llamados de Coddington o Stenhope; pero recientemente se han inventado aparatos portátiles de aumento mucho más perfectos que aquéllas, y merece la pena mencionar, por lo menos, a dos de ellos, que son excelentes

(1) Damos por supuesto que todo el que se propone estudiar geológicamente una región comienza por procurarse un buen mapa geográfico de ella, hecho a escala grande (1 : 100.000 ó, por lo menos, 1 : 200.000), que contenga el mayor número de detalles posibles, cuyo mapa le servirá de base para su trabajo. Sin un buen mapa no se puede hacer un buen estudio geológico. El Instituto Geográfico y Estadístico está publicando uno excelente de España, a escala 1 : 50.000, con curvas de nivel, al que consideramos como uno de los trabajos más perfectos que se han hecho en Europa. Nuestro compañero D. Luis Cubillo y Muro, que es, además, ingeniero geógrafo y está al frente de la Sección gráfica de aquel Instituto, merece todo género de plácemes por la admirable ejecución de este mapa, que es, por cierto, el mejor documento de que puede disponer el que comienza el estudio geológico de una región dada.

Rocas de grano fino.

Lentes.

para los trabajos petrográficos. Uno lo constituye el grupo de lentes llamado de Steinheil, en todos los cuales están corregidas las aberraciones principales, sobre todo la esférica; de lo cual resulta que su campo es mayor que el de las lentes simples de Codington y de Stenhope y, además, muy plano en toda su extensión. Las lentes de Steinheil, con aumentos comprendidos entre 3 y 6 diámetros, son las más a propósito para el examen de rocas sobre el terreno (1); su tamaño es, próximamente, igual al de los tipos antiguos citados y se venden, como éstos, montados en cilindros de latón, que encajan, por medio de una charnela, en otros de ebonita o asta que los protegen del polvo.

Lente biocular.

Pero hay un aparato cuya invención data de los primeros años del siglo actual, que se presta admirablemente al fin indicado, porque equivale a un pequeño microscopio del tipo Greenough (2); esto es, a un microscopio con condiciones visuales muy similares, por no decir iguales a las de la retina humana. Nos referimos a la «*Binocular Luppe*», construida primero por Zeiss y más adelante por otros varios constructores de microscopios. Este par de lentes se aplica a los ojos como si fueran unas gafas. Llevan en la parte inferior de su montura de ebonita una ventana grande, que sirve para dirigir la vista al exterior y hacia abajo, y en la parte de arriba varios agujeros de ventilación para que las lentes no se empañen. La visión con este aparato es clarísima, cual si se mirase con los ojos mismos, y el campo visual muy plano y más luminoso que en ninguna otra lente.

Estas condiciones permiten no pasar de un aumento de

(1) Las figuras que representan estas lentes las encontrará el lector en cualquier catálogo de fabricantes de microscopios.

(2) Estos microscopios están basados en un principio óptico análogo al de los gemelos prismáticos tan conocidos y empleados hoy día. Son dobles desde el par de objetivos para arriba, y la visión que con ellos se obtiene es estereoscópica y directa (no con la imagen invertida como en los microscopios ordinarios), dando la sensación de relieve como la dan los ojos.

3 diámetros (hoy día se fabrican de 4 y 6 también), el cual, dada la excepcional calidad de la imagen, basta en la inmensa mayoría de los casos para ver los elementos y textura de todas las rocas de grano fino. Los dos inconvenientes de estas lentes son su volumen y su precio. El estuche en que viene encerrada la lente doble mide 12 centímetros de largo, 6 de ancho y 4 a 5 de alto. El peso del par de lentes con aumento de 3 diámetros es de 250 gramos. El precio antes de la guerra era de 60 marcos en fábrica (Zeiss).

Si la roca es de grano uniforme y el tamaño de éstos no es excesivo, basta tomar un ejemplar de cada roca, pero si hay cristales o trozos irregulares grandes (glándulas) envueltos por una pasta fina, es preciso recolectar ejemplares separados de cada especie de aquéllos, y además uno en el que predomine la pasta. Una preparación microscópica de cada uno de estos ejemplares es indispensable en estos casos.

Rocas glandulares.

A veces se trata de estudiar un fenómeno de metamorfismo; por ejemplo, la acción ejercida por una roca eruptiva sobre las del terreno, a través del cual ha emergido. Otras veces interesa seguir los efectos mecánicos, originados en la textura de la roca por un fenómeno geológico; como una falla, un pliegue agudo, un arrastre, cobijadura, etc. En tales casos, la recolección de ejemplares se debe hacer siguiendo cierto método. El primero de aquéllos se toma en el contacto mismo o en el punto de la falla o pliegue en que la roca se vea más afectada por éstos. Los siguientes ejemplares se van tomando cada vez más alejados del primero, procurando que las distancias entre los puntos en que se arrancan sean iguales. Se sigue así hasta llegar a la roca no afectada por aquél.

Fenómenos varios.

No se puede decir nada concreto sobre la distancia a que llega la acción de un fenómeno de éstos y, como consecuencia, sobre el número de ejemplares que conviene recoger. En todos estos casos, y especialmente en los de metamorfismo, se obser-

van diferencias considerables en su campo de acción. Unas veces, a los pocos metros del contacto de la roca eruptiva con las de su caja, ya son éstas normales y no acusan en el examen microscópico alteración alguna de sus elementos. En cambio otras la acción metamórfica se extiende a centenares de metros (1). Algo semejante, aun cuando en menos escala, se podría decir sobre la acción de los demás fenómenos citados. Resulta de aquí que el geólogo sólo se puede guiar por lo que observa sobre el terreno mismo en cada caso, y nuestro consejo se tiene que limitar forzosamente a recomendar una observación prolija de las rocas en las proximidades del punto de acción, hecha con la lente de bolsillo. En estos casos vale más tomar muchos ejemplares que pocos y pasar un tanto del punto en que la roca de la caja parezca inalterada.

Acciones atmosféricas.

2.^a La condición segunda no es tan fácil de cumplir como a primera vista parece. Las acciones atmosféricas ejercen una acción muy variable sobre las rocas, y, según sea la naturaleza de éstas y el clima y régimen atmosférico del país en que radican, así la alteración producida por aquéllas alcanzará mayor o menor profundidad. Sobre esto no se pueden dar, por tanto, reglas fijas. Hay casos en que basta quitar 4 ó 6 centímetros de un crestón para que desaparezca la parte superficial descompuesta y se puedan recoger ejemplares puros, esto es, no alterados. En cambio, hay casos en que, a una profundidad de un metro o algo más, se nota todavía la influencia de aquellas acciones (2).

(1) Esto lo hemos visto escrito en tratados serios de geología y petrografía, pero no hemos tenido ocasión de observarlo personalmente. El ejemplo de acción metamórfica a mayor distancia lo hemos encontrado en los restos de la bóveda del batolito peridótico de la Serranía de Ronda, a donde los efectos indiscutibles de la acción metamórfica llegan hasta 80 ó 100 metros del contacto con la roca eruptiva. (Véase *Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda*, Memoria del Instituto Geológico de España.)

(2) Sirvan de ejemplo algunas peridotitas muy básicas de la Serranía de Ronda, en las que ha sido preciso dar barrenos con dinamita para obtener ejemplares puros.

Para estos casos son excepcionales y, en general, basta con quitar de 15 a 20 centímetros de roca superficial para llegar a la no alterada.

Tampoco se pueden dar reglas fijas para determinar cuándo se ha llegado a la roca pura o cuándo conserva todavía aquélla algunos signos de alteración. La dureza, el color, la compacidad, etc., son caracteres que varían mucho de una roca a otra para poderlos englobar en reglas fijas que los abarquen a todos. De un modo general se puede decir que, en las rocas con planos de estratificación reales o aparentes y en las que se señalan mucho las diaclasas, las acciones atmosféricas penetran más que en las compactas. También penetran más en las rocas de elementos grandes que en las de grano fino. Pero a estas reglas hay muchas excepciones y, además, los calificativos antedichos se prestan a interpretaciones varias, según el criterio de cada cual. La experiencia, la costumbre, el hábito que adquieren los ojos al poco tiempo de recolectar rocas, enseñan en este caso más que cuanto en un libro se puede decir.

Tanto para adquirir esta costumbre de distinguir los ejemplares alterados de los puros, como para reunir con facilidad una colección de estos últimos, es un medio excelente el recorrido del lecho de ríos y arroyos que hemos preconizado antes. Las rocas, al ser arrastradas por el agua, se desgastan, perdiendo sus partes más blandas, que son precisamente las alteradas por las acciones atmosféricas, quedando reducidas a *cantos rodados*, que, salvo en contadísimos casos, están formados por rocas puras. De aquí que los ejemplares obtenidos partiendo cantos rodados sean excelentes para estudiar la roca, a simple vista primero y al microscopio después, y sirvan, además, muy bien para adquirir ese hábito, mencionado antes, de distinguir las rocas puras de las alteradas.

Dicho se está que el hecho de poder recoger con poco trabajo excelentes ejemplares de rocas recorriendo el curso de los

ríos, no debe relevar en manera alguna al geólogo de obtener ejemplares de las mismas rocas, recogidos *in situ*. Al contrario, lo primero debe servir para llevar bien a cabo lo segundo, para saber a punto fijo las rocas que se deben encontrar en la cuenca del río y para acostumbrarse a distinguir los materiales puros de los alterados. Esto ya lo hemos explicado con bastante extensión al tratar de la condición primera y no es preciso repetirlo aquí.

Recolección de trozos pequeños.

En general, de cada roca que se recoja o de la mayor parte de ellas al menos, habrá que hacer después una preparación en forma de lámina delgada para estudiarla al microscopio. Habrá rocas que, como ya hemos dicho, necesitarán dos o más preparaciones para el estudio de su pasta y el de los trozos grandes que ésta envuelve. Es costumbre frecuente recoger un ejemplar grande de cada roca, y luego en el laboratorio cortar de él el trozo pequeño que ha de servir para la preparación. Esto nos parece una mala costumbre, porque sin trabajo ninguno se pueden recoger sobre el terreno mismo estos trozos pequeños, puesto que al partir cada roca resultarán forzosamente bastantes de ellos entre los cuales se podrán seleccionar los mejores y los de tamaño más adecuado, conviniendo también tomar dos o tres de cada roca por si alguno se inutiliza al prepararlo. Una vez recogidos se envuelven y guardan con el ejemplar grande y se evita la operación posterior, bastante pesada a veces, de cortar del ejemplar grandes trozos de tamaño adecuado y en la dirección conveniente, operación de la que puede resultar además que el ejemplar grande se estropee, partiéndose en pedacitos pequeños si la roca es frágil.

Para la selección de los trozos destinados a preparaciones microscópicas conviene tener presente que deben tener una cara cuyo tamaño no deber ser inferior a 20 ó 25 milímetros en ambos sentidos, porque siendo el tamaño habitual de las preparaciones de roca el de 15 a 20 milímetros de lado o de diá-

metro se debe partir al prepararlos de una superficie algo mayor para compensar lo que suele perder en los bordes del trozo por la acción mecánica del esmeril.

La dirección de esta cara, que ha de servir después para el tallado en forma de lámina delgada, es indiferente si se trata de una roca homogénea y de grano uniforme y no muy grueso, porque en ellas todas las direcciones son iguales en composición petrográfica y distribución de elementos; pero en los demás casos la dirección en que se haga el tallado tiene importancia y no escasa. Si se trata de una roca estratificada o en la que, sin serlo, los elementos se agrupan en capas, el corte del ejemplar pequeño se debe dar perpendicularmente a los planos de estratificación o agrupación, porque si se diera paralelamente a ellos, no se vería después en la preparación la textura real de la roca, sino una sola capa formada por tal o cual mineral, con exclusión casi completa de los demás. En este caso resalta la ventaja de recoger sobre el terreno mismo los ejemplares que han de servir para el tallado, porque entre los varios trozos pequeños que resultan al partir un ejemplar grande habrá casi siempre alguno cortado en dirección conveniente, y, si no lo hubiera, será muy fácil obtenerlo teniendo a disposición para ello cuanto material se quiera, y no tan sólo un ejemplar de roca, como sucede cuando se toma en el laboratorio el pedacito para la preparación (1).

Ya hemos dicho que en determinadas rocas de textura por-

(1) Pudiera objetarse a esto que hay máquinas con discos de acero, bordeados de polvo de diamante, que sirven para cortar de un trozo de roca y en la dirección que se quiera una lámina de pocos milímetros de espesor, que después con esmeril se talla y pulimenta para obtener la preparación microscópica. Pero a esto se puede objetar a su vez, que estas máquinas son caras de adquisición, y más aún de entretenimiento por el elevado precio del polvo de diamante. Además su resultado práctico es un tanto discutible. Nos ha parecido siempre mucho más fácil, seguro y expedito seleccionar sobre el terreno mismo dos o tres trocitos a propósito de cada roca.

firoide convenía tomar un trocito de la pasta y otro de cada uno de los cristales o glándulas grandes, envueltos por ésta para obtener de cada uno una preparación microscópica. También en este caso es ventajoso tomar estos ejemplares sobre el terreno mismo y aprovechar el mucho material que hay para seleccionarlo bien.

Muestras de arenas.

Una recomendación importante, cuando se recogen ejemplares de rocas en los lechos de los ríos, es la de tomar muestras de las arenas de éstos. En efecto, el sol, la lluvia, las heladas y demás agentes atmosféricos desintegran las rocas mejor que cualquiera operación mecánica que para esto se emplee, porque los cristales, granos, láminas, etc., no se rompen ni se estropean, como sucede con el martillo y el triturador. La única acción temible es la del arrastre por el agua, que desgasta y tiende a redondear las aristas y vértices de las formas cristalinas, cosa que por otra parte se evita con facilidad tomando las muestras de arenas no muy lejos del nacimiento del río. Haciéndolo así se puede asegurar que el petrógrafo encontrará en dichas arenas excelentes ejemplares sueltos de los elementos constituyentes de las rocas pertenecientes a la cuenca del río; ejemplares que después podrá aislar, bien seleccionándolos bajo el microscopio, bien por el lavado con las bateas, bien por medio de los líquidos densos, bien, por último, aplicando simultáneamente estos tres procedimientos en la forma que se explicará más adelante.

Las muestras de arena se deben tomar, como hemos dicho, cerca del nacimiento del río, tanto más cerca cuanto más torrencial sea el régimen de éste, porque haciéndolo así el desgaste habrá sido menor. Conviene tomarlas en los remansos adonde naturalmente se hayan formado playas. Buenos sitios son también los situados aguas abajo de los mogotes grandes de rocas que suelen interrumpir el curso de los ríos, porque en ellos tienden a depositarse los detritus que éstos arrastran. Con-

viene que las muestras se compongan de arenas superficiales y profundas (hasta 20 ó 30 centímetros), que es lo que suelen tener de espesor estos pequeños depósitos superficiales, bien mezcladas ambas clases, bien separadas por si acaso se sospecha la existencia de un metal denso en los materiales que el río arrastre. Si se observa que las playas dichas se diferencian unas de otras en el grueso de los granos (caso bastante frecuente), se deben tomar muestras de cada una de ellas. Por último, si el punto del río en que se opera es la confluencia de éste con un tributario importante, es una precaución muy recomendada el tomar muestras de arenas de uno y otro; porque el examen posterior permitirá averiguar entonces si la composición de la cuenca del tributario es igual a la del río o existen en ella rocas diferentes de las de éste.

Si el reconocimiento tuviera por objeto, a más de la recolección de rocas con el fin ya explicado, el de localizar en la cuenca del río los puntos en que radica tal o cual mineral cuya existencia en ella se sabe o se sospecha, conviene hacer una separación por densidades de los elementos componentes de las arenas, la cual permite llegar rápidamente al fin indicado. No conocemos ningún procedimiento para esto que supere al del lavado de las arenas por medio de bateas hecho *in situ*. Es el que siguen los buscadores de oro, platino, etc., y es el que hemos seguido nosotros, con excelente resultado por cierto, para la investigación de los criaderos de níquel en Los Jarales, Sierra de Aguas y otros parajes de la Serranía de Ronda (1). Para aplicarlo basta una pequeña batea de madera que se puede llevar en el morral del geólogo y cuyo peso no es nunca un impedimento. Su manejo es muy fácil y la separación con ella de

Investigación de metales.

(1) Véase para la descripción detallada de este procedimiento *Informe sobre el reconocimiento de la Serranía de Ronda*, Instituto Geológico de España, 1919 (tomo XX de la segunda serie del *Boletín*).

tres o cuatro clases de arena de diferente densidad exige tan sólo diez o doce minutos (1).

Envase y anotación de ejemplares.

3.^a La condición tercera es tan natural y lógica, que no creemos existan ni hayan existido geólogos que no la cumplan. Pero sobre la manera de ponerla en práctica conviene indicar algo que tienda a ahorrar tiempo y a facilitar el trabajo.

Una vez recogidos los ejemplares sobre el terreno hay que hacer dos cosas: una anotar su procedencia en la libreta de campo y la otra envasarlos y guardarlos para su transporte hasta el laboratorio, sin que se estropeen ni se confundan unos con otros.

Sobre la primera sólo podemos aconsejar que al apuntar la procedencia de la roca no se cite únicamente el nombre geográfico oficial, por decirlo así, del paraje, sino también el nombre con que se le conozca en la localidad. Decimos esto porque es muy frecuente, frecuentísimo, que el nombre con que figura en los mapas el cerro, arroyo, puerto, etc., en que se ha recogido la roca no se parezca en nada al que los naturales del país usan para designar aquéllos, y de esto resultan después confusiones y dudas, que desaparecen anotando los dos nombres. Este consejo y el de precisar, lo más posible, el punto de procedencia, son los únicos que podemos dar sobre el particular.

Para señalar los ejemplares suelen emplear los geólogos eti-

(1) La batea que empleamos para esto es de caoba (cualquier madera poco fibrosa de grano fino sirve lo mismo), de forma cónica muy abierta y mide 15 centímetros de diámetro por 4 de profundidad en el centro. Su peso no llega a 250 gramos. Este pequeño utensilio es tan útil que no vacilamos en recomendarlo a los investigadores de metales, y también a los que sólo aspiran al reconocimiento petrográfico de la región; porque la batea sirve también para eliminar de la arena la arcilla y las impurezas de poca densidad que casi siempre la acompañan, y esta eliminación reduce el volumen de la muestra y facilita el examen ulterior de ésta.

No entra en los límites de este libro describir el manejo de la batea, el cual lo encontrará el lector en cualquier libro de metalurgia general. Debemos decir, sin embargo, que un par de días de práctica enseñan más que las descripciones de los libros, por extensas que éstas sean.

quetas engomadas, que pegan a aquél. Luego envuelven el trozo o trozos de roca en un papel resistente, y así lo meten en los serones o capachos de la caballería destinada al transporte del equipaje de campo. Algunos amarran con un bramante fuerte el ejemplar envuelto en papel. Esta manera de proceder nos ha parecido siempre poco práctica. Las razones en que fundamos este juicio *tan radical* son: las etiquetas engomadas que se venden en el comercio se adhieren poco a la roca y una proporción grande de ellas se despegan, se borra o se pierde. Hace falta, además, para pegarlas llevar una esponja pequeña, bastante engorrosa, o mojarlas con saliva, cosa esta última bien poco higiénica y nada limpia; y como los papeles se rompen con frecuencia por el traqueteo de la caballería y las etiquetas se despegan, es cosa muy frecuente, al llegar al alojamiento por la noche, encontrarse con que parte de los ejemplares están sueltos, sin etiqueta y rozados unos con otros; todo lo cual, a más de haberlos estropeado, da lugar a confusiones y hasta errores de procedencia, que conviene evitar a todo trance. El mal se agrava si se envuelven varios ejemplares en el mismo papel. Pero el inconveniente más serio de este modo de operar es que hace perder mucho tiempo al geólogo, y éste no está nunca sobrado de él cuando va de excursión.

Algunos tienen la costumbre de *formatizar* las rocas que recogen, esto es, darle forma rectangular, sin picos ni aristas vivas. Esto lo hacen unas veces con martillos pequeños y otras con el bisel, que casi siempre lleva el martillo del geólogo. Reconocemos que esto tiene ventajas. Una colección de rocas formatizadas y de tamaño uniforme es más *estética* que una de ejemplares irregulares, y, además, se envuelven en el papel con más facilidad y la proporción de envolturas rotas disminuye sensiblemente desde el momento en que desaparecen los ángulos cortantes. Pero tiene el grave inconveniente, a nuestro juicio, de que exige tiempo, más o menos, según sea la habili-

dad del operador, pero siempre el suficiente para que se pierda una parte no pequeña del día. Por esto nos limitamos a quitar someramente con el martillo los picos demasiado agudos, dejando a los ejemplares con forma irregular.

Desde hace años hemos adoptado un procedimiento que salva los inconvenientes citados y que está al alcance de todos. Consiste en llevar preparados de antemano cierto número (tantos como ejemplares se piensa recoger, y algunos más por si acaso) de saquitos de tela de algodón barata y fuerte, con dos cintas cosidas a su borde superior (1). Dentro de cada uno de estos saquitos se mete el ejemplar grande y los tres o cuatro pequeños de la misma roca que han de servir para las preparaciones. Después se cierra el saco con las cintas, apretando todo lo posible los ejemplares, y se escribe en el saco el número y letra que corresponden al ejemplar; número y letra que, dicho se está, son los mismos que se anotan en la libreta. Es preferible quizás escribir éstos en el saco antes de llenarlo, porque entonces la tela está lisa y se escribe en ella mejor. Se suele emplear el lápiz para que se borre al lavar el saco y éste pueda servir para varias recolecciones. Después en el laboratorio se sacan los ejemplares, se les pega su etiqueta y se hacen con toda calma las demás operaciones que se precisen. Podemos asegurar que es rarísimo que un saco se rompa y los trozos de roca se salgan de él. Para guardar las arenas, lavadas o no, son también excelentes estos sacos.

Cada geólogo hace sus anotaciones como mejor cree. Nosotros designamos con una letra el paraje de que procede el

(1) Los saquitos que empleamos miden de 12 a 16 centímetros de alto por 8 a 9 de diámetro, y las cintas blancas cosidas en su borde tienen 15 centímetros de largo cada una. La costurera que los hace se atiende al ancho de la pieza de tela para que no resulten recortes. Un par de centímetros de más o de menos en las medidas dichas no tienen importancia. Estos saquitos cuestan de 12 a 16 céntimos de peseta cada uno, y sirven, sin romperse, para cuatro excursiones y algunos para cinco.

ejemplar, y si recogemos varios de éstos ponemos un número de orden a cada uno de ellos, añadiéndolo a continuación de la letra. Esta y el número se repiten en la etiqueta de la preparación microscópica.

4.^a La condición cuarta atañe principalmente a los *petrógrafos exclusivos*, queriendo designar con esta frase a los hombres de ciencia, a los que sólo interesa el estudio de la roca y el de sus minerales, y no la geología y la tectónica de la región. Para estos investigadores la petrografía es un fin, no un medio, y este criterio, llevado a la exageración, como han hecho algunos, nos parece un mal. En efecto, el petrógrafo se debe hacer cargo que esos datos especificados en la condición cuarta, aun cuando no le interesen a él, es seguro interesarán a otros que vengan después de él y emprendan el estudio geológico de la región de que proceden aquellas rocas. Sin dichos datos, el trabajo petrográfico propiamente tal pierde para el geólogo gran parte de su valor, y esto se puede evitar fácilmente anotando en la libreta de campo los datos que se especifican en la condición cuarta y cuantas particularidades ofrezca el terreno de donde la roca proceda. En esto vale más también pecar por exceso que por defecto.

5.^a La condición quinta y última queda cumplida en parte con la recolección de arenas que hemos recomendado antes, pero cabe hacer más porque hay bastantes rocas alrededor de cuyos yacimientos se encuentran sueltos los minerales que las componen, o al menos parte de ellos. Esto ocurre con frecuencia en las rocas de textura porfiroide, sobre todo si son algo deleznable. Un examen de la tierra que rodea el afloramiento de aquéllas, hecho con la lente de bolsillo o a simple vista si los elementos son grandes, permite muchas veces recolectar sobre el terreno mismo excelentes ejemplares de los minerales constituyentes, los cuales están casi siempre intactos y con sus aristas y vértices (cuando están cristalizados) muy limpios porque no han sufrido arrastres.

Importancia de los datos estratigráficos.

Recolección de minerales.

Si no se encuentran minerales sueltos, se los puede obtener algunas veces triturando la roca con el martillo, y esto vale más hacerlo sobre el terreno adonde sobra material para ello, que en el laboratorio y valiéndose de los ejemplares recogidos que habrá que estropear en parte.

Tales son las indicaciones y consejos que se nos han ocurrido sobre la recolección de materiales. Repetimos lo ya dicho. Los petrógrafos que nos lean encontrarán nimias y hasta inútiles las tales indicaciones, pero téngase presente que no están escritas para ellos, sino para los que empiezan, y que por lo mismo que empiezan se ven algo desorientados sobre la mejor manera de operar. Nos lisonjea pensar que los que estén en este caso han de agradecer estos consejos que damos y que son el resultado lógico de bastantes años de trabajo sobre el terreno mismo.

Preparación para su estudio de los materiales recogidos.

Transportados los materiales al laboratorio, lo primero que se debe hacer es ordenarlos, poniéndole a cada uno su etiqueta y pegando ésta bien con goma, porque, como ya hemos dicho, la que tienen las etiquetas comerciales por su cara posterior no basta casi nunca para que quede firmemente adherida a la roca.

Nuestra costumbre es tener siempre a la vista un ejemplar grande (6 a 8 centímetros de lado), cuya preparación en lámina delgada estamos examinando al microscopio; y de este modo, se puede comparar a cada instante lo que nos enseña este último con lo que la roca muestra a simple vista.

No es de este lugar explicar detenidamente la manera de hacer una preparación de roca en lámina delgada. Tal explicación la encontrará el lector en cualquier tratado de petrografía.

Condiciones de las preparaciones.

que consulte. Conviene decir, no obstante, qué condiciones deben cumplir estas preparaciones para la facilidad de su estudio y garantía de la exactitud de éste. Son las siguientes:

1.ª Debe tener la suficiente extensión superficial para que estén en ella representados todos los elementos que la constituyen y al mismo tiempo para que el observador disponga de varias secciones de cada uno de aquéllos, con objeto de compararlas entre sí. Un tamaño muy aceptable es el de 15 por 15 milímetros, y éste es el que, con rarisimas excepciones, tienen las preparaciones de las colecciones de estudio hechas en España y en el extranjero. Corresponde este tamaño al de los porta-objetos y cubre-objetos petrográficos que miden 48 por 29 milímetros los primeros y 20 por 20 milímetros los segundos. Téngase presente que para obtener una preparación de 15 por 15 milímetros hay que partir de un trozo de roca que mida cosa de 20 por 20, porque siempre se pierde algo de superficie en la operación del tallado.

Cuando la roca contiene elementos muy grandes (fenocristales), envueltos en una pasta, se necesitan, como ya hemos dicho al tratar de la recolección, dos o más preparaciones para estudiarla. Una de la pasta, con algún que otro trozo pequeño de los elementos grandes, y otras para cada uno de éstos.

2.ª Que su espesor sea el normal, o sea el comprendido entre 2 y 2,5 centésimas de milímetro. Esta condición es la más importante de todas, porque si la lámina es más gruesa dejan de ser transparentes ciertos minerales y, además y principalmente, porque los colores de polarización y los fenómenos que de éstos se derivan, citados en los tratados de petrografía, se refieren al espesor normal y cambian extraordinariamente cuando éste aumenta.

Para cerciorarse de que la lámina es de dicho espesor, el mejor procedimiento conocido es medir aquél con el tornillo

micrométrico del microscopio (1); pero hay otro más rápido, que consiste en examinar con luz polarizada los cristales o trozos de cuarzo y feldespatos de la preparación y ver si todos ellos *polarizan en gris*, esto es, si su color de polarización, entre los nicoles cruzados y a 45° de la posición de extinción, es gris claro y no amarillo. Si ocurre esto último se puede afirmar que la preparación es *gruesa*; esto es, que mide más de 2,5 centésimas de milímetro. El único inconveniente de este procedimiento es que, aun siendo el cuarzo y los feldespatos los elementos de más frecuente presencia en las rocas, hay algunas de éstas que no los contienen. En este caso no hay más remedio que apelar al tornillo micrométrico del microscopio.

Salvo los casos en que la roca es extraordinariamente opaca, se pueden leer bien las letras de un libro a través de una lámina de espesor normal.

3.ª Si la roca es de textura porfiroide, con fenocristales pequeños, la preparación debe estar hecha de tal modo que dichos fenocristales no desaparezcan en el tallado, dejando un hueco en la lámina. La preparación en la que tal cosa suceda, se debe considerar como inútil y se debe repetir, poniendo al hacerla la mayor atención.

4.ª Tanto el porta-objeto como el cubre-objeto deben ser como la roca misma, de espesor normal; esto es, de 1 a 2 milímetros a lo sumo, los primeros, y de 15 a 20 centésimas de milímetro los segundos. Conviene que sean así para poder aplicar al estudio de las preparaciones condensadores y objetivos de distancia frontal corta (2). En petrografía no se nece-

(1) La manera de operar la encontrará el lector en todos los tratados de petrografía. La suelen describir al hablar de la birrefracción, porque en casi todos los métodos hoy conocidos para determinar ésta entra el espesor como factor principal.

(2) En microscopia se llama distancia frontal de un objetivo a la que media cuando está enfocado sobre el objeto, entre la cara inferior de su len-

sita casi nunca emplear esos objetivos y condensadores muy potentes que se usan con frecuencia en histología, biología y otras ciencias, porque en las rocas no existen, sino rarísimas veces, los pequeñísimos detalles que exigen para su resolución el empleo de tales elementos ópticos. Pero en cambio necesita el petrógrafo valerse algunas veces de unos objetivos y condensadores especiales, que funcionan con inmersión en monobromuro de naftalina, cuyo fin no es resolver detalles pequeños, sino mostrar las figuras de interferencia de los ejes ópticos de los minerales. Para esto no hace falta que los objetivos y condensadores estén corregidos cromática y esféricamente, pero sí que posean una apertura numérica muy grande, mientras más grande mejor, y por esto se emplea como líquido de inmersión el monobromuro de naftalina, cuyo índice excede de 1,60. Consecuencia de esta apertura grande es una distancia frontal corta, y si el cubre-objeto y el porta-objeto fueran muy gruesos, estos objetivos y condensadores no se podrían aplicar, o, al menos, por el mero hecho de no poderse aproximar lo bastante al objeto, no se obtendría con ellos el resultado óptico que son capaces de dar (1).

Esta condición es fácil de cumplir porque casi todos los

te frontal y la cara superior del cubre-objeto. En un condensador es la que hay entre la cara superior de su lente frontal y la inferior del porta-objeto.

A la distancia frontal se la suele llamar también *distancia de trabajo*.

(1) Tal vez esta explicación no resulte todo lo clara que quisiéramos a los lectores poco versados en la teoría del microscopio, pero para explicar lo que afirmamos necesitaríamos empezar por exponer el significado del término *apertura numérica*, y después la relación que existe entre dicha apertura y el índice de refracción del líquido interpuesto entre el objetivo y la preparación. Esto nos llevaría muy lejos y además no sería oportuno hacerlo en un libro como éste. Por otra parte resultaría innecesario, porque el lector que desee darse cabal cuenta de la razón óptica de nuestras afirmaciones podrá conseguirlo con sólo leer los primeros capítulos de cualquier tratado de microscopia. Nos atrevemos a recomendar como excelente el escrito por D. Santiago Ramón y Cajal, titulado *Manual de Histología normal y de Técnica micrográfica*.



porta-objetos y cubre-objetos que hoy día se venden en el comercio, miden los espesores normales, y de estos mismos espesores los emplean los que se dedican a hacer preparaciones de rocas en España y en el Extranjero.

Las rocas y minerales que se quieran estudiar en la platina de Fedorovv, es preciso montarlos en porta-objetos especiales que midan a lo sumo 15 a 18 milímetros de lado. Más adelante veremos la aplicación que hemos hecho de este método en el presente trabajo y los procedimientos adoptados para estas preparaciones especiales.

Estudio con luz
reflejada.

Provisto ya de su colección de preparaciones debe el operador comenzar su estudio en el microscopio petrográfico; pero antes de explicar el método a seguir para esto, debemos decir algo sobre otro procedimiento para el estudio de las rocas que aplicamos por primera vez en el de la Serranía de Ronda y que en vista del buen resultado obtenido, hemos empleado ahora en mayor escala. Nos referimos al estudio de las rocas con luz reflejada en el microscopio biocular.

Consiste este método en examinar con aumento grande la superficie pulimentada de una roca, alumbrándola como se alumbran todos los objetos opacos, esto es, dirigiendo un haz de luz intensa sobre dicha superficie. Haciéndolo así se ven, como es natural, los elementos integrantes de la roca a mucho mayor tamaño que el real, y si el pulimento es grande la roca adquiere cierta transparencia, que permite ir siguiendo hasta alguna profundidad los accidentes de ella, como planos de crucero, superficies de contacto, acciones de unos minerales sobre otros, etcétera. Si, por añadidura, se emplea para este examen un microscopio biocular del tipo Greenough (1), cuyas imágenes

(1) Estos microscopios son dobles desde los objetivos para arriba: esto es, tienen un par de objetivos, un par de prismas de Porro y un par de oculares, dispuestos de modo que se pueden separar y acercar ajustándolos a la distancia que hay entre los ojos del observador. Los prismas sirven para dar

tienen todas las condiciones ópticas (relieve, perspectiva, etcétera) de las imágenes retinianas, se obtendrá el mismo resultado que se conseguiría si los propios ojos del observador aumentasen muchas veces los objetos.

El cúmulo de datos que sobre la estructura de las rocas se obtiene con este método es realmente extraordinario. Es preciso haberlo practicado para darse cuenta de su valor científico como procedimiento de investigación. Así lo hubimos de comprobar cuando hicimos el estudio de la Serranía de Ronda y lo empleamos por primera vez (1). Por esto no vacilamos en recomendarlo a nuestros lectores, aconsejándoles lo apliquen simultáneamente con el estudio óptico con luz polarizada que hagan en el microscopio petrográfico.

Pero adonde más se ponen de manifiesto las ventajas de este método es en el análisis microquímico de los minerales. Hasta hace poco se hacía éste en la preparación en lámina delgada que servía para el estudio con luz polarizada, quitándole para ello el cubre-objeto y el bálsamo de Canadá que cubre a las láminas o haciendo un agujero pequeño en dicho cubre-objeto por medio de ácido fluorhídrico. Fácilmente se conciben las dificultades e inconvenientes de este procedimiento que traía además consigo casi siempre la inutilización de la preparación. Operando sobre una superficie pulimentada y des-

imágenes directas, no invertidas como en los microscopios ordinarios, y esto es muy útil cuando se manejan bajo el microscopio las pipetas, barras de vidrio, etc., que hacen falta para el análisis microquímico.

La Casa Zeiss fué la primera que lanzó al mercado estos microscopios. Hoy los venden todos los constructores de Europa y América. Combinando los objetivos y oculares de que vienen provistos, se puede obtener con ellos un aumento hasta de 200 diámetros, mucho mayor del que exige el estudio de las rocas por este método, que es de 50 a 60 diámetros, a lo sumo.

(1) Creímos entonces que éramos los *inventores*, por decirlo así, del procedimiento en cuestión; pero poco después vimos que al mismo tiempo que nosotros lo estaban aplicando varios petrógrafos americanos, todos los cuales preconizaban su excelencia.

cubierta de la roca desaparecen dichos inconvenientes y el análisis microquímico se hace con la mayor facilidad.

Modo de preparar.

El *modus operandi* para preparar convenientemente las rocas que se vayan a examinar por este procedimiento, es muy fácil y rápido. Consiste en lo siguiente: Se toma un trozo de roca algo mayor que los destinados a preparaciones en láminas delgadas, como cosa de 2 a 3 centímetros de lado, y 1 a 1 1/2 de espesor. Se labra en él una cara plana por medio de esmeril, de grano medio, y si basta con esta cara, se deja la opuesta como está. Si se quiere disponer de doble superficie, se labra también la cara opuesta, procurando resulte paralela o casi paralela a la primera. Hecho esto se procede al pulimento, el cual es preciso sea grande para que la superficie de la roca refleje mucha luz, no tenga asperezas y aumente en transparencia. Este pulimento se da primero con esmeriles en polvo, de grano cada vez más fino, amasados con agua hasta que formen una pasta fluida, y sobre un trozo de luna de vidrio. Lo mismo que se hace cuando se les da la última mano a las láminas de roca, que se preparan para el examen por transparencia con luz polarizada.

Terminado el pulimento con el esmeril más fino (el del número 00 ó el llamado *zinkmasche*) se procede al pulimento especial para esta clase de trabajo. Entre los varios productos que para el caso hemos ensayado, ha resultado el más ventajoso ese polvo rojo llamado *rogue* por los pulimentadores ingleses, que se emplea para dar la última mano a las lentes de los aparatos de óptica. La Casa Zeiss nos ha proporcionado cosa de medio kilo de este producto (1), con cuya cantidad hay de sobra para el pulimento de 500 a 600 rocas.

(1) Su precio actual oscila entre 50 y 70 pesetas el kilo, y lo venden todos los constructores de aparatos ópticos, así como los preparadores de objetos microscópicos. La llamada «Alúmina Dujardin», que también hemos empleado, pulimenta menos que el *rogue* y es más difícil de manejar.

El *rogue* se extiende *en seco* sobre una gamuza bien estirada, pegada con cola de carpintero sobre una tabla de madera de grano fino (la caoba, el roble y el nogal son excelentes), que mida unos 0,25 a 0,30 metros de longitud, por 0,15 a 0,16 metros de anchura y 3 a 4 centímetros de espesor. Una brocha bien seca facilita la regular distribución del *rogue* sobre la gamuza. Sobre la capa que así resulta se frota la superficie de la roca en sentido longitudinal alternativo, sin apretarla mucho. A las pocas pasadas ya se empieza a notar el brillo que va adquiriendo la superficie, y a los cinco o seis minutos la operación está terminada, habiendo adquirido dicha superficie todo el brillo que el *rogue* es susceptible de darle.

Si en este momento se la examina con una lente se ve que en alguna parte de ella ha quedado adherido algo de *rogue*, y para quitarlo se le dan algunas pasadas sobre otra gamuza, pegada a una tabla como la primera, pero sin producto alguno sobre ella. Al contrario, esta gamuza debe estar perfectamente limpia y cepillada con un cepillo fino, para quitarle los granos de polvo que pudiera haber adheridos a ella y que rozarian la superficie pulimentada. Esta es la última operación. De ella sale la roca perfectamente limpia, muy brillante y en disposición de ser examinada en el microscopio. Este brillo se conserva inalterable; a pesar de lo cual es práctica recomendada que, si pasado algún tiempo se quiere volver a examinar la roca, se le den previamente algunas pasadas sobre la gamuza limpia.

Tal es el *modus operandi* que hemos seguido para la preparación de rocas destinadas a un examen con luz reflejada. Como se ve, es fácil y rápido, y aunque el resultado que con él hemos obtenido nos parece excelente, no por eso nos atrevemos a afirmar que sea el mejor. Se venden hoy día innumerables productos para el pulimento fino de metales, y cabe en lo posible que entre ellos haya alguno, y aun algunos, preferibles al *rogue*. Sólo podemos afirmar que, entre los ensayados

por nosotros, el que mejor resultado nos ha dado ha sido éste.

Manejo del mi-
croscopio bio-
cular.

Si la roca está pulimentada por ambas caras basta para su examen colocarla sobre la platina del microscopio, cuidando de poner previamente en ésta el disco de metal ennegrecido que tapa el agujero central que poseen todas las platinas de estos aparatos. Si éste trabaja en posición vertical, que es lo más frecuente, basta con colocar la roca sobre la platina, como acabamos de decir; pero si el microscopio es inclinable, como lo son los modelos más recientes de los constructores ingleses y americanos (Beck, Spencer y otros), habrá que sujetarla con las pinzas de que, al efecto, están provistos éstos, o introducirlas en los soportes especiales que algunos llevan, y que están destinados precisamente a alojar y mantener sobre la platina objetos de cierto volumen.

Si en la roca sólo se ha pulimentado una cara y la opuesta es de superficie irregular, se comienza por apoyar esta última sobre un porta-objetos de vidrio grande recubierto de cera o parafina reblandecidas por el calor, cuidando de mantener, próximamente, horizontal la superficie pulimentada, hasta que la cera o la parafina se solidifiquen del todo. Entonces se llevan a la platina del microscopio el porta-objeto y la roca adherida a él.

Ya hemos dicho antes las considerables ventajas que para este estudio ofrecen los microscopios bioculares del tipo Greenough, en los que todos los elementos ópticos son dobles, incluso el objetivo. Añadiremos ahora algunos datos sobre la mejor manera de operar desde el punto de vista óptico.

Se debe comenzar el examen con aumentos pequeños, que lleguen a lo sumo hasta 10 diámetros, porque así se pone mejor de manifiesto la textura de la roca en su conjunto y porque tal aumento basta y sobra para ver hasta los elementos más pequeños de aquéllas, por fino que sea su grano. Además, los objetivos débiles que se emplean para estos aumentos tienen

mayor *poder de penetración* (1) que los de más aumento, y esta propiedad permite seguir en profundidad los accidentes de las rocas hasta donde alcance la transparencia de ésta. Una buena combinación es la del par de objetivos *a*, con el par de oculares núm. 2.

Los detalles pequeños que este examen previo muestra se estudian después a mayor aumento, pudiéndose llegar sin dificultad a unos 50 ó 60 diámetros. De aquí para arriba ya se empieza a tropezar con la dificultad de falta de pulimento, pues por bueno que éste sea siempre quedan en la roca finísimas granulaciones, dependientes de su propia textura, y éstas se comienzan a ver cuando se excede del aumento citado. Dicho queda con esto que la textura de la roca es la que determinará principalmente el límite del aumento útil. Una serpentina, una obsidiana y una roca de pasta vítrea o semivítrea serán susceptibles de un pulimento mayor que una arenisca, una pizarra o una granulita, y por lo mismo resistirán, por decirlo así, mayores aumentos que éstas. No caben, pues, en este caso reglas fijas, pero sí podemos afirmar que los aumentos de 50 a 60 diámetros, que hemos dicho, son los máximos útilmente aplicables a la inmensa mayoría de las rocas.

Para los análisis microquímicos bastan aumentos de 15 a 20 diámetros, y emplearlos mayores no sólo sería inútil, sino que también sería perjudicial. Sería inútil, porque 15 diámetros bastan para que se puedan ir siguiendo paso a paso los fenómenos que originan los reactivos: efervescencias, cambios de color, precipitados, etc. Sería perjudicial, porque para estos trabajos conviene mucho emplear objetivos de distancia frontal

(1) Se llama así en microscopia la propiedad de ver simultáneamente en foco, con claridad suficiente, varios planos ópticos del objeto. Esta propiedad está en razón inversa de la apertura numérica del objetivo y, hasta cierto punto, también en razón inversa del aumento propio de éste. Se da, además, la favorable circunstancia de que los objetivos de estos microscopios están contruidos adrede para que tengan mucho *poder de penetración*.

grande, para que se puedan manejar con comodidad los tubos, pipetas y demás instrumentos que exige el análisis microquímico; también para que los vapores que se desprenden de ciertos reactivos encuentren una capa de aire, lo más ancha posible, entre el punto de acción y las lentes frontales de los objetivos, las cuales son atacadas más o menos por dichos vapores y conviene protegerlas lo más posible. Ahora bien, como la distancia frontal disminuye a medida que crece el aumento, conviene que éste sea el estrictamente necesario y no mayor.

Selección del
alumbrado.

Respecto al alumbrado de la superficie de las rocas debemos decir también algo. En los microscopios bioculares del tipo Greenough, no cabe aplicar el procedimiento de alumbrado que consiste en valerse de la mitad del objetivo a guisa de condensador, proyectando sobre el objeto por medio de un prisma o de un cubre-objeto inclinado, parte de la luz que entra en el tubo del microscopio por una ventana lateral. Por otra parte, este procedimiento de alumbrado no estaría indicado en este caso, porque para que surta buen efecto se deben emplear objetivos potentes, de bastante apertura y aumento y de campo visual de escaso diámetro. Ya hemos dicho que para estos trabajos no se debe pasar de los aumentos pequeños que corresponden a campos visuales grandes, puesto que exceden a veces de 8 milímetros de diámetro.

El alumbrado indicado en este caso es el llamado *directo*, que consiste en concentrar sobre el plano del objeto, por medio de un colector, la luz que emana de un foco cualquiera, estando fuera del microscopio, tanto ésta como el colector. Nos valemos con excelente resultado de una lámpara eléctrica «Nitra» o «Metal», de filamento pequeño, cuya luz concentramos sobre el campo visual, por medio de una lente plano-convexa simple, de esas que los constructores ingleses llaman *Bull's eye*. Cuando se necesita mucha luz, sustituimos la lámpara «Nitra» o «Metal», por una Nernst, y colocamos entre ésta y la len-

te un vidrio ligeramente deslustrado para uniformar mejor el reparto de luz sobre el campo. Esta combinación nos ha dado luz suficiente para todos nuestros trabajos, incluso para obtener microfotografías con aumentos de 50 diámetros y con placas autocromas.

Algunos constructores (Spencer, Leitz y Zeiss, entre otros) acostumbran adosar al doble tubo de sus microscopios Greenough una lamparita eléctrica de 6 a 8 voltios de potencial, combinada con una lente plano-convexa colectora. La lámpara la alimentan con una batería de acumuladores, o por medio de los circuitos de alumbrado doméstico intercalando una resistencia para reducir a 8 voltios los 110 ó 120 que suelen tener dichos circuitos. Lámpara y lente van montados en un tubo metálico fijo a la cara exterior del doble tubo del microscopio; merced a lo cual el aparato de alumbrado sube y baja con este último, y concentra siempre la luz en el mismo sitio, que es el campo visual del microscopio. Hemos trabajado con esta disposición y no hemos encontrado en ella ventajas que superen a la que primero hemos descrito.

La lámpara y la lente colectora se deben disponer de manera que la luz llegue a la roca por encima del objeto, como es natural, y *por delante* del microscopio, o sea por enfrente del operador y no por los costados, porque de ese modo estos quedan libres para el fácil acceso de las manos a la platina (1). La inclinación del haz de luz debe oscilar alrededor de un ángulo de 40° con el eje óptico del microscopio. Si se le acerca más a éste se obtendrá un alumbrado más brillante, porque entrarán en los objetivos más rayos reflejados; pero podrá su-

(1) Los microscopios Greenough vienen acompañados de dos *apoyamanos*, que son tablas inclinadas que se fijan por un extremo en los costados de la platina y reposan por el otro sobre la misma mesa que soporta al microscopio. Sirven, como su nombre indica, para apoyar sobre ellos las manos y parte del brazo y trabajar con comodidad sobre la superficie del objeto. Si el alumbrado fuese lateral esterbaria la colocación de los apoyamanos.

ceder que los bordes de la lente tropiecen con el tubo. Si el ángulo dicho aumenta se acentuarán los detalles del objeto, puesto que el haz de luz hiere a éste con más oblicuidad, pero se perderá algo de luz. Una serie de tanteos conducirán al operador a encontrar el ángulo más favorable, el cual se puede desde luego pronosticar variará poco de los 40° con la vertical. Estos tanteos se facilitan mucho montando los dos elementos del alumbrado, lámpara y lente, sobre un banco de óptica, inclinable por medio de un pupitre de madera que le sirva de soporte. De no disponer de uno de estos pupitres, se coloca la lámpara sobre un taco de madera, que la eleva a la altura conveniente, y delante de ella la lente, sobre el soporte que suministra el constructor, procurando que estén bien alineados el centro de la luz, el de la lámpara y el del campo visual del microscopio, y que la inclinación de esta alineación sea la de 40°, próximamente, como ya hemos dicho.

Dimensiones del
campo alum-
brado.

Empleando este procedimiento y disponiendo los aparatos tal y como hemos indicado, el campo alumbrado sobre la superficie de la roca no es un círculo, sino una elipse, cuyo eje mayor está dirigido en sentido lateral, o sea de izquierda a derecha del operador. Natural es que sea así, puesto que este campo es la intersección de un cono de base circular (el de alumbrado), con un plano inclinado sobre su eje, cual es la superficie de la roca. Esto no importa con tal que el eje menor de la elipse sea igual, por lo menos, al diámetro del campo visual de los objetivos que se empleen. Si fuera menor, parte de este campo resultaría oscuro, y si fuera mucho mayor se perdería luz inútilmente. Se gradúa el tamaño del campo alumbrado acercando o separando la lente de la lámpara o haciendo otro tanto con el conjunto de ambas respecto al microscopio (1).

(1) Los constructores ingleses R. & J. Beck, Limited, acaban de introducir en el mercado una lámpara eléctrica, especialmente calculada, para el

La disposición descrita sirve también para el examen de las arenas de que hemos hablado antes y para seleccionar de ellas los minerales componentes de las rocas. Este examen lo hemos hecho siempre con aumentos pequeños, con 20 diámetros a lo sumo, porque así se obtiene un campo grande y el tamaño con que aparecen dichos minerales es ampliamente suficiente para distinguirlos. Acostumbramos valernos de un platillo redondo de porcelana de los que se usan para la tinta china de dibujo, con un diámetro de 4 a 6 centímetros, y cuyo fondo procuramos sea lo más plano posible. La arena, bien seca, la tamizamos previamente por tres tamices metálicos, cuyos agujeros miden, respectivamente, $\frac{1}{4}$, 1 y 2 milímetros de diámetro. El polvo que pasa a través del primer tamiz solemos desecharlo, porque los trozos de minerales que contiene son demasiado pequeños. Lo que queda sobre el tamiz de 2 milímetros lo desechamos también casi siempre, porque suele componerse de granos grandes de roca con mezcla de varios minerales, y esto se aprecia bien a simple vista o con la lente de bolsillo (1). Las clases comprendidas entre 1 y 2 milímetros son las mejores, porque en la mayoría de los casos son las que contienen los ejemplares más perfectos de minerales aislados. Echamos un poco de cada una de estas clases en el platillo y

Examen de las
arenas.

alumbrado del microscopio, a la que titulan «Pontolite Lamp». Uno de los primeros ejemplares de esta lámpara nos lo han enviado sus inventores para su ensayo práctico en nuestro laboratorio de óptica micrográfica. Aun es pronto para poder dar un dictamen razonado y completo de esta lámpara, pero los ensayos hechos hasta ahora nos permiten asegurar que se presta admirablemente al alumbrado de objetos opacos. Es inclinable en todos sentidos, su altura puede variar entre límites grandes y lleva un colector aplático montado sobre la lámpara misma, y cuya distancia a la luz se puede variar. Estas propiedades son todas favorables al alumbrado que nos ocupa, y los resultados prácticos obtenidos hasta ahora confirman plenamente nuestro aserto.

(1) Se exceptúan los casos en que los elementos de la roca son muy grandes. Entonces los mejores ejemplares de minerales se suelen encontrar precisamente en esta clase.

sacudimos suavemente éste para que se forme una capa delgada y uniforme de arena, con sus trozos algo separados unos de otros. Revolviendo esta arena con agujas de cobre (las de hierro sólo se emplean cuando no hay minerales magnéticos) se ve su composición y se seleccionan los mejores ejemplares de minerales, que se cogen y depositan en un tubo de vidrio por medio de las pinzas. Estas operaciones son más fáciles en estos microscopios, que dan imágenes directas, y bastan pocos ensayos para que el operador se habitúe a ellas.

Cuando la variedad de minerales es muy grande y hay diferencias sensibles de densidad entre ellos, la selección se facilita y se abrevia haciendo un lavado previo de las arenas por medio de la batea o empleando los llamados líquidos densos (1). Las tres o cuatro clases que resultan son de composición mucho más uniforme que las arenas en bruto y resulta más fácil, por consiguiente, separar de ellos buenos ejemplares de cada mineral.

Tal es la técnica que hemos empleado para sacar partido de esta novísima aplicación de la luz reflejada al examen de rocas y minerales. Las revistas extranjeras, especialmente las de los Estados Unidos, publican a cada paso nuevas aplicaciones de este método, el cual va tomando cada día más importancia. Por esto y por lo mucho que su empleo facilita el trabajo óptico ulterior, no hemos vacilado en describirlo con alguna más minuciosidad que la que corresponde a un libro como éste.

Estudio de las rocas con el microscopio.

No hemos de entrar en la descripción de los procedimientos para estudiar las rocas con el microscopio. Esto lo hacen

(1) Sobre el empleo de estos líquidos puede ver el lector lo que hemos dicho en nuestro libro ya citado sobre la Serranía de Ronda.

todos los tratados de petrografía moderna (1) y a ellos remitimos al lector. Nos limitamos a exponer el método que nosotros hemos seguido en este trabajo y en los que le anteceden y a dar algunos consejos e indicaciones cuya utilidad nos ha demostrado la práctica.

Dicho se está que el estudio de las rocas se debe hacer con un microscopio de los llamados petrográficos y no con un microscopio ordinario al que se le añaden dos prismas de Nicol, como hemos visto hacer a algunos. La petrografía actual es hoy día una verdadera ciencia independiente de la microscopía general, y por serlo exige medios de investigación especiales a ella, que permiten hacer el estudio de una roca hasta sus últimos límites, por decirlo así. Estos medios los reúnen hoy día, por fortuna, los citados microscopios petrográficos, y es imposible, o al menos muy difícil, adaptarlos a un microscopio ordinario (2). Todos los constructores de aparatos de esta clase venden hoy día microscopios petrográficos, los que, dicho sea de paso, cuestan poco más que uno ordinario. Insistimos, pues, en nuestra recomendación.

Vamos a tratar ahora de un detalle al que no se le suele dar importancia y la tiene grande. Es el alumbrado del microscopio; mejor dicho, la clase de luz con que se deben hacer los trabajos petrográficos.

En estos trabajos importa más que en cualesquiera otros que

(1) Son excelentes para el caso los siguientes:

Rinne, *Etude pratique des Roches*.

Harker, *Petrographie*.

Iddings, *Rock Minerals*.

Johannsen, *Manual of Petrographic Methods*.

(2) La descripción detallada de estos microscopios la encontrará el lector en cualquiera de los tratados de petrografía citados en la nota anterior. Hace dos años hemos publicado una descripción de estos microscopios, tomada de un tratado de microscopía general, que en este momento está en prensa. Se titula *Microscopios Petrográficos* y ha sido publicada por la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.

Selección del microscopio.

Importancia del alumbrado.

la luz sea siempre la misma, tanto en intensidad específica como en su tono o color. Depende esta importancia de que uno de los caracteres de que más se vale el petrógrafo es el color que toman los minerales con la luz polarizada, bien cuando se los examina sin analizador para observar su policroísmo si lo tienen, bien el que adquieren entre ambos nicoles cuando se intercala el analizador y se hace girar la platina. Ahora bien, el tono de estos colores cambia sensiblemente cuando lo hacen los dos factores de la luz citados antes, su color propio y su intensidad específica. Importa, pues, por tanto, que ambos factores sean siempre iguales y también que, a ser posible, el color de la luz sea blanco puro, para que no influya su tono en el del mineral.

Sentado esto, el primer consejo que creemos deber dar es que se prescindiera de la luz difusa del día en los trabajos petrográficos, sobre todo en los delicados, en los de medidas de constantes ópticas que se pretende sean lo más exactos posibles. En efecto, esta luz es la más desigual y variable de todas. Su tono cambia del gris de los días nublados al blanco de las nubes altas alumbradas por el sol, y cuando se dirige el espejo del microscopio al cielo azul sin nubes, resulta en el campo visual una luz difusa, débil, que es de lo menos a propósito para las investigaciones micrográficas. Además, su intensidad específica es tan escasa, que obliga a abrir mucho los diafragmas del condensador y el colector, con el consiguiente detrimento de la imagen (1). Por último, hay minerales que son casi opacos, para los cuales no basta, ni con mucho, la luz difusa del día para poderlos examinar por transparencia.

De aquí que insistamos en nuestro consejo de no emplear esta clase de alumbrado en petrografía, aun cuando aconsejar esto sea ir en contra de lo que hemos visto hacer a diario a no

(1). La explicación de este aserto la encontrará el lector en cualquier tratado de microscopia general.

pocos operadores que alegan en pro de dicha luz lo fácil que es obtenerla; olvidando que hoy día, estando la luz eléctrica tan generalizada como está, es fácil alumbrar el microscopio con ella, y olvidando también que cuando se trabaja de noche hay que echar mano de un alumbrado artificial, el cual se puede emplear lo mismo durante el día.

Completando el consejo diremos que, a nuestro juicio, las luces más a propósito para alumbrar el microscopio son la eléctrica de filamento Nernst, o la que dan las lámparas de filamento metálico construídas expresamente para microscopia; en las cuales dicho filamento es muy corto o se dobla en forma de sinuoides con sus ramas muy próximas. Estas lámparas las venden hoy día todos los constructores de microscopios.

El único inconveniente que tienen estas luces, y que es común a todas las artificiales, estriba en que su tono no es blanco puro, sino ligeramente amarillento, debido a la excesiva proporción de rayos de este color que existe en el espectro de estas luces. Pero este inconveniente es fácil de vencer interponiendo entre la luz y el microscopio un filtro de color azul, más o menos intenso, según sea mayor o menor el tono amarillo de la luz elegida. Estos filtros pueden ser de vidrio (son los más usados) o de líquidos de color azul, de los que se llenan cubetas de vidrio construídas a propósito, que el constructor del microscopio suministra con la lámpara misma unas veces o separada de ella otras.

La manera como procedemos nosotros para obtener de una vez para siempre una luz blanca uniforme es la siguiente: colocamos sobre el vidrio de una ventana *alumbrada por el sol* un pañuelo de hilo blanco o un papel no muy grueso, y alumbramos un microscopio cualquiera con la luz que así resulta, la cual, aunque de poca intensidad específica, es completamente blanca. Delante de la luz artificial elegida (lámpara Nernst, bombilla de filamento metálico, manguito Auer de gas,

o la que sea) colocamos un vidrio azul muy claro o una cubeta de vidrio llena de un líquido azul (1). Alumbramos con esta luz otro microscopio, o bien dirigimos a ella el espejo del primer microscopio, en vez de hacerlo a la ventana con el papel blanco. Comparamos el tono de la luz que alumbra ahora al campo visual con el que tenía cuando aquélla procedía de la ventana, y si resulta aún con tono amarillo, ponemos un vidrio azul más oscuro o añadimos líquido azul a la disolución de la cubeta. Continuamos así hasta que ambos tonos sean iguales, y entonces marcamos con una señal el vidrio azul o anotamos el grado de concentración de la disolución que llena la cubeta. En lo sucesivo empleamos siempre el mismo filtro para la luz elegida.

Nótese bien que en este caso no se trata de obtener luz monocromática azul, sino simplemente de absorber el exceso de rayos amarillos que tienen todas las luces artificiales, cuyo tono alteraría el del color de polarización del mineral. Hay que huír, por tanto, de exagerar el color azul y detenerse cuando el tono del campo visual sea blanco puro. Un espectroscopio (el de Abbe es excelente para el caso), colocado en vez del ocular del microscopio, facilita la obtención del campo blanco; pero no es indispensable, ni mucho menos, y guiándose por un paño o papel blanco alumbrados por el sol, como acabamos de explicar, se llega bien al fin propuesto.

Otro consejo que consideramos de importancia es el de trabajar con preparaciones bien hechas; esto es, de una superficie bastante grande (15 a 20 milímetros de lado) y de un espesor uniforme, que no exceda de 2,5 centésimas de milímetro.

(1) El más a propósito, a nuestro juicio, es el sulfato de cobre amoniacal, que se obtiene disolviendo sulfato de cobre en agua destilada (disolución al 5 por 100) y añadiendo amoníaco hasta que se disuelva el precipitado azul verdoso que se forma al principio. Este líquido se diluye en agua destilada hasta conseguir el tono deseado.

Las razones que así lo aconsejan son obvias. Los caracteres ópticos, y especialmente la birrefracción, cambia enormemente en cuanto la preparación excede del espesor dicho; este espesor es dato indispensable para algunas determinaciones cuantitativas, como la de los índices y la birrefracción misma, y es más difícil medirla cuando es grande que cuando es pequeña. Por último, las colecciones de comparación que mandan los institutos de mineralogía, los grabados y fotografías de los libros y atlas petrográficos, y cuantos documentos de estudio tiene hoy en sus manos el petrógrafo, están hechos partiendo de láminas de rocas del espesor dicho, y, por consiguiente, las comparaciones resultan imposibles o, al menos, muy difíciles si el material de que el operador dispone es de espesor excesivo.

No es difícil hacer preparaciones buenas por sí mismo ni enseñar a hacerlas al personal del laboratorio; pero habiendo como hay en Francia, Alemania e Inglaterra, establecimientos que han hecho de este trabajo una especialidad, hemos preferido acudir a ellos desde hace algunos años, y cada vez nos alegramos más de haberlo hecho así, pues las preparaciones que recibimos no dejan nada que desear, ni en tamaño, ni en espesor, ni en precio (1).

Otro consejo es: *No estudiar nunca la preparación sin tener al lado un trozo de la roca de que proceda*. Haciéndolo así el operador puede relacionar a cada paso los caracteres mi-

Conveniencia de ejemplares grandes.

(1) Nos valemos indistintamente de los siguientes preparadores:

A. Lambaré, rue de Buffon, 61, París.

F. Krantz, Bonn.

Woigt y Hochgesang, Gottinga.

W. Watson & Sons, London.

El precio actual, teniendo en cuenta los cambios, oscila entre 1,25 y 1,50 pesetas por cada preparación. Basta enviar un trozo de roca de 2 a 3 centímetros de lado, y decir en qué sentido se desea se haga el corte.

microscópicos con los macroscópicos; los cuales son a veces tan interesantes como aquéllos. Conviene olvidar esa idea arcaica y errónea, que consiste en considerar la luz polarizada como un *Deus ex machina* capaz de resolver por sí sola todos los problemas que una roca ofrece. No hay nada de eso. La luz polarizada y el aumento que da un microscopio son dos medios de investigación poderosos, pero no son los únicos de que dispone el petrógrafo. El aspecto y los demás caracteres físicos aparentes de la roca, así como sus condiciones de yacimiento, son otros tantos medios de investigación, fecundos con frecuencia en deducciones prácticas, que el operador no debe mirar con indiferencia.

Orden en el trabajo.

Importante es también seguir un método ordenado en el estudio de las rocas, especialmente cuando se trata de examinar muchas de ellas. Sirva de ejemplo el trabajo que estamos escribiendo, para el cual hemos examinado cerca de 300 preparaciones, y se comprenderá merece la pena organizar el estudio de manera que éste resulte lo más sencillo y lo menos cansado posible. Nuestra costumbre es: 1.º Examinar todas las preparaciones de un modo somero, anotando las que hay repetidas; las similares a otras, y las que reúnen mayor número de caracteres típicos. Este examen reduce en proporción sensible el número de rocas que hay que estudiar después *a fondo*; porque de él resultan algunas repetidas y bastantes tan similares unas a otras, que no es preciso estudiarlas todas, sino tan sólo las mejores o más características. 2.º Anotar los resultados en una tarjeta para cada preparación, señalando en ella los puntos o rasgos más sensibles que se hayan observado en aquélla. 3.º Hacer el estudio detenido de cada una de las preparaciones seleccionadas fijándonos principalmente en los puntos o regiones anotados. 4.º Obtener microfotografías, diagramas o dibujos de lo que consideramos más característicos y de lo que haga falta para la mejor inteligencia de la descripción que de

las rocas hagamos. El estudio individual de los minerales lo hacemos: parte sobre la preparación misma, parte sobre trozos de cada mineral seleccionado, como se ha explicado antes.

Para la primera operación, examen somero de las preparaciones, nos valemos de un microscopio con *platina mecánica* o de *carro*, mediante la cual se imprimen a la preparación dos movimientos rectangulares por medio de piñones y cremalleras. Hacemos pasar primero por el campo visual del microscopio una banda horizontal, por ejemplo, de la preparación, de una longitud igual a la anchura de ésta y de una altura o ancho determinado por el diámetro vertical del campo del microscopio. Después, por medio de la otra corredera del carro, subimos la preparación hasta que el extremo superior del campo visual de antes venga a ser el inferior del de ahora, y volvemos a actuar la corredera horizontal para que pase ante los ojos una faja o banda de roca igual a la primera. Seguimos así hasta que toda la superficie de la preparación haya pasado ante nuestra vista. Fácilmente se comprende lo cansado y hasta difícil que sería hacer este examen sistemático sobre una platina lisa, en la que la preparación hay que moverla con los dedos; téngase en cuenta, además, que a cada momento hay que hacer girar la platina para ver las extinciones, los cambios de color, etc., y que conviene también con bastante frecuencia separar el analizador del tubo del microscopio para ver el dicroísmo, y aun separar los dos nicols para examinar la roca con luz natural; operaciones que exigen el libre uso de las manos, dejando mientras tanto sujeta la preparación con las piezas de la platina y quitándolas después cuando hay que continuar moviendo la roca. Fácilmente se comprende lo cansado e incómodo de estas operaciones y estos cambios, que se evitan por completo con una platina mecánica. Por último, empleando estas últimas hay garantía absoluta de que no ha quedado región ni punto de la preparación que no haya pasado ante la vista del operador, cosa que

Examen preliminar.

no sucede cuando dicha preparación se tiene que mover a mano (1):

Este primer examen de las preparaciones conviene hacerlo con un aumento tal que se perciban los minerales todos y sus detalles interesantes; pero sin pasar del aumento indispensable para esto, con objeto de no reducir inútilmente el diámetro del campo visual, que es tanto menor cuanto mayor es el aumento. El que nos ha resultado más práctico ha sido el de 50 diámetros, que lo obtenemos con un objetivo de 25 a 30 milímetros de distancia focal, combinado con un ocular del núm. 2 ó del 3 y una longitud óptica del tubo de 250 milímetros (2).

Desde hace tiempo tenemos por costumbre emplear para este examen previo los oculares llamados de Kellner, que poseen un campo visual mucho mayor, casi el doble, que el de los oculares Ramsden, que son los que habitualmente se emplean en petrografía. Tienen, además, la propiedad de que este campo visual es plano y no ligeramente curvo, como el de los Ramsden. Pero ambas propiedades se han conseguido a expensas de una corrección un tanto defectuosa, por lo cual las imágenes que dan dejan algo que desear en cuanto a definición, contraste y limpieza de contornos. Esto no es, sin embargo, un incon-

(1) Estas consideraciones explican la preferencia que suelen dar los operadores a los microscopios ingleses, provistos todos de platinas mecánicas con movimientos rápidos y amplios. Es, por cierto, lamentable que los modernos microscopios petrográficos alemanes y suizos, tan perfectos y completos desde otros puntos de vista, tengan casi todos ellos platinas lisas, y sólo alguno que otro la tenga mecánica.

(2) El aumento de la imagen final que da un microscopio depende de tres factores, a saber: el aumento propio del objetivo, que depende, a su vez, de su distancia focal, y es inversamente proporcional a ésta. Del aumento propio del ocular y de la distancia que media entre ambos sistemas ópticos, o sea de la longitud del tubo. Para ésta se han adoptado dos tipos: el *continental*, que es de 160 milímetros, y el *inglés*, que es de 250 milímetros. Ambas distancias se miden, entre los planos de asiento, contra el tubo, del objetivo y el ocular.

veniente grande cuando sólo se trata de un examen somero y no del estudio individual de cada roca que se hace después.

La operación segunda, la de anotar los puntos y regiones notables que encontramos en el curso del examen sistemático, la hacemos de dos maneras distintas, según los casos. Si pensamos valernos para el estudio detallado de las rocas del mismo microscopio que empleamos para el examen preliminar, anotamos en la tarjeta que llevamos para cada una de aquéllas las dos cotas que marcan las dos escalas de la platina mecánica, cuando el detalle que interesa está en el centro del campo. De este modo, para encontrar después dicho detalle basta colocar al carro de la platina en la posición determinada por dichas cotas, y colocar sobre ella la preparación, cuidando de apoyarla bien sobre el tope fijo que siempre llevan estas platinas. Se ve entonces el detalle en cuestión en el centro del campo.

Si pensamos valernos de un microscopio distinto del primero, o si deseamos que el punto o detalle quede anotado de tal modo que se lo pueda volver a encontrar en cualquiera de los microscopios del laboratorio (que es lo más frecuente en nuestro caso), nos valemos para la anotación del accesorio llamado «Buscador de Maltwood» o simplemente «Maltwood». Consiste este accesorio en un cuadrado de celuloide, un poco mayor que las preparaciones de rocas, que va montado como éstas, entre un porta-objeto y un cubre-objeto, y que lleva grabadas en una de sus caras una serie de cuadrados muy pequeños, con un número en el centro de cada uno de ellos. Estos números están ordenados en hileras horizontales, desde el 1 al 900, y de ese modo es fácil encontrar el que se desea. El tamaño del porta-objeto del Maltwood es el mismo que el de las preparaciones de rocas (48 por 29), condición indispensable para poder utilizar aquél con facilidad.

La anotación con el Maltwood se hace del modo siguiente: Se coloca el Maltwood sobre la preparación, de modo que

sus bordes coincidan, y se sujetan ambos con las pinzas de la platina (1). Se enfoca la preparación, se la examina y, cuando se encuentra un detalle digno de anotarse, se lleva éste al centro del campo, se sube el tubo del microscopio para enfocar los números del Maltwood y se toma nota del que ocupa el centro del campo, esto es, del que está sobre el detalle que se quiere anotar. Si los nicoles están cruzados hay que ponerlos paralelos o separar uno de ellos del eje óptico, porque de no hacerlo, siendo el vidrio, como es un cuerpo amorfo, aparece oscuro entre los nicoles cruzados y los números no se verían.

Para volver a encontrar el detalle anotado en cualquier momento y sobre cualquier platina, se superpone de nuevo el Maltwood a la preparación cuidando de que coincidan como antes los bordes de ambos porta-objetos, se lleva al centro del campo el número anotado y bajando el tubo del microscopio para enfocar la preparación, aparecerá en el centro del campo el detalle que se busca. Como se ve, el Maltwood es aplicable a cualquier platina, tanto mecánica como simple (2).

Precaución al
anotar pun-
tos.

Tanto para una como para la otra manera de anotar hay que guardar una precaución indispensable; la de colocar siempre la preparación en la misma posición. De no hacerlo así, la situación de los puntos variaría. Para no olvidar esto, acostumbramos colocar siempre la preparación sobre la platina, de manera que su número de orden esté a la izquierda (3). Por

(1) Debemos advertir que los Maltwoods modernos están hechos adrede muy transparentes para que absorban poca luz y se pueda hacer la anotación de la manera que estamos describiendo. Si estorbare el Maltwood se le puede quitar y poner cada vez que se anote un punto, cuidando que la preparación no se mueva. Un poco de práctica basta para conseguir esto último.

(2) Dicho se está que se puede colocar el Maltwood también debajo, en vez de encima de la preparación.

(3) Nos referimos siempre a la izquierda o derecha del operador colocado ante el microscopio y mirando por el ocular.

otra parte esta posición de la preparación es la que más facilita la lectura de dicho número de orden (1).

La tercera operación, o sea el estudio *a fondo* de cada roca, la hacemos basándonos en lo anotado en las operaciones anteriores y por los procedimientos que describen los tratados de petrografía; procedimientos en cuya exposición no entramos porque hacerlo sería convertir este primer capítulo en un tratado de óptica micrográfica, y sería, además, repetir lo que tantos otros han dicho con más autoridad que nosotros (2).

Creemos, sin embargo, que debemos hacer una excepción con algunos métodos modernos de estudio individual de los minerales, que conducen a determinar con suma exactitud las constantes ópticas de cada uno de ellos, obteniéndose así la primera orientación para clasificar las rocas a que pertenecen en las correspondientes provincias petrográficas. Estos métodos están cada día más en boga en los laboratorios extranjeros, y como hasta hace poco no se han empezado a aplicar en los de nuestro país, creemos de utilidad para el lector hacer una exposición general de ellos, y describir la manera como los hemos aplicado en este trabajo.

Los métodos a que nos referimos son los siguientes: El de Fedorow, o *método del teodolito*, como lo llaman los alemanes. La determinación de los índices por medio del refractómetro de media bola. La medida del ángulo de los ejes ópticos en

(1) Lo corriente en estas preparaciones es pegarles dos etiquetas, en una de las cuales se escribe el número de orden y la clase de la roca, y en la otra la procedencia de la misma. Así al menos hacemos nosotros, y hemos visto que otro tanto hacen los que nos envían rocas del extranjero.

(2) Entre los tratados de petrografía, hoy más en boga nos permitimos recomendar al lector los siguientes:

El de Rinne ya citado, para una orientación general muy conveniente en los que empiezan esta clase de estudios; el de Iddings, como excelente guía para la determinación individual de los minerales; el del mismo autor (*Igneous Rocks*) para la clasificación de rocas; y por último, el de Johansen para conocer con todo detalle los métodos modernos.

los minerales biáxicos por el procedimiento llamado *directo*. Y por último, la medida de la dispersión de ejes y bisectrices. Los resultados que se obtienen con estos métodos se traducen en cifras y forman ese conjunto de datos al que los petrógrafos americanos han llamado *petrografía cuantitativa*.

Método de Fedorow.—El principal fin que se persigue con este método es el de orientar las secciones de minerales contenidas en una preparación de roca en el sentido que al operador le convenga, corrigiendo, por decirlo así, las orientaciones casuales y arbitrarias que resultan al tallar una lámina. En efecto, para poder medir con exactitud las constantes ópticas de un mineral (índices, birrefracción, etc.) es indispensable disponer de secciones de él rigurosamente orientadas en tal o cual dirección. Ahora bien; entre las varias secciones de dicho mineral que existen en una preparación de roca o en varias de ellas, habrá o no una sección con la orientación que se busca, siendo lo más probable que no la haya, y en este caso, la medida de la constante óptica será imposible o al menos inexacta, puesto que el operador se tendrá que contentar con la sección que entre todas las disponibles se aproxime más a la deseada; sabiendo de antemano que el resultado a que llegue no será exacto. Pero si dispone de un método que le permita orientar dicha sección exactamente en la dirección necesaria, el resultado a que llegue, aplicando los métodos de medida, tendrá todas las garantías de exactitud que son de desear. Tal es el principio óptico del método de Fedorow, profesor de la Universidad de Petrogrado (1).

(1) Es muy probable que esta platina haya sido inspirada en el llamado aparato giratorio de Klein, que figura en los catálogos de constructores de aparatos petrográficos desde hace bastantes años, y que tiene por objeto inclinar en todas direcciones un trozo grande de un mineral dado. En realidad, la platina de Fedorow hace con una preparación microscópica lo que el aparato de Klein hace con un cristal mineral de cierto tamaño.

El primer aparato de Fedorow consistía en una platina con dos ejes de rotación, que se fijaba por medio de dos tornillos sobre la platina del microscopio, de la cual se habían quitado previamente las pinzas o resortes para fijar la preparación. Poco tiempo después, el mismo Fedorow, adoptando la idea del petrógrafo americano F. E. Wrigth, modificó su platina primitiva, sustituyéndola por otra provista de tres ejes de rotación en vez de dos, lo cual permite inclinar en todos sentidos y orientar como se quiera la preparación de roca que se coloca sobre dicha platina. Esta se fija sobre la del microscopio de la misma manera que la primitiva. Tres círculos graduados, provistos de nonios dos de ellos y de un índice el tercero, sirven para medir los ángulos de giro e inclinación que se dan a la preparación. Por último, en el centro de la platina hay un disco de vidrio de índice de refracción conocido, sobre el cual se apoya la preparación con el cubre-objeto hacia abajo, interponiendo entre ambos una gota de glicerina pura. Dos hemisferios de vidrio del mismo índice que el disco se adhieren a éste por medio también de glicerina pura. Al hemisferio que se adhiere (sólo por capilaridad), a la cara inferior del disco se le ha cortado un milímetro de espesor de su cara plana y al superior se le ha cortado de dicha cara plana un disco de un espesor igual al del porta-objeto, preparación y cubre-objeto, esto es, cosa de 1,5 milímetros. Como el disco de la platina mide exactamente un milímetro de espesor, resulta de esta combinación que el mineral viene a situarse en el centro de una esfera de vidrio ópticamente homogénea (1), lo cual permite dar in-

(1) En realidad, el conjunto no es del todo homogéneo. Para que lo fuera sería preciso sustituir la glicerina, cuyo índice de refracción es 1,46 por el bálsamo de Cánada o el aceite de cedro, cuyos índices de 1,52 a 1,54 son, próximamente, iguales al del vidrio del disco de la platina y los hemisferios. Se usa, sin embargo, la glicerina por ser menos adhesiva que el bálsamo y el aceite, porque no se seca nunca y porque siendo soluble en agua las preparaciones y los hemisferios se limpian con suma facilidad. Sólo en las medidas de precisión extraordinaria se echa mano del aceite de cedro.

clinaciones relativamente grandes a la preparación sin que la distorsión de las imágenes sea excesiva. Los hemisferios de la platina de Fedorow actual miden 6 a 8 milímetros de radio. El hemisferio superior se fija por medio de dos tornillos, no muy apretados para que se pueda mover la preparación bajo él.

Esta platina que acabamos de describir tiene un defecto, que es su tamaño demasiado pequeño. Tiene que serlo para poderla adaptar sobre la platina de los microscopios petrográficos corrientes. Este defecto trae como consecuencia que las divisiones de los círculos graduados están muy próximas y sea difícil leerlas; pero hay algo más incómodo todavía, y es que las preparaciones de rocas de tamaño corriente, cuyo portobjeto mide 48 por 29 milímetros, no quepan en esta platina y sea preciso hacer preparaciones especiales, cuyo tamaño mayor no exceda de 20 milímetros para que se puedan manejar sobre esta platina.

Microscopio
Fuess, para el
método de
Fedorow.

Tratando de vencer estas dificultades la Casa Fuess, de Berlín, ha construido un microscopio dispuesto especialmente para el método de Fedorow. En él la platina es giratoria e inclinable en todos sentidos; lo mismo que la de Fedorow, pero es mucho mayor y las preparaciones corrientes de rocas caben ampliamente en ella y toda su superficie puede pasar ante el objetivo del microscopio sin que en ninguna de las posiciones que con esto toma estorbe para los movimientos de inclinación y giro (1).

Platina del autor.

Debemos declarar que en cuanto empezamos a trabajar con el método de Fedorow y, sobre todo, cuando hubimos conseguido familiarizarnos un tanto con él, encontramos tantas facilidades y ventajas en su aplicación a las medidas petrográficas, que casi podemos decir lo empleamos a diario para tal objeto

(1) La descripción de este microscopio la encontrará el lector en los catálogos de la Casa Fuess, y en el folleto mío ya citado, cuyo título es: *Microscopios petrográficos*, publicado por la Real Academia de Ciencias.

y para otros varios a los que dicho método se presta. Animados por los resultados obtenidos nos hemos atrevida a proyectar una platina de Fedorow que difiere en algunos detalles de la de este autor y de la del microscopio especial de Fuess que acabamos de citar. Figuran entre estos detalles los siguientes: 1.º El diámetro de nuestra platina es de 140 milímetros, bastante mayor, por consiguiente, que el de la de Fuess. Con ello hemos conseguido poder estudiar en nuestra platina preparaciones de todas clases y manejar con toda facilidad las habituales. Han resultado también círculos de mucho diámetro que permiten apreciar fracciones de grado muy pequeñas con la consiguiente precisión en las medidas. 2.º El espesor de nuestra platina lo hemos reducido al límite menor posible, consiguiendo con ello poder acercar a la preparación los condensadores de apertura numérica grande y distancia frontal o de trabajo pequeña, que por la mucha convergencia del haz de luz que emana de ellos permiten la formación de las figuras de interferencia de los ejes ópticos. Hemos conseguido con nuestra platina estudiar con bastante facilidad estas figuras y llevar a cabo las medidas de ángulos entre los ejes, dispersión, etc., que se hacen con ellas. 3.º Para complementar y facilitar más el empleo de luz convergente hemos provisto a nuestra platina de tres pares de hemisferios de vidrio, uno de los cuales sólo mide 4 milímetros de radio. Hemos aumentado al mismo tiempo el índice de refracción de estos hemisferios, así como el del disco de la platina que complementa con ellos la esfera ópticamente homogénea, con objeto de aproximarnos más al índice de refracción de ciertos minerales, y al mismo tiempo para que la figura de interferencia se forme en mejores condiciones ópticas. Estos hemisferios, el disco y la preparación se unen entre sí por medio del monobromuro de naftalina, que es el líquido de inmersión para los objetivos y condensadores especiales a estos estudios en luz convergente. 4.º Tanto el

hemisferio superior como el inferior van sujetos al cuerpo de la platina por medio de tornillos. En ambos la cara plana sobresale 0,05 milímetros de la armadura metálica, sobre la cual van montados, obteniéndose así una adherencia perfecta al disco de la platina y la garantía de que la capa de líquido (glicerina, aceite de cedro o monobromuro de naftalina) es todo lo delgada que conviene sea (1).

Con esta platina hemos aplicado el método de Fedorow a las medidas de constantes ópticas que se detallan en el tratado descriptivo de este método publicado por Nikitin, y las hemos llevado a cabo con más facilidad que cuando trabajábamos con la primitiva platina de Fedorow.

Valiéndonos de esta platina hemos medido las principales constantes ópticas de cada mineral, y entre otras, una de las más importantes, cual es la birrefracción, o sea la diferencia $n_g - n_m$, entre los dos índices extremos. No entramos en la descripción detallada del *modus operandi* seguido por las razones ya expuestas y también porque tiene el propósito de hacerlo nuestro compañero D. Enrique Rubio y Sandoval, ingeniero agregado del Instituto Geológico de España y destinado especialmente al laboratorio de petrografía de dicho Centro. Nuestro citado compañero se ha especializado en esta clase de medidas y ha conseguido realizarlas con precisión extraordinaria, como se comprueba comparando los resultados de las medidas que ha dado el compensador de Babinet-Biot con las indirectas obtenidas con el refractómetro de Abbe-Pulfrich, en cuyo manejo también se ha especializado el Sr. Rubio.

Los aparatos empleados en el laboratorio para obtener las

(1) Esta platina ha sido construida con precisión y exactitud de ajustes admirables en el taller de automática que dirige el eminente ingeniero don Leonardo Tores Quevedo, a quien enviamos desde aquí a más de una entusiasta felicitación, nuestras más expresivas gracias. La platina se adapta al microscopio «Orueta», cuyas demás piezas han sido construidas también en el citado taller.

birrefracciones de cada mineral han sido, según los casos: el compensador de Babinet-Biot que acabamos de citar, la cuña compensadora del ocular universal de Wright, el ocular compensador de Siedentop y, por último, el giratorio de Nikitin para los minerales de poca birrefracción. Todos ellos se han empleado combinándolos con la platina de Fedorow descrita antes.

Otro estudio en el que resaltan las ventajas del método de Fedorow es en el de la determinación de los feldespatos triclinicos y la interpretación de sus múltiples maclas. Tan es así, que cuando el operador se habitúa a manejar la platina inclinable no concibe cómo se han podido hacer estos estudios cuando no se conocía todavía aquélla. Es indispensable, en efecto, cuando se estudian estos feldespatos, operar sobre secciones cuya orientación sea exactamente la que se desea. Es preciso también, en ocasiones, variar esta orientación en tal o cual sentido; hacer coincidir los planos de vibración de los nicoles con determinados planos del cristal que se estudia, y todo esto, y algunas más condiciones de posición que no detallamos, se hace fácilmente con la platina de Fedorow, y para poderlo hacer sin ella sería preciso disponer de un número grande de secciones y tener la suerte de encontrar entre ellas alguna orientada como se precisa. Antes de conocerse el método de Fedorow se echaba mano de aparatos destinados a tallar cristales en la dirección señalada de antemano, obteniéndose con ellos de cada feldespato las varias secciones de orientación fija que hacían falta para su estudio. Nótese que con el método de Fedorow se consigue esto mismo, y se consigue con mucha más facilidad y rapidez que por el procedimiento del tallado, el cual exige, además, que se disponga de trozos de cierto tamaño, por lo menos de 3 a 4 milímetros para poderlos manejar (1).

(1) Hemos conocido operadores tan hábiles que, valiéndose del aparato de Wulffing, consiguieron tallar con orientación fija trozos de mineral que

Medida de índices.

El segundo de los métodos de petrografía cuantitativa aplicados en el laboratorio ha sido el de la medida del índice o índices de refracción de cada mineral por medio del refractómetro de media bola de Abbe-Pulfrich; aparato que es el complemento natural del microscopio en los laboratorios de petrografía.

Los modelos recientes de este aparato permiten medir los índices, no sólo de trozos de mineral aislados y de cierto tamaño, sino también de los contenidos en las preparaciones ordinarias de rocas, con tal que estas preparaciones estén descubiertas; esto es, no tengan cubre-objeto ni capa de bálsamo de Canadá que se interponga entre el mineral y la superficie plana del hemisferio del refractómetro. Esta condición y la de que la superficie del mineral esté perfectamente pulimentada son las únicas que se precisan para la exactitud de las medidas.

Tampoco ahora entraremos en la descripción de este aparato y en la de la manera de operar con él, y no lo hacemos por las mismas razones de antes; porque nuestro compañero el Sr. Rubio se ha encargado de hacerlo y porque el objeto de este libro no es describir métodos petrográficos. Nos vamos a limitar, por tanto, a reseñar los resultados que se obtienen con el refractómetro, que son:

1.º El valor del índice de refracción, o el de los dos o tres índices, según que el mineral sea isótropo, uniáxico o biáxico. En esta medida se aprecian bien cifras del tercer orden decimal.

2.º El signo óptico, positivo o negativo de los minerales birrefringentes.

medían poco más de un milímetro. Pero estas habilidades son excepcionales y sólo muy pocos preparadores la poseen. Buena prueba de ello es el tamaño de esas preparaciones de orientación fija que venden los preparadores extranjeros para el estudio de las imágenes de los ejes en luz convergente, cuyos trozos de mineral rara vez miden menos de 4 milímetros de lado.

3.º La birrefracción de los mismos que será la diferencia $n_x - n_p$ entre los dos índices extremos. Este dato servirá como ya hemos dicho antes, para comprobar la exactitud de las medidas directas de estas constantes que se hayan hecho con los compensadores y demás aparatos destinados a esta medida. La cifra que nos da el refractómetro tiene mayor garantía de exactitud que las otras, porque para hallarla no ha sido preciso hacer intervenir el espesor de la lámina de roca, dato difícil de precisar y que por lo mismo da lugar a incertidumbres.

4.º El ángulo de los ejes ópticos de los minerales biáxicos. En efecto; conociendo los tres índices n_x , n_m y n_p que corresponden a los tres ejes del elipsoide inverso, se puede construir este elipsoide, bien por el procedimiento gráfico, bien por el analítico, y una vez construido hallar sus dos secciones circulares, las perpendiculares a ellas y el ángulo que éstas formen entre sí, que será el de los ejes ópticos.

Poco hemos de decir sobre la medida del ángulo de los ejes ópticos por el método directo, por ser este método bastante conocido.

El aparato que usamos en el laboratorio es de Wulffing, cuyos órganos esenciales son los siguientes: 1.º Un círculo graduado horizontal con su nonio y lente que aprecia minutos. 2.º Una barra vertical unida al centro del círculo que gira con él y de la cual pende una pinza de las llamadas «universales», provista de dos movimientos de traslación y dos de rotación perpendiculares entre sí. Merced a esta pinza el trozo de mineral sujeto a ella puede orientarse en la dirección que se desee. 3.º Dos sistemas ópticos de eje horizontal colocados debajo de la pinza, fijos a la armadura del aparato y que componen en conjunto un conoscopio. Uno de ellos consta de una lente colectora, un polarizador y un condensador de mucha convergencia. El otro se compone de un objetivo de apertura numérica grande, un analizador, un ocular y un retículo. Am-

Medida del ángulo de los ejes.

Los sistemas enchufan en abrazaderas a propósito y se pueden acercar o separar. El trozo del mineral biáxico queda entre ambos sistemas ópticos suspendido de la pinza universal.

La manera de operar para medir el ángulo de los ejes ópticos con este aparato es la siguiente. Se le alumbra con la luz del mechero de gas y sodio colocado ante la lente colectora del primer sistema óptico. Se cuelga de la pinza un trozo del mineral de 3 a 4 milímetros de tamaño y, moviendo los mecanismos de aquélla y haciendo girar el círculo, se lo lleva a tal posición que su bisectriz aguda coincida con el eje óptico de los dos sistemas. La figura de interferencia aparecerá entonces con toda claridad en el campo visual; si se enfoca con cuidado el ocular, salvo los excepcionales casos en que el ángulo de los ejes ópticos sea superior a 40 grados, se verán en el campo los dos puntos de emergencia de dichos ejes; pero aun cuando sólo apareciera uno de ellos, tampoco sería esto obstáculo para la medida, pues la figura de interferencia da medios suficientes para realizar con exactitud las operaciones que siguen.

La primera de éstas es conseguir que el plano de los ejes ópticos sea horizontal, para lo cual sirven los movimientos de giro de la pinza y el hilo horizontal del retículo que lleva el aparato. Los dos puntos de emergencia de los ejes estarán entonces sobre dicho hilo, y si sólo se viera uno de ellos, bastaría hacer girar un poco el círculo, y con él la pinza y el mineral, para que apareciera el otro en el campo del instrumento.

La segunda operación consiste en llevar al centro del campo, o sea al cruce de los hilos del retículo, el punto de emergencia de uno cualquiera de los ejes. Para esto se hace girar el círculo y el mineral con él, primero a mano y después con el movimiento micrométrico de que dicho círculo va provisto. Conseguida la coincidencia, se leen los grados y minutos que marcan el círculo y el nonio. Se efectúa entonces el giro necesario para que el punto de emergencia del otro eje venga a

ocupar la posición del primero, se vuelven a leer los grados y minutos en el círculo, y el nonio y la diferencia de las dos lecturas da el ángulo de los ejes *en el aire*, o sea la constante que los autores de petrografía designan por $2\mathcal{E}$.

Para obtener el ángulo $2\mathcal{V}$ de los ejes en el interior del mineral hay que apelar a la fórmula siguiente:

$$\frac{\text{Sen } E}{\text{Sen } V} = n_m,$$

en la cual n_m es el índice de refracción medio del mineral, \mathcal{E} el ángulo que acabamos de hallar, y \mathcal{V} el que vamos buscando, y que es la única incógnita de la ecuación, pues el índice n_m hay que suponer se ha medido ya por medio del refractómetro.

Este procedimiento exige, como acabamos de ver, que se disponga de un trozo de mineral de cierto tamaño para poderlo manipular con las manos, fijarlo a la pinza, etc. Aquí se pone de manifiesto la utilidad de disponer de las arenas de que hablábamos antes, en las que existirán casi siempre trozos o cristales del mineral en cuestión. De no disponer de estas arenas será preciso separar de las rocas un trozo a propósito. Pero si el mineral no se presenta en ellas más que en forma de microlitos o de cristales muy pequeños, el método es inaplicable, a menos que no encontremos en la lámina de roca una sección del mineral cortada normalmente o casi normalmente a la bisectriz aguda.

Además del método directo aplicamos en el laboratorio el de la platina giratoria auxiliar de Becke & Wright en sus dos formas, o sea con la de cuadrícula del ocular universal o con el micrómetro ocular doble; y, por último, hemos aplicado también recientemente los que se derivan del empleo de la platina de Fedorow. No los describimos por la razón de siem-

Platina de Becke y Wright.

pre; porque los exponen con todo detalle los tratados de petrografía.

Dispersión de
ejes y bisec-
trices.

La dispersión de los ejes ópticos y las bisectrices las hemos medido también en el aparato de Wulfing alumbrándolo sucesivamente con las diversas radiaciones del espectro, y valiéndonos para ello del aparato nuestro, ya descrito en otra ocasión (1) que por medio del simple movimiento de un espejo permite dirigir al campo visual la radiación espectral que se desea.

Tales son los principales métodos de medida empleados hasta ahora en el laboratorio del Instituto Geológico de España. En él se continúan ensayando variantes a estos métodos, algunas de las cuales podrán tal vez en su día constituir procedimientos nuevos dignos de ser dados a conocer; pues el campo de la petrografía cuantitativa es muy vasto y no se ha empezado a trabajar en él hasta época relativamente reciente.

(1) D. de Orueta. Aparato para alumbrar al microscopio con luz monocromática. Madrid, 1911.

CAPITULO II

ESTRATIGRAFÍA

Damos a la palabra que titula este capítulo su significación más restringida. Queremos expresar con ella tan sólo la sucesión cronológica de las rocas que integran el terreno estratocristalino de aquellas regiones y la edad y distribución de las mismas, pero excluyendo por completo todo lo que pueda significar movimientos de capas, rasgos de estructura y demás fenómenos geológicos en los que tan pródiga es aquella parte de España. Este grupo de hechos geológicos debe expresarse más bien con las palabras *orogenia* o *tectónica* que con la de *estratigrafía*.

Alcance de la
palabra es-
tratigrafía.

Ahora bien; como ya hemos dicho en la introducción de este libro, las excursiones que hemos hecho en aquella región no han sido las suficientes para permitir recoger los datos necesarios que exige la resolución de los múltiples problemas tectónicos que allí existen, y ante esta falta de datos preferimos abstenernos a emitir hipótesis poco fundadas. Dejamos, pues, para más adelante el estudio tectónico de esta región, el cual ha de exigir bastante tiempo y no poco trabajo. Le servirán de fundamento los datos petrográficos que ahora publicamos y la sucesión estratigráfica de las rocas que vamos a reseñar en este capítulo.

Completación
de la tectónica.

Esto no obstante, lo que hemos visto en nuestras excursiones nos permite hacer una afirmación que podrá ser útil tal vez a los que detrás de nosotros acometan el estudio tectónico de dicha región. Esta afirmación es que la estructura de aquellas

sierras: Almirara, Nevada, Alpujarras y Contraviesa, más o menos relacionadas al conjunto denominado cordillera Bética, no es, ni con mucho, tan sencilla como se desprende de lo dicho por los autores que han escrito sobre ellas. Nos atrevemos a decir más: la interpretación de la estructura de dicho conjunto ha de ser uno de los problemas más difíciles de la geología española y al mismo tiempo de los más interesantes, por afectar, como afecta, directamente a la constitución de la cuenca mediterránea occidental.

No existen allí esas cordilleras clásicas *en abanico*, cuya estructura es tan fácil de interpretar. Ese sencillo pliegue anticlinal cortado por fallas longitudinales, con el que se ha pretendido explicar la forma tectónica de Sierra Nevada, es sencillamente una ficción. Otro tanto puede decirse de los arrastres y cobijaduras en grande escala que algunos han hecho intervenir en la explicación de la orografía de la cordillera Bética. El problema que allí se presenta ante el geólogo es mucho más complejo que todo eso. Bastan unas pocas excursiones por el país para comprenderlo así y para ver indicios de movimientos y roturas, de considerable amplitud, orientados en direcciones extrañas, que contrastan de lleno con lo que se ve en la mayor parte de las cordilleras europeas.

Y esto que se observa claramente sobre el terreno en cuanto se recorre la región en varios sentidos, viene a comprobarlo después el estudio petrográfico de las rocas. En efecto, la textura íntima de éstas, cuando se las examina con el microscopio, pone de manifiesto una serie de fenómenos poco frecuentes, por cierto, en rocas similares de otras localidades, que no pueden explicarse a menos de admitir la intervención de acciones mecánicas de considerable energía que han llevado sus efectos hasta los últimos límites, hasta influir en la disposición respectiva de los minerales, en la textura de éstos y en los accidentes que el examen microscópico muestra. Al describir las rocas ve-

remos cuáles son estos interesantes fenómenos, que, por cierto, aportan una prueba más de la importancia cada día mayor que van tomando los estudios petrográficos, los cuales llegan, a veces, como ahora sucede, a contribuir a explicar la tectónica de una región.

Basta examinar un mapa del Mediodía de España para comprender que el problema de la cordillera Bética no tiene nada de sencillo y sí mucho de extraordinariamente complejo. Se ve esta cordillera en su parte central formada por una serie de sierras orientadas de Oeste a Este, cortadas por depresiones transversales y constituídas por rocas de los terrenos secundarios, desde el triás al cretáceo.

Cerca de su extremo occidental, en el NO. de la provincia de Málaga, la cordillera mesozoica experimenta un cambio brusco en su dirección y sin que varíen la naturaleza ni la edad de sus rocas se arrumba hacia el SO. y termina abruptamente en el Estrecho de Gibraltar. Casi paralelamente a esta cordillera secundaria se elevan otras dos estratocristalinas; una es la que comenzando en Carratraca termina en Sierra Blanca, junto a Marbella; la otra es la Sierra de Mijas, que se extiende desde Sierra Blanca a la Hoya de Málaga, en dirección OSO. a ENE. La gran erupción peridótica interrumpe a trechos la continuidad de este conjunto que petrográficamente se llama cordillera Penibética.

En el otro extremo de la cordillera mesozoica central ocurre otro fenómeno extraño. En el mismo Boquete de Zafarraya, extremo NE. de la provincia de Málaga, las cumbres jurásicas se orientan bruscamente hacia el NE. formando las sierras de Loja y Parapanda. En ángulo casi recto con ellas, arranca en dirección SE. una sierra estratocristalina de composición casi idéntica a la de la cordillera Penibética, que se eleva bruscamente hasta 2.000 metros, y termina entre Nerja y La Herradura en la misma orilla del Mediterráneo, en forma de candil abrupto.

Un observador situado en el citado Boquete de Zafarraya, ve estos dos ramales en que parece haberse dividido la cordillera Bética; el uno de rocas secundarias, el otro de rocas estratocristalinas, y si mira hacia el Este, o sea en el sentido de la dirección general de la cordillera, ve ante sí una planicie cubierta de terrenos terciarios que se extienden hasta cerca de Granada, y parece indicar que la cordillera Bética termina allí. No es así, sin embargo. Poco antes de Granada, también en dirección Este a Oeste se eleva el enorme macizo de Sierra Nevada, formado por rocas antiguas con sus dos sierras meridionales casi paralelas a ella (Alpujarra y Contraviesa), que continúa la cordillera Bética hacia Levante hasta la costa oriental de la Península.

Resulta, pues, que en la costa Sur de España, desde el Oeste de Estepona hasta la provincia de Almería, existen tres grandes macizos estratocristalinos, que constituyen otras tantas importantes sierras, formados los tres por rocas similares y hasta idénticas en muchos casos; pero que desde el punto de vista geográfico aparecen aislados unos de otros. Uno es el de la Serranía de Ronda; otro es Sierra Almirante y el último es Sierra Nevada. El primero se orienta de NE. a SO. El segundo de NO. a SE., y el tercero de Oeste a Este; no existiendo entre ellos relación geológica aparente, sino que, por el contrario, están separados por extensiones muy grandes de otros terrenos.

Y, sin embargo, es evidente de todo punto que la relación geológica debe existir, pues no se concibe sin ella la presencia de dichos tres macizos tan idénticos entre sí en su constitución petrográfica y en la sucesión de sus rocas. ¿Pero cuál es esta relación? ¿Cómo se explica la diferente orientación de las tres cordilleras? ¿En virtud de qué presiones, de qué roturas, de qué desplazamientos aparecen en la actualidad separados y con tan diferentes direcciones esos tres macizos que por su uniformidad de composición parece indicar formaron un día un todo continuo?

Tales son los problemas tectónicos que a primera vista surgen ante el geólogo que recorre esa parte de la costa meridional de España. Son los que podríamos llamar problemas de conjunto; los más vastos y por lo mismo los más grandiosos que ofrece la región. Pero si descendemos más a los detalles, vemos sobre el terreno mismo signos evidentes de movimientos locales, roturas múltiples, superposiciones anormales y otros varios hechos que vienen a probar que en aquella región ha habido una variedad inmensa de fenómenos geológicos, todos los cuales, unos más y otros menos, han contribuido a dar a aquella parte de España ese especialísimo relieve y esa tan compleja mezcla de terrenos que tanto ha llamado y sigue llamando la atención de los que la recorren para estudiar su geología. La sensación que experimentan es de sorpresa y es curioso ver cómo traducen en sus escritos esta sensación los autores extranjeros no acostumbrados por lo visto a ver en sus respectivos países hechos geológicos como los que en el Sur de España encuentran.

Hechas estas consideraciones para justificar nuestra abstención, vamos a entrar de lleno en la materia objeto de este capítulo, que es describir la clase de rocas que integran el terreno estratocristalino de la región, así como su sucesión estratigráfica.

La roca que ocupa el nivel más bajo de la serie, es un gneis que por su aspecto y constitución es casi idéntico al que en la Serranía de Ronda forma, como aquí, la base del terreno estratocristalino (1). El nombre de *gneis glandular* que allí le dimos se aplica aquí todavía con más propiedad, pues las glándulas o aglomeraciones de feldespatos se acentúan más todavía en el gneis de Sierra Almirante que en el de la Serranía y le dan gran

(1) *Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda*, obra ya citada.

semejanza con la roca análoga que en la cordillera Carpetana forma también el piso inferior del arcaico y a la cual bautizó Mac-Pherson con el nombre de *gneis glandular* que aquí emplearemos, y que es por cierto uno de los más apropiados que cuenta la petrografía española, pues el carácter distintivo de esta roca, el que resalta a primera vista, es el irregular reparto de los minerales blancos, feldespato y cuarzo, en forma de glándulas de variable tamaño que cubren en su totalidad la superficie de la roca, y que están separadas unas de otras por estrechos regueros de mica (1).

Este gneis lo encontramos por primera vez el año 1885, cuando hicimos el primer reconocimiento geológico de esta región, y los ejemplares de él llevados a Madrid, y examinados por nuestro profesor D. José Mac-Pherson, permitieron su identificación con la roca de la cordillera Carpetana que antes hemos mencionado.

El paraje en que lo encontramos por primera vez, y que es, por cierto, uno en los que alcanza mayor espesor, radica al Norte del pueblo de Torrox, a poca distancia de la salida de éste por el camino que conduce a Cómputa. Lo hemos vuelto a encontrar después en varios parajes de este camino; al Sur del pueblo de Algarrobo; al SE. de La Viñuela y al Norte de Nerja. A partir de este último pueblo, hacia Levante, no hemos vuelto a ver asomos de esta roca, lo cual es una prueba más de su posición estratigráfica en la base misma del terreno estratocristalino; pues es un hecho comprobado que el nivel general de este terreno desciende paulatinamente de Oeste a Este, y consecuencia lógica de esto, es que la base visible del mismo la vayan ocupando rocas cada vez más modernas.

El gneis glandular se presenta constantemente en capas re-

(1) La descripción detallada de cada roca y la de los minerales que las componen la haremos en el correspondiente capítulo. En este indicaremos tan sólo los rasgos más característicos de cada roca.

lativamente gruesas, que nunca bajan de 50 centímetros de espesor, y alcanzan a veces el de 80. Los planos de estratificación se perciben bastante bien en la base del tramo y se van borrando a medida que se asciende en él. El sistema de diaclasas y plieguecillos locales que afecta siempre más o menos a las rocas superiores, aparece menos visible en ésta, debido tal vez a su constitución especial.

El espesor de este tramo es siempre pequeño; a lo sumo de 50 a 60 metros (Norte de Torrox y Este de La Viñuela), no siendo raro encontrar afloramientos en los que apenas llega a 10 ó 12 metros. Su límite superior, estratigráficamente hablando, lo forma la roca suprayacente, en estratificación concordante con el gneis glandular, que es otro gneis al que hemos llamado micáceo por la abundancia de biotita en él. El tránsito de una a otra roca se verifica con rapidez, pero no de un modo brusco. Las glándulas van disminuyendo de tamaño; los regueros de mica van perdiendo su sinuosidad y aumentando en número, y a los pocos metros la roca aparece formada por capas alternadas de esta última y de minerales blancos. En el asomo que hay al Norte de Torrox se ve bien el paso de una roca a otra, y se comprueba mejor, tal vez, que en parte alguna, la manera como se verifica este paso. De aquí que no se pueda señalar con exactitud el punto de contacto entre ambas rocas; pero sí se puede afirmar que la distancia vertical entre el gneis glandular franco y el gneis micáceo normal rara vez excede de 10 metros.

No hemos podido ver en ningún paraje la roca sobre la cual se apoya el gneis glandular. Éste desaparece unas veces bajo los mantos de terreno modernos que forman entradas frecuentes en la costa mediterránea; otras aparece cortado por fallas que colocan a su nivel las capas triásicas, como sucede, por ejemplo, al Este de Canillas de Aceituno, pero nunca es visible su continuación hasta una roca infrayacente más antigua que él.

Tránsito a gneis micáceo.

Ofrece, pues, esta región el mismo problema que la Serranía de Ronda respecto a este particular. No se puede decir más sino que el gneis glandular es *la roca más antigua entre las visibles* del terreno estratocristalino, lo cual no excluye la posibilidad de que exista otra más antigua en profundidad.

Gneis micáceo.

El gneis micáceo que sigue al glandular en nivel estratigráfico es el equivalente en esta región al gneis con cordierita de la Serranía de Ronda, salvo que aquí el tramo tiene menos importancia que allí, sencillamente porque su espesor es menor y la roca pierde antes su composición característica. Esta es la normal de los gneises, o sea cuarzo, feldespato de una o dos especies y biótita, alternando los tres minerales en capas regulares. Como veremos en la descripción petrográfica de esta roca, existen, a veces, en ella algunos otros minerales; pero siempre a título de accesorios y en proporción pequeña.

Esta roca abunda mucho en la parte occidental de la región que estudiamos y se pueden ver afloramientos importantes de ella en todo el borde del terreno estratocristalino comprendido entre el Boquete de Zafarraya y el pueblo de Frigiliana. Más hacia Levante ya empiezan a ser raros dichos afloramientos, a pesar de existir algunos entre Nerja y La Herradura. Más al Este todavía no hemos encontrado ninguno, y parece como si esta roca hubiera sido sustituida por las micacitas y dolomías superiores a ella.

El espesor del gneis micáceo propiamente tal se puede afirmar excede de 150 metros; pero no es posible precisarlo con exactitud a causa de lo incierto de sus límites inferior y superior, sobre todo este último. Ya hemos dicho que el paso del gneis glandular al micáceo se verifica por tránsitos insensibles, pero siempre dentro de espacios cortos. Así, pues, el límite inferior de esta roca se puede precisar, si no con exactitud, sí al menos con pocos metros de error. Pero con el límite superior no sucede lo mismo. Las capas superiores del gneis micáceo se

van transformando poco a poco en micacitas, por ir perdiendo su feldespato y estrechándose sus capas de cuarzo y mica. Pero este cambio no se verifica de un modo continuo y regular, sino con alternancias numerosas. Es frecuente ver en la parte superior del tramo bancos de varios metros de espesor, compuestos exclusivamente de micacitas que reposan por el intermedio de rocas de tránsito sobre el gneis micáceo, a partir de los cuales vuelve otra vez a aparecer el feldespato con bastante abundancia y la roca vuelve a ser gneis micáceo. Hay capas, además, que es punto menos que imposible clasificarlas como gneises o como micacitas, pues si bien contienen feldespato, lo contienen en proporción pequeñísima.

Resulta de todo lo expuesto que entre el tramo del gneis micáceo propiamente dicho y el de las micacitas francas existe otro de espesor no despreciable, pues alcanza, a veces, 50 ó más metros, de unas rocas de tránsito, a las que podemos llamar micacitas feldespáticas, entre las cuales se suelen intercalar capas de las dos rocas normales, gneises propiamente tales y micacitas sin feldespato.

Micacitas feldespáticas.

De todos modos, aun prescindiendo de este tramo intermedio, se puede afirmar que el espesor del gneis micáceo franco no baja de 150 metros por término medio, habiendo parajes, cerca de la margen oriental del río de Vélez, en los que hemos podido medir hasta 180 metros desde las últimas capas del gneis glandular hasta las primeras del tramo intermedio, entre el gneis micáceo y las micacitas (1).

(1) Es un hecho señalado ya por la mayoría de los geólogos que han estudiado esta región que la estratificación es concordante, tanto entre las capas que forman estos dos pisos inferiores como en el que le sigue. Cierto es que en muchos parajes el sentido real del buzamiento es difícil de determinar a causa de los dos sistemas de diaclasas que cortan casi siempre a las capas y a causa también de los innumerables plieguecillos y roturas locales que tanto abundan en la región; pero siempre que se superponen capas, en las que la dirección y el buzamiento se pueden observar, resulta, lo antes

Tramo de las micacitas y dolomías.

El tramo que sigue al gneis micáceo es el más importante de cuantos componen el estratocristalino de esta región, por su espesor y por lo característico de las rocas que lo componen. Son éstas las micacitas, con todas sus variedades; las calizas y dolomías cristalinas y las anfibolitas. En el orden de sucesión estratigráfica el tramo empieza, como hemos dicho, por las micacitas fel despáticas, cuyas rocas no faltan nunca en la base de él. Siguen luego las micacitas, con minerales varios: granates, andalucitas, estaurótida, etc., cuya posición en la serie no es fija, pues se presentan indistintamente, cerca de la base, intercalados entre las micacitas normales, en bancos, alternantes con las dolomías, y en la zona superior de éstas, ya muy cerca de las pizarras cambrianas. Otro tanto puede decirse de las capas de anfibolitas que se intercalan entre las anteriores sin localización determinada.

Forman parte de este tramo las calizas y dolomías cristalinas (calizas dolomíticas es el nombre que mejor les cuadra, como veremos en la parte petrográfica), que forman por sí solas la casi totalidad de las sierras Tejeda y Almirajara, y se puede asegurar que en el espacio comprendido entre el Boquete de Zafarraya y Nerja la enorme masa de estas rocas supera en espesor a todo el resto del estratocristalino. Basta atravesar las dos sierras por cualquiera de sus puertos para convencerse de esto.

Edad de las calizas dolomíticas.

Se ha discutido mucho sobre la edad geológica de estas calizas dolomíticas. Algunos las han considerado como permianas; otros las han creído contemporáneas de las pizarras cambrianas que se extienden por la costa, desde Motril hasta más allá de Albuñol; otros, por último, las consideran estratocristalinas, y de esta opinión somos nosotros.

Nos inducen a afirmarlo así los siguientes datos: 1.º Su identidad con las calizas dolomíticas cristalinas de las sierras de afirmado, que la concordancia entre ellas es completa en todos los horizontes del terreno estratocristalino.

Mijas y Blanca en la Serranía de Ronda, las cuales, por las razones expuestas al describir dicha región, son indudablemente estratocristalinas. 2.º La alternancia y concordancia de sus capas con las de micacitas pertenecientes a dicho terreno. 3.º El facies y la composición misma de estas calizas tan diferentes por ambos conceptos de los de las cambrianas y triásicas que se presentan en esta misma región.

Entre los rasgos notables de esta enorme masa de calizas dolomíticas se destaca, en primer término, su forma lenticular, análoga en todo a la que señalaron los Sres. Michel Levy y Bergeron en los asomos de la Serranía de Ronda, que luego hubimos de comprobar nosotros. Dibujado en un plano el contorno de las calizas dolomíticas de las sierras Tejeda y Almirajara resulta una elipse bastante alargada, cuyo eje mayor se extiende en dirección NO. a SE. desde el Boquete de Zafarraya hasta el pueblo de Maro, y cuya longitud aproximada es de unos 30 kilómetros. El eje menor es una perpendicular al anterior trazada a través de la Sierra Almirajara, entre Cómpeeta y Frigiliana, y mide por lo menos 8 kilómetros de longitud; cuya distancia se recorre pasando entre Nava Chica y el Cerro del Lucero, sin pisar otra roca que no sea la caliza de que nos estamos ocupando. Es, pues, esta masa de calizas dolomíticas la mayor de cuantas afloran en el litoral mediterráneo.

Forma lenticular de las dolomías.

En los dos extremos de la masa ésta se estrecha mucho, y tanto en Maro como en el Boquete de Zafarraya su anchura no llega a un kilómetro. En el primero de estos parajes, la roca está abruptamente cortada por una falla transversal situada 500 metros al SE. del Boquete de Zafarraya, que coloca al mismo nivel las calizas estratocristalinas y las jurásicas de la Sierra de Marchamonas. En el otro extremo el nivel de la Sierra descende rápidamente, y los estratos de calizas aparecen cubiertos por las brechas modernas de Nerja, Maro y Cantil de la Heradura.

Falla longitudinal de Sierra Almirajara.

El enorme espesor de 8 kilómetros que mide la masa caliza hacia su centro no corresponde, ni con mucho, al espesor del tramo de que forma parte; el cual es grande, sin embargo. Existen en el recorrido citado muchos pliegues de poca amplitud, cuyo eje se orienta, aproximadamente, de NO. a SE., y como englobándolos a todos hay uno de amplitud grande y algo tendido hacia el NE., cuya falda oriental aparece cortada por una gran falla paralela, o casi paralela al eje citado, la cual origina un salto de bastante amplitud. Poco después de esta falla vuelven a aflorar las micacitas.

La disposición relativa de las diferentes rocas que integran este tramo es la siguiente:

Distribución de las rocas en el tramo superior.

En la base, o sea apoyándose sobre el gneis micáceo con el intermedio de rocas de tránsito, como hemos explicado, hay casi siempre algunas capas de micacitas normales a las que llamamos así por estar compuestas exclusivamente de mica (biotita) y cuarzo en capas alternantes y con exclusión de todo otro mineral. Estas micacitas afloran a lo largo de todo el contacto comprendido entre Frigiliana y Sedella, o sea en toda la base occidental de las sierras Almirajara y Tejeda. No las hemos visto aflorar en ninguna parte al Este de Frigiliana.

El espesor del tramo que forman las rocas que anteceden varía entre 20 y 40 metros. No se puede precisar con exactitud porque en la base se confunden con las micacitas feldespáticas y en la parte superior con las micacitas con minerales, varios de los cuales aparecen a distintas alturas estratigráficas, según los parajes.

Micacitas (rocas verdes) y calizas dolomíticas.

El tramo que sigue al anterior es el más importante del terreno estratocristalino, por su espesor y por la predominancia de sus rocas en toda la región estudiada. Ha sido llamado por Mac-Pherson «Tramo de las rocas verdes y de las calizas dolomíticas cristalinas», y este nombre le cuadra muy bien porque las dos rocas dominantes en él son unas micacitas cargadas de

minerales accesorios, que casi siempre son de color verde, y las calizas más o menos magnesianas de que ya hemos hecho mención.

No es posible tampoco aquí trazar una línea divisoria exacta entre estos dos tipos de rocas. Salvo muy raras excepciones, un corte de SO. a NE. a través de las sierras Almirajara y Tejeda muestran lo siguiente: después del gneis glandular, cuando éste aflora, y del micáceo que le sigue, se pisan micacitas normales, que poco a poco se van transformando en micacitas granatíferas, micacitas con andalucita y estaurótida, con variable preponderancia de uno u otro mineral, y micacitas anfibólicas. Este tramo, que es el de las rocas verdes de Mac-Pherson, no falta en ningún paraje de la vertiente SO. de ambas sierras. Empiezan a aparecer después capas de caliza dolomítica cristalina, que se intercalan con perfecta concordancia entre las de micacitas con minerales. Estas capas calizas van aumentando rápidamente en número y espesor, y al corto trecho ya constituyen por sí solas la totalidad del tramo y siguen sin interrupción hasta pasada la divisoria de las sierras, que lo es también la geográfica entre las provincias de Málaga y Granada. Pasada la cumbre continúan todavía las calizas cristalinas, hasta tropezar con la gran falla orientada de NO. a SE., ya citada, que las corta bruscamente en la mayoría de los sitios, poniéndolas a nivel con las micacitas inferiores. Algunas veces, sin embargo (entre Sedella y Jatar, por ejemplo), ambos bordes de la falla están formados por las calizas.

Adonde ocurre lo que antecede se pueden estudiar bien las rocas que siguen en orden estratigráfico a las calizas. Son también micacitas, pero de un aspecto y de una composición un tanto distinta de las infrayacentes a dichas calizas. Estas micacitas superiores son siempre de grano más fino que las otras y, a veces, podrían ser tomadas por pizarras si su examen microscópico no demostrasen son verdaderas micacitas. El mineral que

predomina en ellas es el cloritoide, que se presenta siempre en hojas grandes, que dan a la roca un aspecto lustroso *sui generis* que las hace inconfundibles con las micacitas superiores.

Micacitas granatíferas.

Pasadas las sierras Almiaras y Tejeda el terreno estratocristalino está representado casi exclusivamente por el tramo superior de que nos estamos ocupando, el cual adquiere en Sierra Nevada un espesor considerable. Las micacitas superiores y calizas dolomíticas cristalinas ceden aquí el papel preponderante que desempeñan en las sierras Tejeda y Almijara a las micacitas suprayacentes a dichas calizas, las cuales se caracterizan en Sierra Nevada por la gran proporción de granates que contienen (1). En esta sierra la composición petrográfica es mucho más sencilla que en las dos primeras, el terreno casi se reduce a una roca única, que es la micacita granatífera que acabamos de citar (2). Esta roca se apoya con estratificación concordante sobre una caliza cristalina dolomítica idéntica a la de las sierras Tejeda y Almijara, y esto hemos tenido ocasión de comprobarlo en los pocos parajes en que aflora dicha caliza, la cual, como hemos dicho, es rara al Este de estas dos últimas sierras. Han sido estos parajes la rambla que pasa por Órgiva al Norte de este pueblo; el cerro entre Lanjarón y Órgiva; el barranco entre Pampaneira y Rubion; y un asomo bastante grande que hay entre Almuñécar y Motril.

(1) En opinión de los geólogos Ch. Barrois y A. Offret que recorrieron parte de esta región en el año 1885, no existe en el mundo una masa de rocas granatíferas comparable a la de Sierra Nevada por su extensión y uniformidad.

(2) Algunos autores han llamado a esta roca pizarra cristalina. Este nombre es impropio a nuestro juicio. La palabra pizarra en el sentido en que la emplean la inmensa mayoría de los geólogos españoles, designa una roca clástica, de origen sedimentario, por más que su aspecto externo pueda ser más o menos cristalino.

Las rocas dominantes en Sierra Nevada no son sedimentarias, sino metamórficas, como lo son todos los gneis, micacitas y demás rocas genuinamente estratocristalinas. El examen microscópico no deja lugar a dudas sobre esto.

Podemos decir, por tanto, que el tramo superior del estratocristalino tiene por base las micacitas normales de la falda occidental de las sierras Tejeda y Almijara, y termina en su parte superior con las micacitas de Sierra Nevada, quedando comprendidos entre ambas rocas el tramo de las rocas verdes y el de las calizas dolomíticas cristalinas.

¿Cuál es el espesor de este tramo? Nos es imposible contestar a esta pregunta por dos razones. La principal es la de siempre; que no conocemos lo bastante la estructura tectónica de la región, ni sus múltiples accidentes, y no podemos afirmar, por tanto, si en tal o cual recorrido el espesor que hemos medido es, en efecto, el real, o es el resultante de tales o cuales pliegues o fallas. La segunda razón estriba en la muy desigual preponderancia de determinadas rocas, según las regiones; desigualdad que es muy grande según acabamos de ver. Así, por ejemplo, el espesor de las calizas cristalinas, que es enorme en las sierras Tejeda y Almijara, es insignificante en Sierra Nevada; por lo menos en el extremo occidental de ésta, que es el que hemos estudiado. En cambio, las micacitas granatíferas, cuyo espesor, aun prescindiendo de las fallas, pliegues y demás accidentes que puedan afectarlos, es considerable, en Sierra Nevada es, en cambio, pequeño en las otras dos sierras, hasta tal punto que la roca falta en algunos sitios y las pizarras cambrianas con *Palaeophycus* se apoyan directamente sobre las calizas (Molvizar, Itrabo y Pinos del Valle). Por todo esto nos abstenemos de dar cifras relativas a este espesor y dejamos la tarea de medirlo a los que vengan tras de nosotros y lo puedan hacer con más datos.

Debemos mencionar otras dos rocas, que se intercalan, a veces, entre las de este tramo, y cuyo espesor, aunque no el necesario para que se las pueda considerar como constitutivas de un piso, es, sin embargo, suficiente para que merezca la pena mencionarlas. Nos referimos a las cuarcitas epidotífera y a las anfibolitas.

Cuarcitas y anfibolitas.

Las primeras, aunque más abundantes en el cambriano que en el estratocristalino, aparecen con relativa frecuencia en éste, formando bancos, que se intercalan entre las micacitas del tramo superior, y, a veces, entre las capas de caliza, estando en perfecta concordancia con ellas. Los bancos de esta cuarcita rara vez miden más de un metro de espesor, y afectan también forma lenticular, aflorando en recorridos de 20 a 40 metros, que terminan en punta por ambos extremos.

Las anfibolitas abundan más que las cuarcitas y se presentan como éstas en capas de poco espesor, pero no lenticulares, sino continuas, como las de micacitas y calizas, entre las que se intercalan con perfecta concordancia. Su composición es variable como veremos más adelante.

Calizas con piroxeno.

Por último, aun cuando las calizas cristalinas continúan centenares de metros sin que se altere su composición, que es la de una mezcla de carbonatos de cal y magnesia, sucede, a veces, que esta composición cambia, cargándose la roca de ciertos minerales, especialmente de piroxenos. Estas capas de caliza piroxénica suelen medir de 0,20 a 0,50 metros de espesor, y se distinguen a primera vista por su color oscuro, que contrasta con el blanco o gris azulado de la caliza dolomítica. Son frecuentes entre Nerja y Cómpeta y hacia la mitad de la subida a la cumbre de Sierra Almijara.

Otras rocas que aparecen como accidentes raros entre las capas del terreno estratocristalino los describiremos en la parte petrográfica por no tener cabida aquí dada su rareza y su carácter accidental.

Resumen.

En resumen, el terreno estratocristalino de la región que nos ocupa se compone de los siguientes tramos: el inferior, formado por el gneis glandular y el micáceo; el medio, que lo está por las diversas variedades de micacitas y las calizas dolomíticas cristalinas, y el superior, que comprende las micacitas suprayacentes a las calizas y las granatíferas de Sierra Nevada.

Además de las rocas constitutivas del terreno, que acabamos de enumerar, existen en éste otras que se presentan en filones, que atraviesan no sólo al estratocristalino, sino también a las pizarras cambrianas que se superponen a éste. Pueden dividirse estos filones en dos categorías: los de rocas básicas y los de rocas ácidas.

Los primeros están representados por una sola clase de rocas: las dioritas. Son estos filones iguales en todo a los que hemos descrito al tratar de la Serranía de Ronda, y su espesor oscila entre 2 y 8 metros. Son siempre verticales o casi verticales y se orientan de Este a Oeste, con ligeros cambios de dirección. Los hemos encontrado en el trayecto comprendido entre Torre del Mar y Nerja, pero no hemos visto ninguno al Este de este último pueblo ni hemos encontrado cantos rodados de las dioritas que los constituyen en ninguno de los ríos que siguen al Chillar, que desemboca en el Mediterráneo a la entrada de Nerja.

Los filones de rocas ácidas son de dos clases: los de granulitas y los de cuarzo asociado en proporción escasa con feldspatos triclinicos y algún otro mineral. Son de poco espesor, a lo sumo de 0,80 a 1 metro, y atraviesan el terreno estratocristalino con direcciones varias predominando entre éstas la de NE. a SO. Rara vez alcanzan más de 500 metros de longitud, y a veces no exceden de 10 a 15 metros. Los hemos visto en toda la región recorrida, incluso cortando a las micacitas del tramo superior en Sierra Nevada.

Antes de dar por terminado este capítulo debemos mencionar un hecho que demuestra una vez más la íntima relación que existe entre la composición geológica del suelo, la vegetación que cubre a éste, y como consecuencia final la distribución de la vida en un país. Esta relación es general, pero no hemos tenido ocasión de ver una región en que se ponga tan de manifiesto y se muestre tan gráficamente representada como en el valle de Vélez-Málaga.

Filones.

Relación entre la vegetación y la composición geológica.

Es este valle famoso en el Sur de Andalucía por su extraordinaria fertilidad. En él se producen los mejores vinos, pasas, hortalizas y frutas de la provincia de Málaga. Pues bien, un observador colocado en una de las alturas que dominan a este valle por su costado occidental verá, si mira hacia Levante, las dos sierras Tejeda y Almirajara desplegarse ante él en toda su extensión desde el Boquete de Zafarraya hasta Nerja a orillas del Mediterráneo, y en la falda de esas sierras y hacia la mitad de su altura verá además una línea divisoria, que coincide casi exactamente con la curva de nivel, y que separa a dos regiones radicalmente distintas. Encima de esa línea verá las calizas blancas de las sierras Tejeda y Almirajara con sus picachos abruptos y agudos, casi desprovistos de vegetación; a lo sumo distinguirá alguna que otra mancha de pinos poco desarrollados y de monte bajo que no basta a ocultar la blancura de la roca. No verá sobre esa línea ni un pueblo, ni una casa, ni ningún otro indicio de vida.

En cambio, por debajo de la línea en cuestión el terreno es pardo con ondulaciones suaves que se extienden hasta la misma margen del río de Vélez y aparece ante el espectador cubierto de viñas, huertos frondosos, campos fértiles y multitud de casitas (lagares) que indican una población numerosa. Los pueblos de Alcaucín, Canillas de Aceituno, Sedella, Canillas de Albaida, Cómpeña y Frigiliana están edificadas sobre esa línea, que es precisamente la de contacto entre la caliza dolomítica cristalina que forma la mitad superior de las dos sierras y las micacitas y gneises de la mitad inferior y la base.

Y este hecho lo explica todo. El ser esa línea la de contacto entre ambas categorías de rocas, ha originado esa radical diferencia en el reparto de la vegetación y de la población que se nota entre las dos regiones. La caliza dolomítica es estéril. Los agentes atmosféricos la desmenuzan en pequeños romboedros, pero no alteran su composición y, por lo tanto, los

detritus procedentes de esta caliza son tan estériles como la roca misma, y por esto no hay vegetación ni vida en esa parte de las sierras.

En cambio las micacitas y los gneises, al ser denudados por los agentes atmosféricos, se descomponen y producen una tierra vegetal que es muy fértil por estar cargada de la alúmina aportada por los feldespatos, de la arcilla procedente de la descomposición de estos y otros minerales, y de caolín, óxido de hierro y otros cuerpos derivados todos de la descomposición dicha. Esta fertilidad de la tierra atrae los habitantes a ella, y de aquí la densa población de las laderas inferiores y de la base de ambas sierras.

A ello contribuye otra causa, que depende también de la diferencia entre las rocas componentes de ambos terrenos. Es la abundancia de manantiales de agua excelente, a lo largo de la línea de contacto; manantiales que brotan en ella, y no en otra parte, por ser impermeables las rocas de la mitad inferior y muy permeable, en cambio, por sus grietas y fracturas la caliza cristalina de la mitad superior. Y como los pueblos no se edifican al azar, sino en los sitios en que concurren condiciones primordiales de vida, cuales son la fertilidad del suelo y la abundancia de agua, resulta, como consecuencia, que los seis pueblos citados antes se alinean sobre el contacto entre ambos terrenos y jalonan la línea de separación entre ellos.

El pintoresco efecto de este contraste y la contemplación del admirable valle es un espectáculo de los que no se olvidan una vez vistos.

CAPITULO III

DESCRIPCIÓN DE LAS ROCAS Y SUS MINERALES

Las rocas que vamos a describir ya las hemos citado en el capítulo anterior, y ordenadas en sucesión ascendente, o sea de más antigua a más moderna, son:

Gneis glandular.

Idem micáceo.

Micacitas feldespáticas.

Idem normales.

Idem con andalucita y estaurótida.

Calizas dolomíticas y dolomías.

Idem con piroxeno.

Micacitas con cloritoide.

Idem granatíferas.

Cuarcitas epidotíferas.

Anfibolitas o gneises anfibólicos.

Ya hemos dicho que algunas de estas rocas se presentan en distintos niveles, y por consiguiente la lista que antecede no está ordenada ni puede estarlo con rigurosa exactitud estratigráfica, aun cuando sí bastante aproximada, pues si bien es cierto que las anfibolitas y cuarcitas, que son las rocas a que principalmente nos referimos, aparecen, a veces, entre las calizas del tramo medio, estas apariciones son raras y constituyen verdaderas excepciones.

A más de las rocas de la lista anterior describiremos las filonianas básicas y ácidas, o sean las dioritas, las granulitas y los filones de cuarzo.

Gneis glandular.— El gneis glandular (figuras 1.^a y 2.^a) es una de las rocas mejor caracterizadas de la serie: en primer lugar, por su posición estratigráfica en la base del terreno, y en segundo lugar, por su aspecto externo. Su textura gneísica resalta en seguida. Las capas de mica están marcadamente onduladas, rodeando a las aglomeraciones o glándulas de cuarzo y feldespato, dominando casi siempre este último. En el centro de la figura 1.^a, y en la mitad inferior derecha de la 2.^a, se ven estas glándulas, y resalta su aspecto característico. La de la figura 1.^a está formada casi en su totalidad por feldespato ortosa; en la de la figura 2.^a domina también éste, pero la proporción de cuarzo es bastante mayor que en la primera.

El tamaño de las glándulas es variable. Hemos medido algunas con 40 milímetros de longitud por 25 de anchura en su parte central. En cambio hay otras que apenas llegan a 10 milímetros por 5. Su forma es siempre ovalada y aparecen constantemente envueltas por capas de mica. Esta textura es algunas veces muy irregular, como sucede, por ejemplo, en la figura 1.^a Otras, por el contrario presentan regularidad marcada en la distribución de las glándulas, como se ve en la figura 2.^a Lo primero es, sin embargo, mucho más frecuente que lo segundo.

En la superficie de los crestones la roca está un tanto alterada por los agentes atmosféricos, y es lo suficientemente blanda para poderse desmenuzar con los dedos o con ligeros golpes de martillo. Pero en cuanto se quitan 10 ó 20 centímetros de roca superficial, ya aparece ésta compacta, dura y con sus caracteres bien marcados. Se puede observar entonces que a más del feldespato y cuarzo de las glándulas existen multitud de trozos pequeños de estos minerales repartidos en capas delgadas y de espesor uniforme que alternan con las de mica.

El término medio de las medidas hechas para determinar la densidad de esta roca da la cifra 2,68.

Los minerales que componen este gneis son cuarzo, ortosa,

biotita y, como accesorio muy raro, un plagioclasa, difícil de estudiar a causa de su escasez y de la pequeñez de sus granos, que parece ser oligoclasa. Como minerales secundarios, originados por epigenesis, se pueden citar la muscovita y el caolín.

Cuarzo.

Cuarzo.—Es siempre alotrimorfo, presentándose invariablemente en forma de granos con contornos irregulares y angulosos sin el menor indicio de caras cristalinas. Ya hemos dicho que el tamaño de estos granos es muy variable. Su color es blanco, ligeramente agrisado, y su brillo, sin ser extraordinario, basta, sin embargo, para distinguirlo de la ortosa; porque es siempre más o menos vítreo y no anacarado como el de éste. Es también bastante más transparente que la ortosa; carácter que se observa bien en las preparaciones microscópicas.

La extinción de este cuarzo es siempre en *mosaico* o *agregado*, y nunca uniforme, salvo en los trozos muy pequeños. Esta es la única anomalía óptica que se observa en este mineral.

La fractura es conchoidea; carácter que se marca bien en los trozos grandes y medianos.

Presentan los trozos de cuarzo de este gneis multitud de grietas o líneas de rotura irregulares que atraviesan a veces varios trozos contiguos, indicando con ello esfuerzos y presiones posteriores a la formación de la roca.

Son frecuentes también hileras sinuosas de inclusiones líquidas de tamaño variable, la mayor parte de las cuales contienen una burbuja gaseosa móvil. Son éstas las únicas inclusiones que hemos observado en este cuarzo. No existen tampoco interpenetraciones de este mineral con el feldespato. Los índices de refracción medidos en trozos de 4 a 6 milímetros, separados de las glándulas son:

$$n_g = 1,5533 \quad n_p = 1,5442$$



Fig. 1 (x. 20)
Gneis glandular.

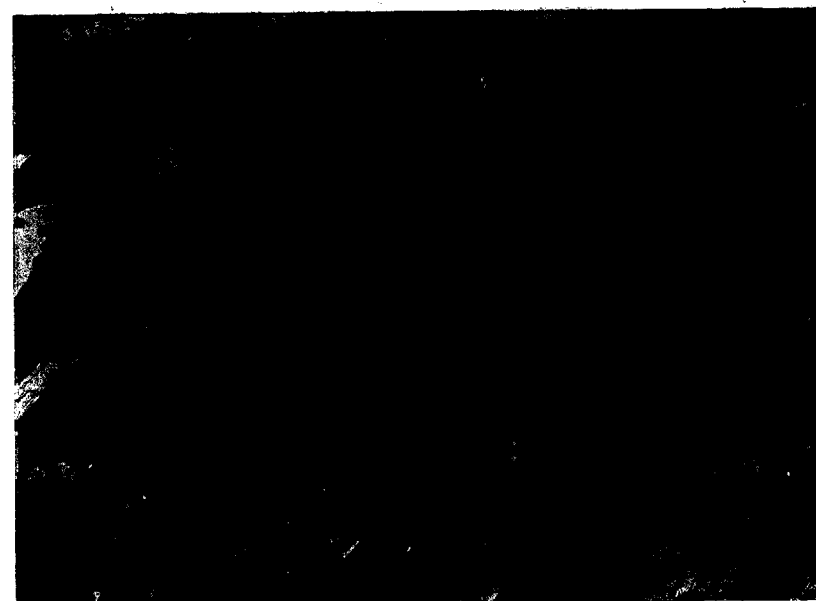


Fig. 2 (x. 20)
Gneis glandular.

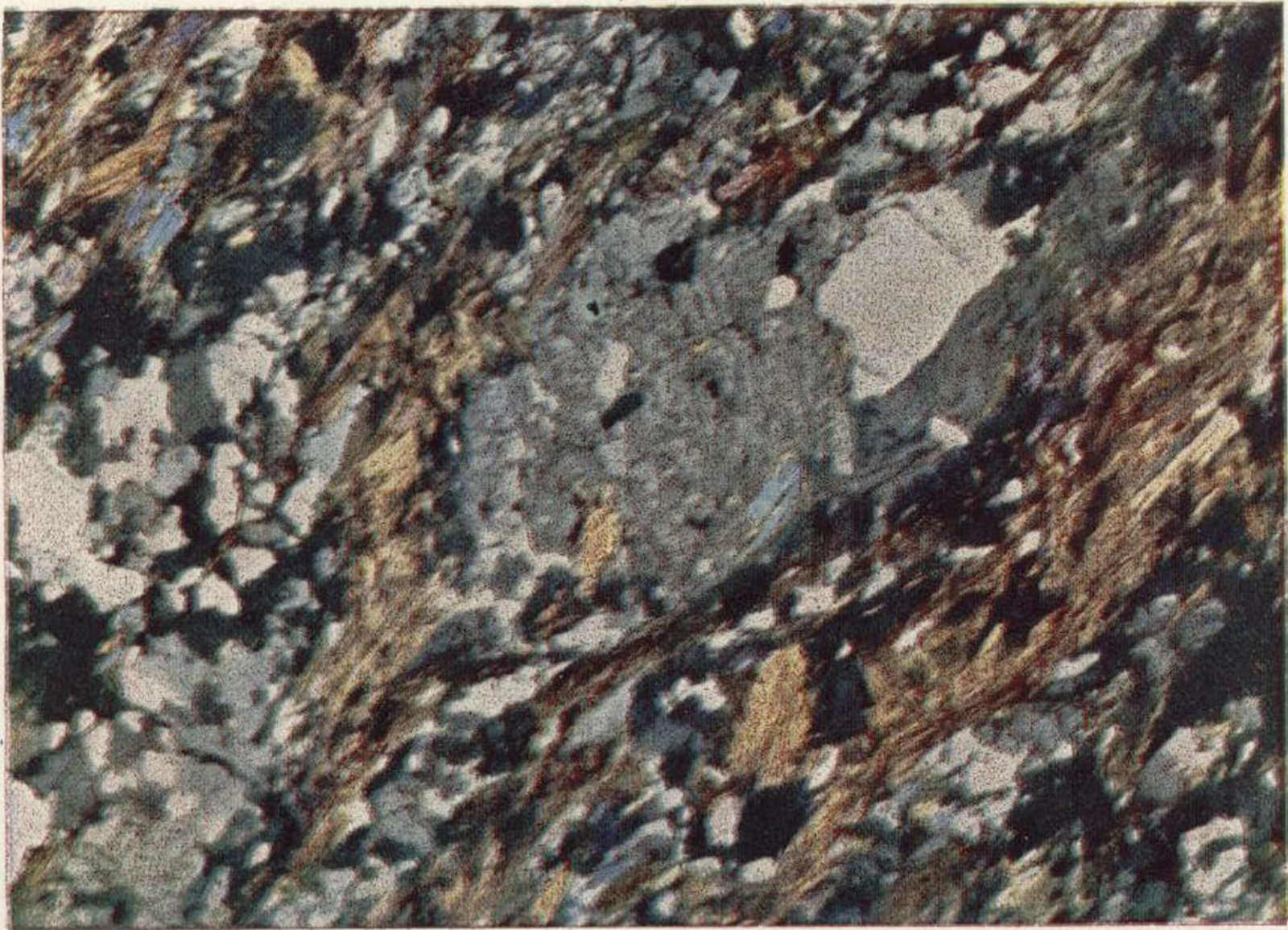


Fig. 1 (x. 20)
Gneis glandular.

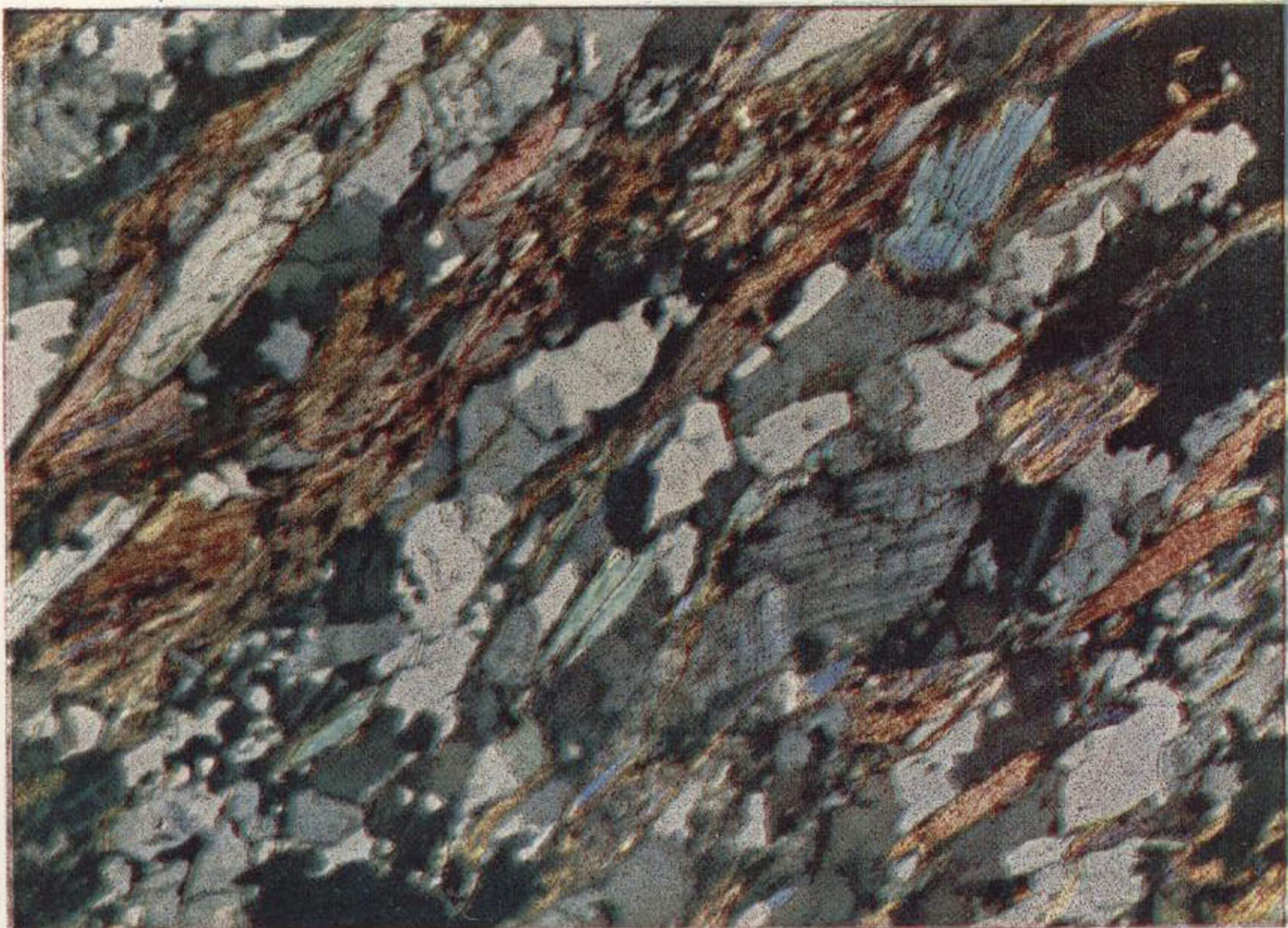


Fig. 2 (x. 20)
Gneis glandular.

Las medidas se han hecho en el refractómetro y con luz del sodio, cuya longitud de onda es: $\lambda = 0,589 \mu$.

La birrefracción, medida directamente con el compensador de Babinet-Biot y comprobada después con la diferencia entre los dos índices que da el refractómetro, es:

$$n_g - n_p = 0,0091.$$

Los colores de polarización son siempre grises en nuestras preparaciones, cuyo espesor no excede de 2 centésimas.

Examinando la figura de interferencia, obtenida con luz convergente en láminas normales al eje óptico y de 2 a 2 $\frac{1}{2}$ milímetros de espesor, hemos visto la cruz negra característica de los minerales uniáxicos. Esta cruz aparece perfectamente regular, sin tendencia alguna a separarse en hipérbolas sus dos brazos, como sucede en algunos ejemplares de cuarzo y como suponíamos debería suceder en el de esta roca en vista de los indicios de presiones internas que hemos citado antes. A pesar de esto, repetimos, no hemos notado la menor anomalía en la cruz de interferencia ni en los anillos exactamente circulares que le rodean. El signo óptico se comprueba es positivo intercalando la lámina auxiliar de yeso.

La densidad de este cuarzo, medida con la balanza hidrostática y el gravímetro de Nicholson, ha dado cifras ligeramente diferentes, que han oscilado entre 2,651 y 2,657. Se puede, por tanto, asignar la cifra 2,654, término medio de las dos anteriores, para la densidad de este cuarzo.

Ortosa.—Es alotrimorfa como el cuarzo, y se presenta también, como éste, en granos de tamaño muy variable, resquebrajados, de contornos irregulares y angulosos, sin el menor indicio de caras cristalinas (figuras 1.^a y 2.^a).

La única macla que hemos observado es la de Carlsbad, y

sólo en algunos trozos procedentes de la parte superior del tramo de las rocas de tránsito, entre el gneis glandular y el micáceo, que describimos en el capítulo anterior. La línea de macla es limpia, sin superposición de los individuos maclados.

Los cruceros están bien determinados en algunos ejemplares. En otros desaparecen entre las muchas grietas que los surcan en todos sentidos. Es frecuente que las roturas se orienten según los cruceros (fig. 2.^a) y también que éstos estén subrayados y acentuados por depósitos lineales de caolín. Estos cruceros son paralelos, como en todas las ortosas, a las caras p y g^1 , y, por consiguiente, forman entre sí un ángulo de 90 grados.

El color de la ortosa es gris claro, y por excepción muestra un tono ligeramente rosado, que se acentúa en los planos del crucero, según p , así como también el brillo anacarado que siempre posee, en más o menos grado, la ortosa de esta roca. Es sensiblemente transparente en lámina delgada, pero en trozos grandes no pasa de translúcida. Este carácter, en unión del color y el brillo, bastan para distinguir con facilidad la ortosa del cuarzo a simple vista.

La fractura es irregular, salvo cuando un trozo se parte según uno de los planos de crucero. Entonces se pone de manifiesto su cara plana con el brillo y el color característicos.

La densidad de esta ortosa, tomada en los trozos más puros que hemos podido encontrar, es 2,545, cifra que corresponde al feldespató potásico puro.

Los colores de polarización son siempre grises y más oscuros que los del cuarzo. Este tono gris baja un tanto en los trozos de ortosa ligeramente descompuestos en caolín, procedentes de las partes superficiales de las capas.

En las secciones paralelas al ortoeje, o sean las perpendiculares a g^1 , la extinción se verifica cuando los hilos del retículo coinciden con los cruceros p y g^1 , que en estas secciones se cortan en ángulo recto. En algunos ejemplares, cortados

aproximadamente, según g^1 y llevados con la platina de Fedorow a la posición exacta en que esta cara es perpendicular al eje óptico del microscopio, hemos podido medir con exactitud el ángulo de extinción respecto a las trazas del crucero p , cuyo plano es perpendicular a esta cara. Este ángulo, que la mayoría de los autores asegura es de 5 grados, nos ha resultado siempre algo mayor: entre $5^\circ 30'$ y $6^\circ 12'$. Esta anomalía ha sido ya señalada por G. H. Smith en algunas ortosas procedentes de gneises del Canadá.

Estas mismas secciones y las normales a ella nos han servido para determinar la birrefracción por medio de compensador de Nikitin y el de Babinet-Biot. Los resultados, notables por su constancia, han dado la cifra

$$n_g - n_p = 0,008.$$

Los índices de refracción los hemos medido por medio del refractómetro y valiéndonos de trozos en cada uno de los cuales se habían tallado dos caras de orientación arbitraria. Los resultados, notables también por la identidad de cuantas medidas hemos hecho, han sido:

$$n_g = 1,526, n_m = 1,524, n_p = 1,518,$$

cuyas cifras concuerdan con las obtenidas por Smith en las ortosas procedentes de los gneises del Canadá y difieren ligeramente de las obtenidas por Iddings para la ortosa de San Gortardo.

La posición de los ejes ópticos es constantemente la llamada normal, esto es, que el plano que los contiene es normal a la cara g^1 . El ángulo de los ejes ópticos, medido en trozos tallados perpendicularmente a la bisectriz aguda; ha resultado ser:

$$2 \mathcal{V} = 68,40.$$

Las figuras de interferencia no muestran anomalías ópticas de ninguna clase. El ángulo de los ejes para los rayos rojos es mayor que para los azules (1) y el signo óptico es negativo.

La ortosa de este gneis es bastante pura en la mayoría de los casos, pero en algunos presenta ligeros indicios de alteración en caolín, que se ponen de manifiesto, unas veces, por un tono uniforme gris oscuro, que toma la superficie de la sección, y otras, y esto es lo más frecuente, por bandas oscuras del caolín citado, que acentúan los cruceros y los transforman en bandas gruesas de contornos desvanecidos (fig. 2.^a).

En algunos trozos de ortosa, procedentes de las rocas de tránsito entre el gneis glandular y el micáceo, hemos visto las curiosas inclusiones que representa la figura 5.^a Son de muscovita y se alinean a lo largo de los cruceros p y g^1 , cuya dirección ponen de manifiesto. En algunas de estas inclusiones se ven los cruceros basales de la muscovita paralelos siempre a la mayor longitud del trozo, o sea a las trazas de los cruceros de la ortosa. Se extinguen siempre según esta dirección y su forma es constemente la rectangular alargada que se ve en la figura 5.^a

Todos los caracteres de esta muscovita, tanto en las inclusiones como en el resto de la roca, permiten asegurar que es de *primera formación*, esto es, contemporánea de la ortosa en que están incluídas; se puede asegurar también que esta muscovita no ha resultado de epigénesis de la biotita, pues, como veremos más adelante, la roca de que procede contiene las dos micas, ambas en perfecto estado de pureza y sin ofrecer signo alguno de epigénesis.

Oligoclasa (fig. 6.^a).—Este mineral es raro en los gnei-

(1) Estas medidas se han verificado alumbrando el trozo de mineral con radiaciones monocromáticas obtenidas con el prisma de sulfuro de carbono de nuestro aparato para obtener dichas radiaciones, ya citado antes.

ses. En las capas inferiores del gneis glandular no lo hemos encontrado nunca, y solamente en las superiores, en las que son tránsito al gneis micáceo, y en las de éste lo hemos visto en cantidad apreciable asociado a la ortosa y en mucha menor proporción que ésta.

Al tratar de estudiar la oligoclasa se ha comprobado una vez más la utilidad de los métodos de selección expuestos en el capítulo I. Merced a los líquidos densos hemos podido aislar algunos trozos de oligoclasa entre los granos triturados de rocas que la contenían; pero los mejores ejemplares los hemos obtenido lavando en bateas arenas de los ríos (los de Algarrobo y Torrox), en cuya cuenca existen gneises y aplicando después los líquidos densos a los residuos de menor densidad de los lavados. Sobre los ejemplares así separados hemos hecho la medida de las constantes ópticas, después de haberlos tallado con el aparato Wulffing.

La oligoclasa se presenta, como la ortosa, en granos alotri-morfos de contornos irregulares, sin indicios de caras cristalin- as. Estos granos no muestran signo alguno de alteración, viéndose, a veces, algunos de ellos contiguos a otros de ortosa ligeramente caolinizados. Esto prueba una vez más que los fel-despatos potásicos se alteran con más facilidad que los calco sódicos.

Los cruceros, y sobre todo las maclas, se marcan muy bien en la oligoclasa de estos gneises. Estas últimas son casi siempre las correspondientes a la ley de la albita, pero también se encuentran ejemplares, aunque más raros, que contienen las dos maclas, la de la albita y la periclina asociadas, según se ve, en la figura 6.^a

El aspecto de ambas maclas es casi idéntico. Una de las series de laminillas hemitrópicas (la que está extinguida en la figura) es muy estrecha, poco más ancha que los cruceros subrayados por caolín que describimos al tratar de la ortosa. La

otra serie es tres a doce veces más ancha que la anterior. Los dos son perfectamente regulares, de anchura uniforme, y abarcan toda la longitud del trozo que las contiene.

Las medidas del ángulo de extinción de las dos series de laminillas de la macla de la albita, hechas en varias secciones de la zona normal a g^1 , han dado cifras que difieren muy poco de 5 grados, lo cual determina la composición de esta oligoclasa como correspondiente a la fórmula $Ab\ 3\ An_1$.

El color de la oligoclasa a simple vista es un gris tan semejante al de la ortosa, que es casi imposible distinguirla de ella. En las preparaciones microscópicas el color gris de la primera es más brillante que el de la segunda, y esto en unión de las maclas polisintéticas y del mayor índice (1) la distinguen fácilmente de la ortosa.

La fractura es irregular, pues rara vez se rompe un trozo por uno de los planos de crucero.

La densidad es 2,649.

Los colores de polarización no se diferencian de los de la ortosa, sobre todo cuando se compara con la oligoclasa un ejemplar de aquella no alterado. Entonces el tono gris es igual en ambos minerales y de la misma intensidad.

El ángulo de extinción lo hemos medido en secciones basales obtenidas con la platina de Fedorow, y tomando como línea de medida las trazas del crucero g^1 sobre la base p . Los ángulos medidos han sido siempre de cinco grados, con seis minutos, a lo sumo, de diferencia en más o en menos.

La birrefracción de la oligoclasa, medida con el compensador de Nikitin y comprobada después con el refractómetro, es

$$n_g - n_p = 0,008$$

(1) Este carácter se ve con relativa facilidad empleando el método de Becke, muy indicado en este caso.

Los índices medidos con el refractómetro son:

$$n_g = 1,547, n_m = 1,543, n_p = 1,539$$

Tanto la medida de la birrefracción como la de los índices las hemos hecho en dos trozos maclados solamente por la ley de la albita, y en los que las diferencias de anchura de las dos series de laminillas eran muy grandes. Aun así, y aun habiendo operado sobre las laminillas más anchas, la banda oscura del compensador y la línea de separación de luz y sombra del refractómetro eran bastante confusas y las lecturas de ángulos no se han podido hacer con la precisión deseable. No respondemos, por tanto, de la rigurosa exactitud de las cifras que anteceden.

Las mismas razones nos han impedido medir con precisión el ángulo de los ejes ópticos.

Téngase presente también que a pesar de las selecciones hechas en rocas trituradas y en arenas, el número de ejemplares disponibles ha sido escaso, pues hubimos de desechar todos aquellos cuya identidad específica ofrecía dudas, así como también los que por la multiplicidad de sus maclas resultaban inadecuados para estas medidas.

El signo óptico es negativo en todos los ejemplares en que lo hemos determinado y tanto con luz paralela como convergente.

No hemos visto inclusiones en la oligoclasa de estos gneises.

Biotita (figuras 1.^a, 2.^a, 3.^a, 4.^a, 7.^a, 8.^a, 9.^a y 10).—Los caracteres de este mineral son los mismos en las diversas rocas de esta región que lo contienen. Vamos a describirlo, por consiguiente, una vez para todas con objeto de evitar repeticiones.

Se presenta en láminas alargadas sin caras cristalinas por lo general, y mostrando claramente las trazas del crucero para-

lelo a la base *p*. Esto, no obstante, cuando se lavan arenas en la batea, se cubre el depósito de una capa brillante de laminillas de mica, entre las cuales se suelen encontrar algunas de contorno exagonal.

El color de la biotita en las rocas es pardo oscuro, casi negro. En lámina delgada su microísmo es muy intenso. Cuando el plano de vibración del polarizador es paralelo a las trazas del crucero basal, el color de la biotita es pardo rojizo muy oscuro; cuando dicho plano de vibración es perpendicular a las trazas, el color es amarillo rojizo claro (fig. 10) (1).

El brillo anacarado de la biotita se percibe muy bien en las laminillas que quedan en la superficie cuando se lavan arenas gneísicas, y también en las rocas mismas cuando se las corta paralelamente a los planos de estratificación.

La fractura es sumamente irregular como en todas las micas. Los bordes del trozo roto resultan deshilachados y festoneados si la rotura se hace perpendicularmente al crucero. Cuando tiene lugar según éste, el plano brillante que resulta es casi siempre ondulado, respondiendo a la forma también ondulada de las capas de mica en el gneis glandular, y también aunque en menor grado en el micáceo (figuras 3.^a y 4.^a).

Es fácil seleccionar en las arenas gneísicas trozos de biotita bastante grandes, como de 8 a 12 milímetros de longitud, y la mitad, próximamente, de espesor. Más fácil todavía es separar de estos trozos, con un escalpelo o cortaplumas fino, hojas del-

(1) En esta figura, como en todas las que acompañan a este trabajo, los planos de vibración de los nicoles son paralelos, respectivamente, a los dos bordes de la lámina. El plano de vibración del polarizador está dirigido de Este a Oeste, es decir, que es paralelo al lado menor de la lámina; el del analizador perpendicular al anterior resulta, por tanto, paralelo al lado mayor de aquélla, y su dirección en el microscopio es la de Norte a Sur. Por esto la dirección de alargamiento, según los cruceros basales de los trozos de biotita de la figura 8.^a, resulta casi perpendicular al plano de vibración del polarizador (lado menor de la lámina), y el color de la biotita es casi el más claro de los dos citados antes.

gadas paralelas al plano del crucero *p*. En hojas así separadas hemos tenido ocasión de comprobar las dos *figuras de percusión* que describen los tratados de petrografía; esto es, una estrella exagonal, con lados paralelos a los del cristal de biotita, cuando existen éstos y cuando la punta del instrumento es fina, y hendiduras perpendiculares a las anteriores si dicha punta es roma o redondeada. Estas hojas de biotita nos han servido también para el estudio de las figuras de interferencia.

La densidad de la biotita de los gneises y micacitas es relativamente grande. Oscila entre 2,9 y 3,0. Las medidas las hemos hecho en trozos de biotita absolutamente puros, esto es, sin indicios de epigénesis ni muscovita; fenómenos frecuentes, como después veremos, en algunas de las rocas que contienen este mineral.

Los colores de polarización de la biotita son en estas rocas muy brillantes y varían dentro de la preparación, con espesor de 2 centésimas de milímetro, desde el amarillo vivo del primer orden al verde del segundo (fig. 7.^a). La excepcional viveza de estos colores hace que resulte muy difícil, casi imposible, distinguirlos de los de la muscovita, cuando ambos minerales están contiguos (fig. 9.^a).

La extinción es rigurosamente recta respecto a las trazas de los cruceros basales, en las laminillas que no están más o menos dobladas; en las cuales, como es natural, dicha extinción va siguiendo la dirección de dichas trazas y resulta ondulada.

La birrefracción obtenida en trozos exactamente orientados, según *g'* (plano de los ejes ópticos), es:

$$n_g - n_p = 0,0452.$$

La biotita de los gneises glandular y micáceo es prácticamente uniáxica. Lo hemos comprobado así operando sobre láminas de crucero colocadas sobre la platina de Fedorow, y en

las que hemos ido cambiando la orientación haciéndolas girar alrededor del eje óptico del microscopio (1). En cualquiera de las posiciones la cruz uniaxial apenas se deforma en un giro completo de la platina. Hemos comparado estas láminas de biotita con otras de distintas procedencias y hemos podido notar diferencias sensibles en este respecto. En todas, salvo en las de Sierra Almirajara, el carácter ligeramente biaxial del mineral, se evidenciaba claramente por la deformación de la cruz negra; la cual, en algunas posiciones de la platina, se transformaba en dos hipérbolas más o menos separadas. En la biotita de nuestros gneises no hemos visto nunca acusarse este fenómeno con claridad. A lo sumo, hemos notado que la cruz se ensanchaba ligeramente en su centro cuando la lámina al girar llegaba a ciertas posiciones.

Otra prueba del carácter uniaxial de esta biotita es la constancia de las medidas de los índices de refracción; medidas que hemos multiplicado adrede.

Las dos cifras obtenidas son:

$$n_g = 1,5864, n_p = 1,5412.$$

El eje óptico está situado en el plano g^1 y es perpendicular, por consiguiente, a la base p , hecho que ya hemos señalado antes.

El signo óptico es negativo, carácter que se observa bien con luz convergente, pero que es difícil de comprobar con luz paralela debido a los colores vivos de polarización de esta biotita.

Apenas existen inclusiones. Sólo se ven por excepción algunas de los minerales que la acompañan.

(1) En la platina de Fedorow del microscopio «Orueta» se puede emplear la luz convergente, merced a un condensador especial de mucha distancia frontal y a dos hemisferios de muy poco radio (4 milímetros).

La manera normal de presentarse la biotita en las rocas de esta región es la de capas más o menos onduladas y sensiblemente paralelas (figuras 3.^a, 4.^a, 9.^a y 10), pero en los gneises micáceos, además de estas capas, se ven con bastante frecuencia verdaderos *nidos de biotita*, esto es, ensanchamientos de las capas que afectan la forma de glóbulos o glándulas, semejantes, aun cuando más pequeñas, a las de minerales blancos del gneis glandular. En estos nidos (fig. 7.^a) las láminas de biotita pierden su orientación paralela a las capas, y se cruzan en todos sentidos con notable irregularidad. Esta orientación irregular es el carácter que distingue a los nidos de biotita, propiamente dichos, de los ensanchamientos de las capas de ella (figuras 3.^a y 4.^a), tan frecuentes en todos los gneises. En estos ensanchamientos no cambia, o cambia muy poco la orientación de las láminas de biotita, la cual sigue siendo paralela a los planos de estratificación.

Omitimos la explicación que Harker, Linck y Pirson dan respecto a estos nidos, porque no nos parecen convincentes. El lector los encontrará en los tratados de estos autores, y en los capítulos dedicados a gneises y micacitas.

Con frecuencia la biotita de estos nidos se epigeniza parcialmente en muscovita, sin que cambien ni la forma ni la orientación de las láminas. Únicamente varían los colores de polarización (fig. 8.^a) que pasan a ser los característicos de la muscovita.

La biotita en el gneis glandular se distingue por su pureza. Son rarísimos los trozos en que se notan indicios de alteración o epigénesis. En cambio en el gneis micáceo y en las micacitas es muy frecuente encontrar capas de biotita epigenizadas parcialmente en muscovita. Esta transformación, bastante común por cierto, se verifica aquí de un modo tan claro que se puede seguir paso a paso el proceso del fenómeno, y por esto, y por la ausencia de otros productos de alteración que no sean la

muscovita, hemos creído merecía la pena reproducir aquél en las microfotografías 9.^a y 10 de una capa de gneis micáceo en la que la biotita está epigenizada en parte en muscovita. Como se ve, la forma, cruceros y demás accidentes del primer mineral no experimentan cambio alguno, y tanto es así, que estando cruzados los nicoles no es posible diferenciar un mineral de otro (fig. 9.^a), debido a que, como ya dijimos antes, los colores de polarización de la biotita son aquí casi tan vivos como los de la muscovita. Para distinguirlos es preciso separar el analizador. Entonces el color amarillo rojizo o pardo de la biotita (fig. 10), destaca bien sobre el fondo incoloro de la muscovita y se puede comprobar además que esta última no es dicroica y la primera sí.

En las partes superficiales de la roca los agentes atmosféricos han descompuesto a los feldespatos y a la biotita originando caolín, arcilla y clorita; pero estos tres mineros están tan impuros y tan mezclados unos con otros, que su estudio resulta difícil, estando además desprovisto de interés. Sólo debemos señalar que la tierra vegetal procedente de la descomposición de esta roca es muy fértil; más aún que la originada por la descomposición de las micacitas.

Gneis micáceo.—Esta roca (figuras 3.^a y 4.^a) se distingue del gneis glandular, a primera vista, por su diferente textura y por la mucha proporción de mica que contiene. Esta proporción supera al doble de la de minerales blancos (cuarzo y feldespatos).

Las capas de los citados minerales son más regulares que las del gneis glandular, aunque no completamente planas, pues las de mica (figuras 3.^a y 4.^a) se ensanchan de trecho en trecho, formando ligeras ondulaciones. Interrumpen, además, la regularidad los nidos de biotita de que hablamos al describir este

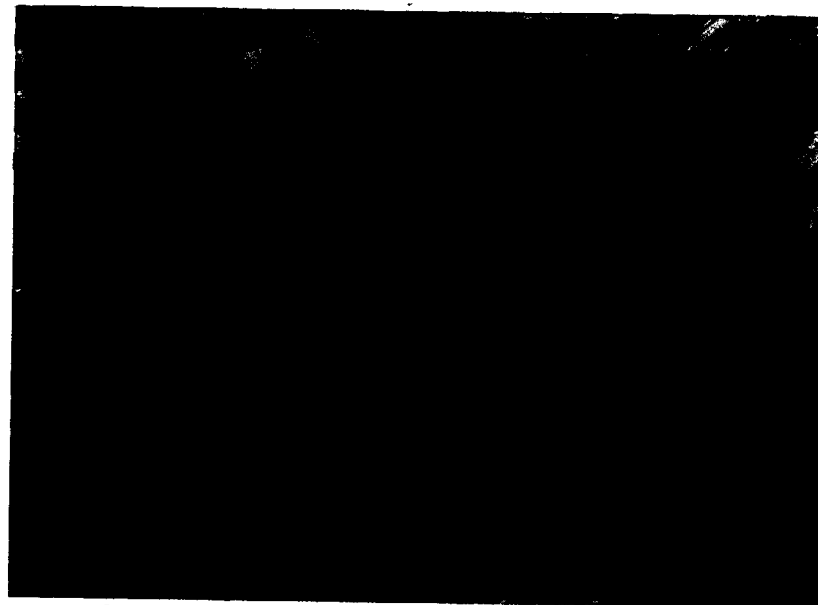


Fig. 3 (x. 20)
Gneis micáceo.

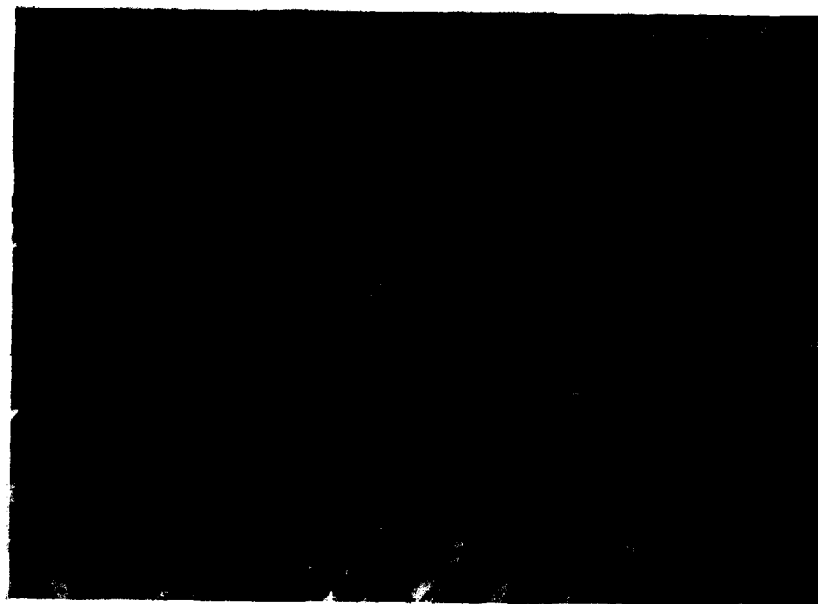


Fig. 4 (x. 20)
Gneis micáceo.

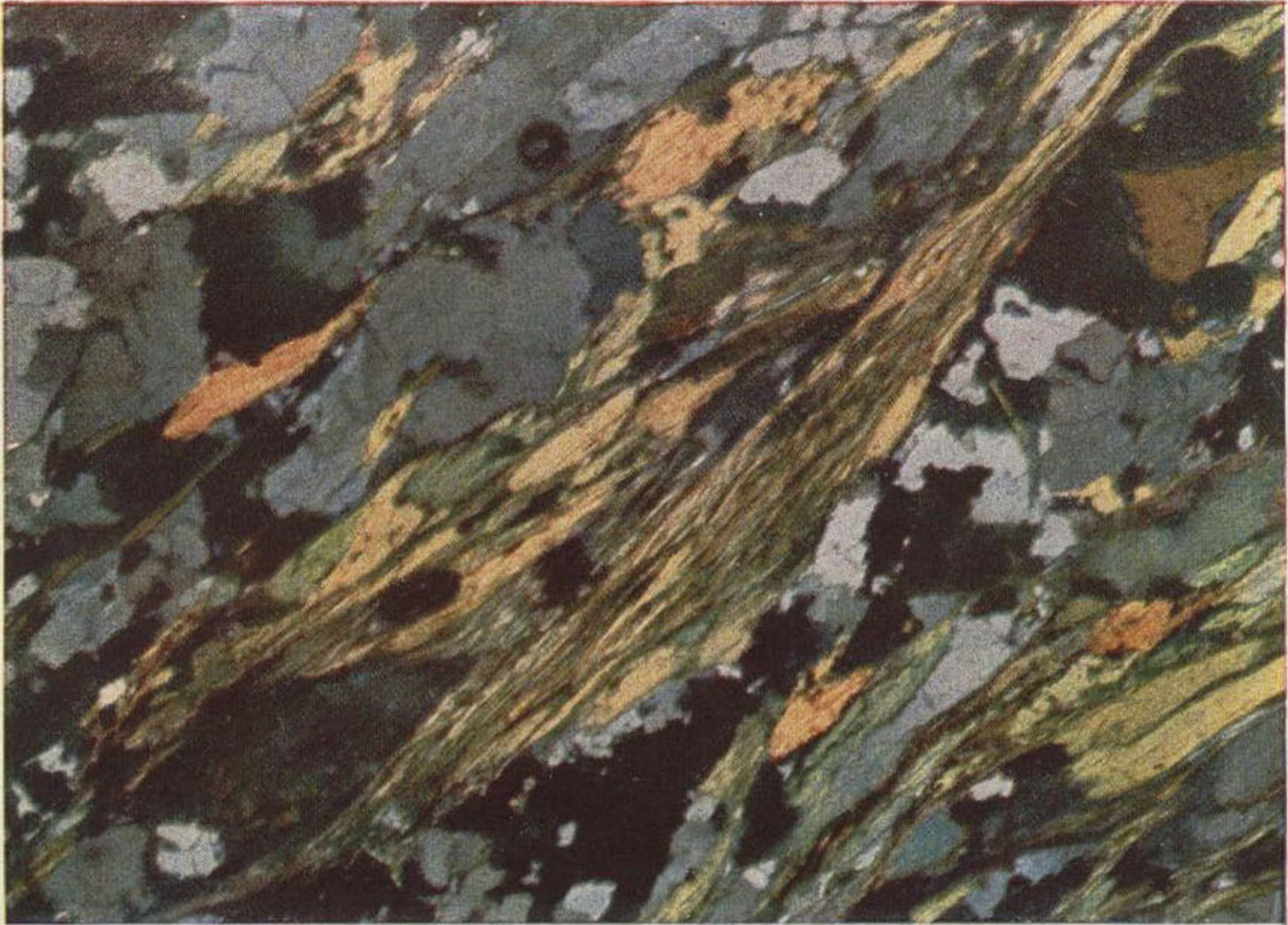


Fig. 3 (x. 20)
Gneis micáceo.

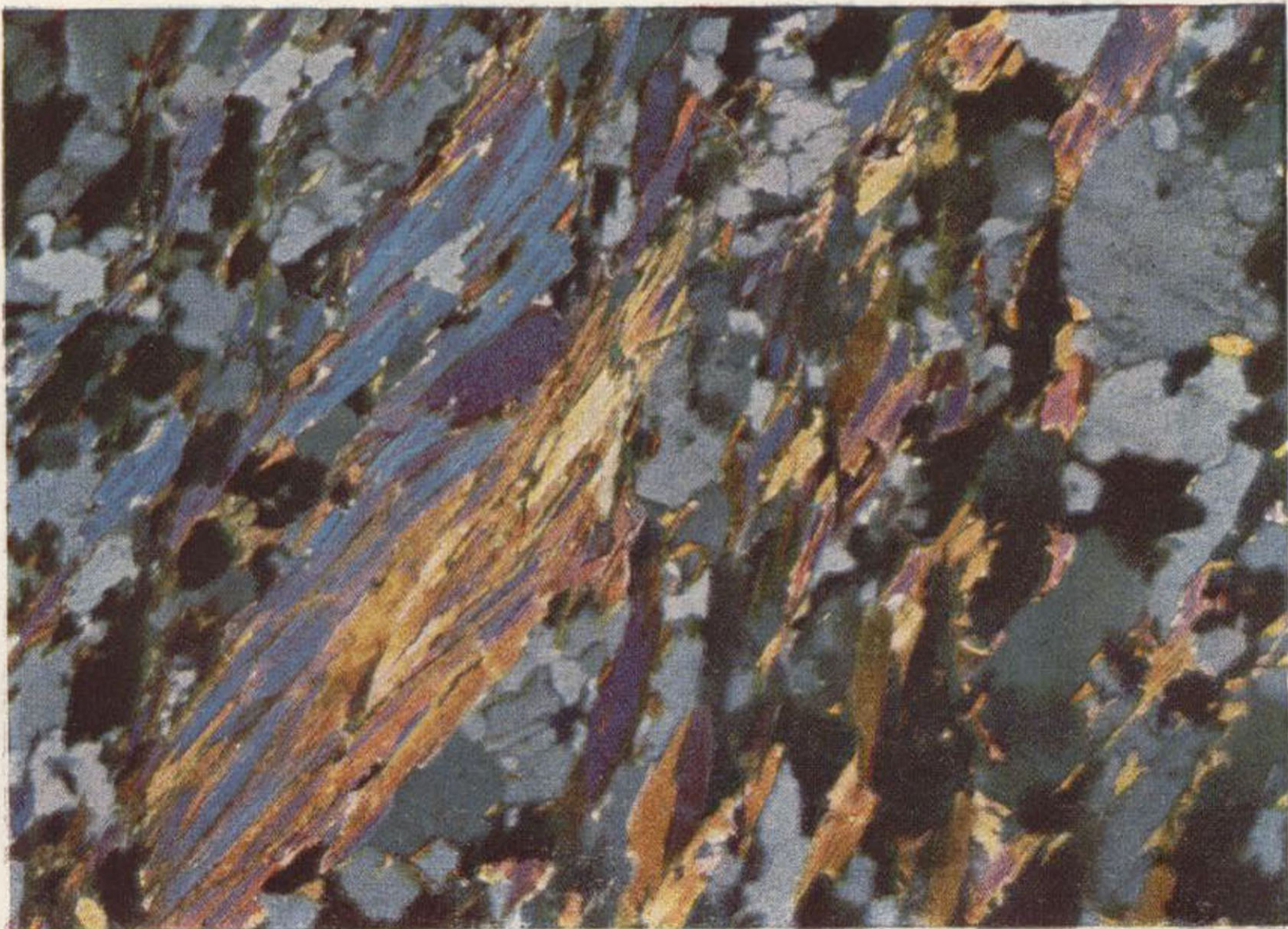


Fig. 4 (x. 20)
Gneis micáceo.

mineral, cuyos nidos, aunque no muy abundantes, no faltan nunca en los bancos de este gneis.

El color de conjunto de la roca es pardo rojizo, casi negro, debido a la preponderancia de la biotita. Cuando se mira una sección perpendicular a las capas, las de cuarzo y feldespato se destacan por su color blanco, pero en algunos ejemplares son tan delgadas que es preciso fijarse bastante para verlas. La roca de la figura 4.^a está en este caso. En ella las capas de minerales blancos apenas miden 2 a 3 milímetros de espesor. La tenacidad del gneis micáceo es menor que la del glandular, sobre todo en las partes superficiales sujetas a la acción atmosférica. En ellas la roca se desmenuza con suma facilidad, dando una tierra oscura salpicada de laminillas brillantes de mica, que se presta bien al cultivo, aun cuando no sea tan fértil como la que da el gneis glandular.

La densidad de la roca es de 2,64, tomada en conjunto y habiendo elegido para las medidas ejemplares de composición normal.

Los minerales que componen esta roca son: cuarzo, ortosa, oligoclasa, muscovita, biotita y, como secundarios, el caolín y algo de óxido de hierro mezclado con arcilla, que proceden de la descomposición de los feldespatos y las micas.

El cuarzo, ortosa, oligoclasa y biotita los hemos descrito ya; sólo resta, por tanto, exponer los caracteres de la muscovita.

Muscovita (figuras 9.^a, 10, 11 y 12).—Se presenta en el gneis micáceo de dos maneras: como mineral de primera consolidación (fig. 11) y como secundario, derivado por epigénesis de la biotita (figuras 9.^a y 10). En esta última forma abunda más en el gneis micáceo que en las micacitas. Los caracteres del mineral son los mismos en una forma que en otra. Únicamente se observa en algunos raros casos que los colores de polarización de la muscovita primaria son algo más vivos que

los de la secundaria; pero este carácter, que apenas se acusa, no bastaría para distinguirlas si no hubiera otro, cual es la existencia de restos de biotita entremezclados con la muscovita secundaria, que acusan a primera vista el origen de esta última. Las figuras 9.^a y 10 muestran esto mejor que una explicación detallada.

La muscovita se presenta en láminas de contornos irregulares y festoneados, sin indicios de caras cristalinas. No hemos podido encontrar en las arenas de los ríos exágonos de muscovita semejantes a los de biotita, ya descritos, que corresponden a secciones basales de aquélla.

El crucero basal se acusa a veces por sus trazas paralelas a la dirección de alargamiento de las láminas, pero no existe siempre como en la biotita; al contrario, en la mayoría de los trozos de muscovita no es aparente y éstas muestran su superficie lisa y uniforme sin accidente alguno (fig. 11).

El color en trozos grandes es blanco ligeramente agrisado. Estos trozos son medianamente transparentes. En las preparaciones microscópicas la muscovita es completamente incolora y transparente, sin el menor indicio de dicroísmo. El brillo anacarado es notable en las láminas que se recogen con facilidad en las bateas de lavado.

La fractura es irregular en todos sentidos, menos en el del crucero basal. En éste es fácil, aunque no tanto ni con mucho como en la biotita, conseguir láminas de poco espesor, hendiendo al trozo de mineral, según los planos del crucero citado, por medio de un cortaplumas muy afilado. Las figuras de percusión y de presión descritas, al tratar de la biotita, se obtienen de igual modo en la muscovita y poseen los mismos caracteres.

La densidad de la muscovita, medida en trozos puros, completamente libres de biotita, es de 2,8, algo menor, por consiguiente, que la de la biotita.

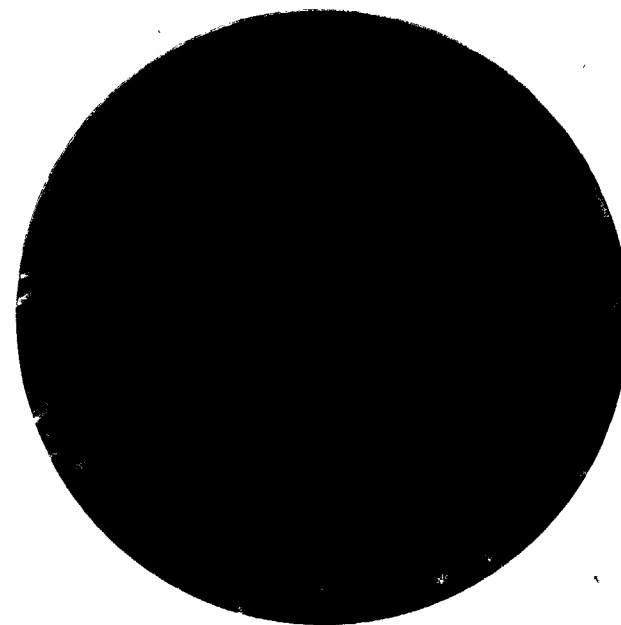


Fig. 5 (x. 68)
Inclusiones de muscovita en ortosa.

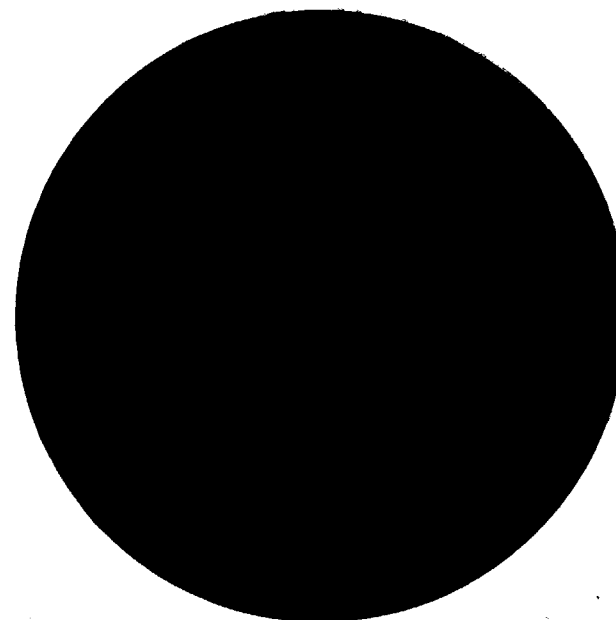


Fig. 6 (x. 68)
Oligoclase maclada por las leyes de la albita y la periclina.

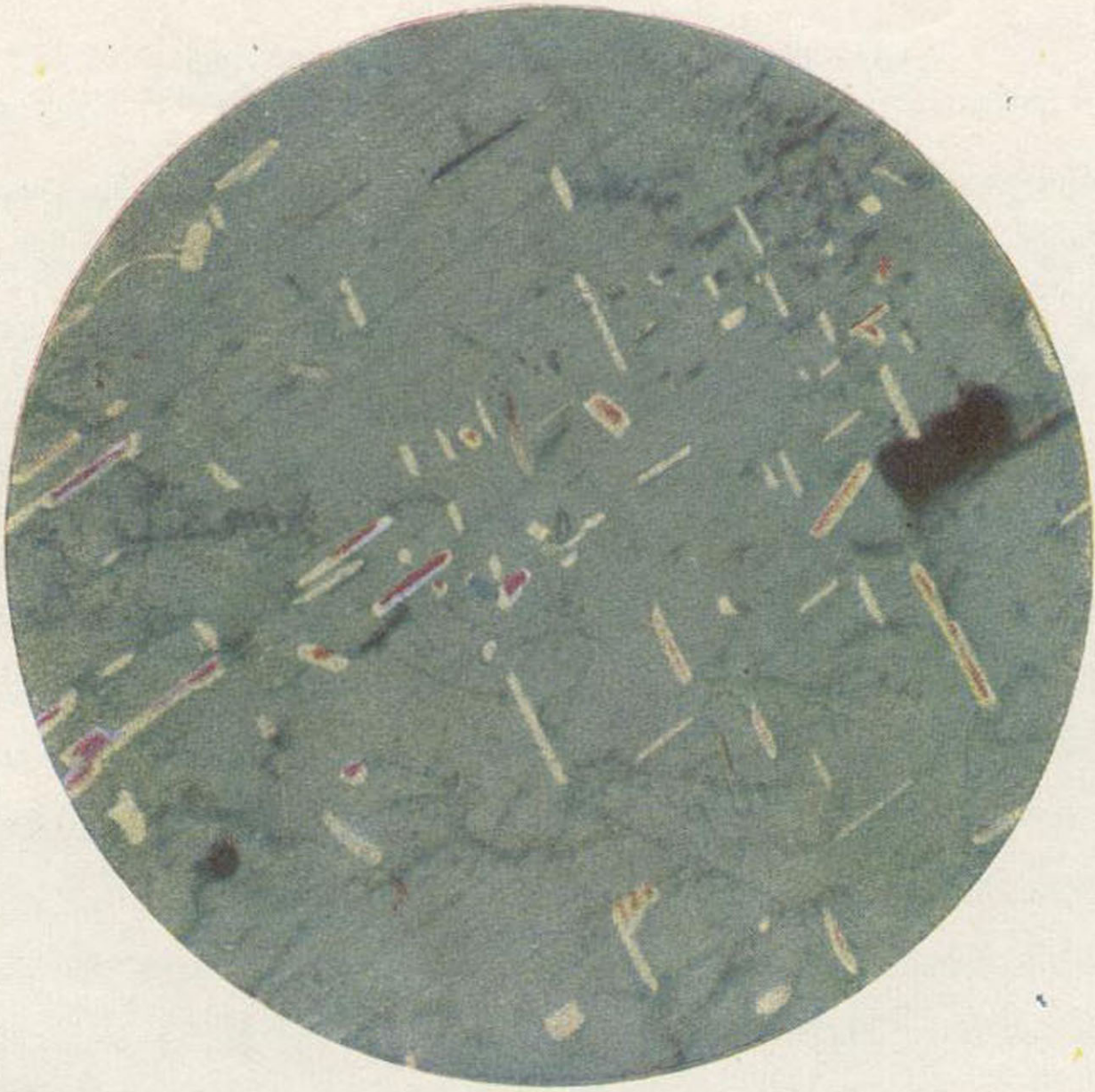


Fig. 5 (x. 68)
Inclusiones de muscovita en ortosa.

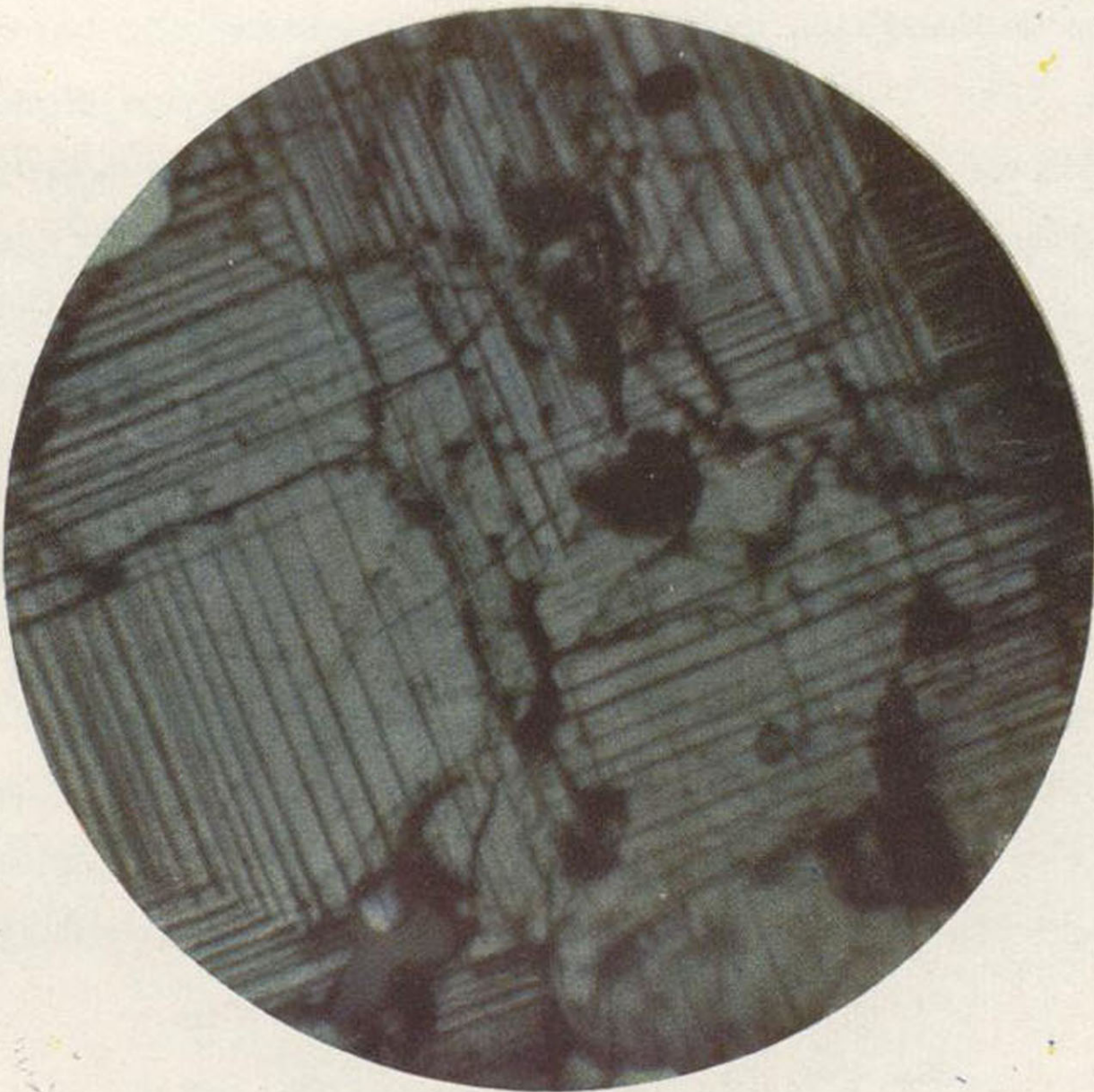


Fig. 6 (x. 68)
Oligoclase maclada por las leyes de la albita y la periclina.

Los colores de polarización son muy limpios y brillantes, sobre todo en la muscovita de primera formación, como ya hemos dicho. En las preparaciones de espesor normal oscilan entre el amarillo de primer orden al verde del segundo, según la dirección del plano de sección (fig. 11). Si la preparación es algo más gruesa que lo normal, por ejemplo, de 2,5 a 3 centésimas de milímetro, los colores de polarización suben rápidamente y llegan al tercero y aun al cuarto orden en las secciones paralelas al plano de los ejes ópticos. En las que son perpendiculares a la bisetrix aguda, o sea en las basales o casi basales, el color de polarización es gris o ligeramente amarillo, y el trozo de muscovita está apenas alumbrado, variando muy poco, casi nada, la intensidad de este alumbrado cuando se hace girar la platina.

Las secciones alargadas, que son la mayoría cuando se ha tenido la precaución de tallar la roca perpendicularmente a sus capas, se extinguen paralelamente al alargamiento. Si las trazas de los cruceros basales p son visibles, la extinción es rigurosamente recta respecto a estas trazas.

La birrefracción es muy constante en la muscovita primaria. Las medidas tomadas con el compensador apenas difieren unas de otras.

El valor de esta constante es:

$$n_g - n_p = 0,0412.$$

Los índices de refracción los hemos podido medir con relativa facilidad escogiendo trozos de muscovita y tallándolos con el aparato de Wulfing, después de haberlos impregnado con bálsamo de Canadá en caliente para evitar que los trozos se hiendan a lo largo de los cruceros. Los resultados obtenidos son:

$$n_g = 1,6037, n_m = 1,5945, n_p = 1,5625.$$

Los ejes ópticos de la muscovita situados en un plano perpendicular a g^1 forman entre sí un ángulo:

$$2\mathcal{V} = 42^\circ 26'.$$

La bisectriz aguda es, como hemos dicho, perpendicular a la base, y su signo óptico es negativo.

Las figuras de interferencia son de admirable claridad y muy fáciles de obtener, pues basta para ello separar una lámina de muscovita por sus planos de crucero y colocarla en el microscopio, alumbrado con luz convergente, o en el aparato de Wulfing, para medir el ángulo de los ejes (1).

La muscovita de estas rocas rara vez contiene inclusiones, y, cuando hay alguna, es de cuarzo o feldespato, que son los minerales que acompañan a aquélla.

La muscovita afecta algunas veces, especialmente en las micacitas, una forma particular que hemos reproducido en la figura 12. Es esta forma la de haces de fibras ligeramente onduladas muy delgadas y separadas unas de otras por líneas finas que corresponden a los cruceros basales y que están subrayadas de trecho en trecho por arcilla y óxidos de hierro. Estas fibras de muscovita conservan el color vivo de polarización y los demás caracteres ópticos de la muscovita de primera consolidación, de la cual sólo se diferencia por la forma.

(1) Estas láminas nos han servido para comprobar la exactitud de un aparato múltiple, construido para nosotros y siguiendo nuestras indicaciones, por la Casa Fuess, de Berlín-Steglitz. Con este aparato se pueden realizar con rigurosa exactitud las cuatro operaciones siguientes: medir el ángulo de los ejes ópticos de un mineral por el procedimiento directo, lo mismo que en el aparato de Wulfing. Medir los ángulos diedros de los cristales, como en cualquier goniómetro de reflexión. Investigar los indicios de cristalización que puedan existir en los cuerpos considerados como isótropos (vidrios, cuarzo fundido, etc.). Medir la dispersión de los ejes y las bisectrices.

Los lectores a quienes interese este aparato lo pueden ver en el laboratorio particular del autor.

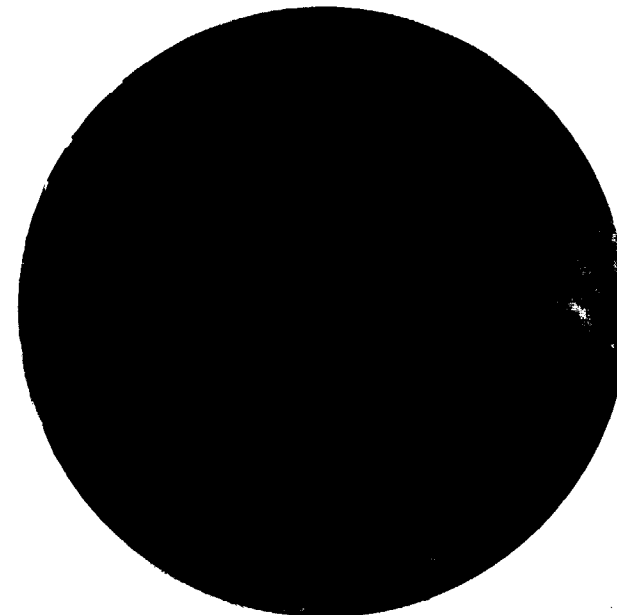


Fig. 7 (x. 68)
Nido de biotita en un gneis micáceo.

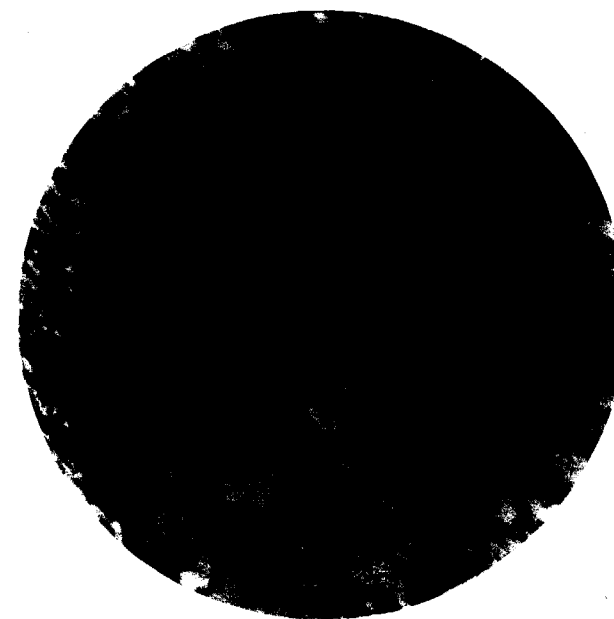


Fig. 8 (x. 68)
Biotita epigenizada parcialmente en muscovita.



Fig. 7 (x. 68)
Nido de biotita en un gneis micáceo.

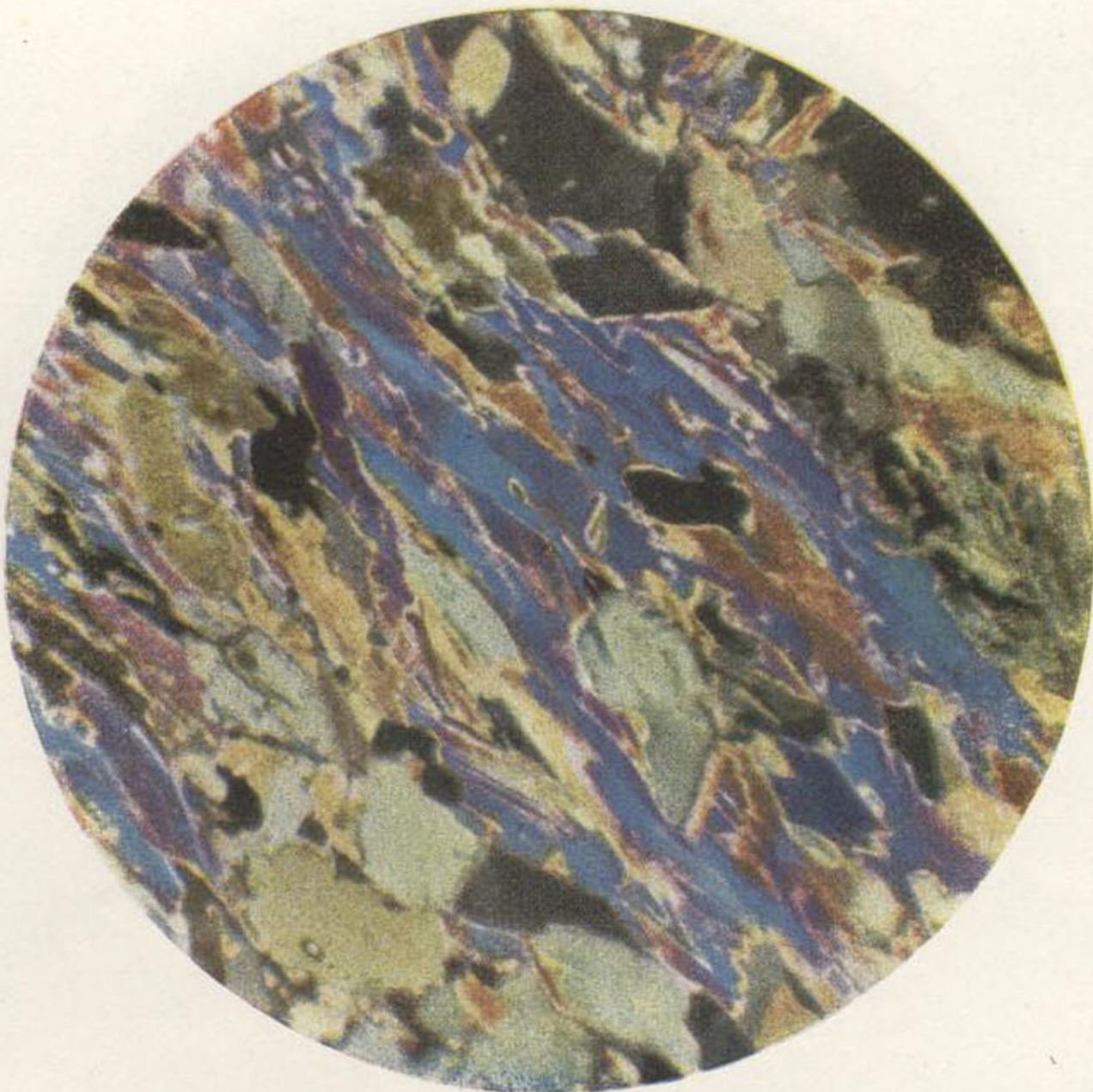


Fig. 8 (x. 68)
Biotita epigenizada parcialmente en muscovita.



Fig. 9 (x. 68)
Epigénesis de biotita en muscovita.



Fig. 10 (x. 68)
La figura anterior sin analizador.



Fig. 11 (x. 68)
Muscovita en una micacita.

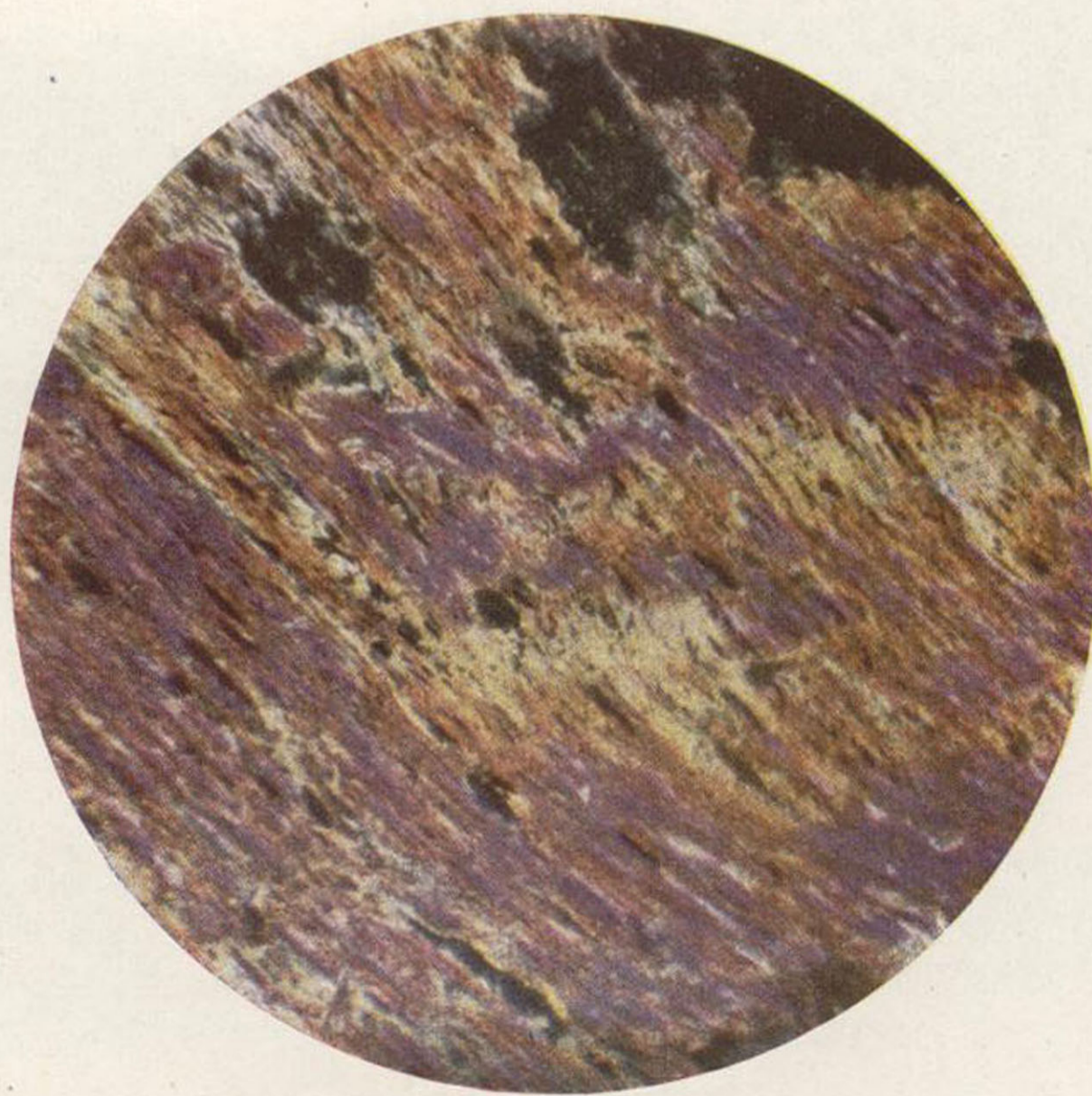


Fig. 12 (x. 68)
Muscovita fibrosa.

Los demás minerales que acompañan a la muscovita fibrosa en las micacitas están también laminados y resquebrajados, indicando con ello una presión grande que ha ejercido su acción en sentido perpendicular a las capas. Más adelante veremos que los granates y otros minerales acusan también indicios de estas presiones.

MICACITAS FELDESPÁTICAS

Estas rocas (fig. 13) son tránsito, como hemos dicho, entre los gneises micáceos y las micacitas normales, y son una prueba más de la continuidad de la serie estratocristalina en esta región.

Es muy difícil diferenciar sobre el terreno las micacitas feldespáticas de las normales. La única diferencia estriba en que las capas de estas últimas son algo más delgadas que las de las primeras y en que el grano de aquéllas es también más fino que el de éstas. Con el microscopio la distinción es fácil, porque se observa en seguida la escasa cantidad de feldespato que hay en ellas y la predominancia del cuarzo y las micas.

Las micacitas feldespáticas tienen (1) como carácter dominante las ondulaciones de las capas de mica, que encierran entre ellas aglomeraciones de granos de cuarzo mezclados con algunos de feldespato (fig. 13). Son rocas hojosas, de textura gneísica bien marcadas, ricas en mica, pero sensiblemente menos que los gneises micáceos infrayacentes. De aquí que su color sea más claro que el de éstos y que resalten más las capas de cuarzo.

(1) Los Sres. Barois y A. Offret (*Mission d'Andalousie*, 1889, pág. 134) llaman a estas rocas, indistintamente, *Micacitas feldespáticas* o *gneises granulíticos*. La primera denominación nos ha parecido traduce mejor que la segunda la composición petrográfica de la roca.

Ortosa. Examinando micacitas feldespáticas de distintas procedencias, se ve que la proporción de feldespato es siempre muy pequeña, aunque varía entre ciertos límites. En algunos ejemplares llega hasta un 15 por 100 del cuarzo; en otros apenas alcanza al 3 ó 4 por 100, pudiéndosele considerar entonces como un mineral accidental.

Este feldespato es la ortosa. Se presenta en granos alotrimorfos, casi siempre redondeados e íntimamente asociados a los de cuarzo dentro de las aglomeraciones de este mineral. En ocasiones los granos de ortosa están rodeados de pajuelas de muscovita que forman a modo de una aureola delgada que se adapta al contorno del grano. Otras veces esta aureola es de limonita mezclada con caolín, el cual no procede en este caso de la descomposición del grano que rodea, porque éste se conserva perfectamente limpio y transparente. Más bien debe atribuirse a exudaciones de la biotita que abunda en las proximidades de estos granos.

A veces la ortosa afecta la forma de trozos irregulares alargados, que unas veces son simples y se extinguen en totalidad entre los nicoles cruzados y otras están maclados por la ley de Carlsbad; comprobándose entonces que la dirección de alargamiento es paralela a la arista pg^1 .

La íntima asociación de la ortosa con el cuarzo y su manera de presentarse demuestran que ambos minerales se han formado al mismo tiempo, siendo los dos de primera consolidación.

Oligoclasa. Como rara excepción se ven en algunas de estas micacitas cristales de oligoclasa aislados de los de ortosa y asociados también al cuarzo. Estos cristales de oligoclasa son excepcionalmente limpios y están maclados por las leyes de la albíta y la periclina. Las laminillas de estas maclas tienen el espesor relativo que hemos descrito al tratar de este mineral, y que representa la figura 6.^a

Cuarzo. Los granos de cuarzo son siempre alotrimorfos, de contor-



Fig. 13 (x. 20)
Micacita feldespática.

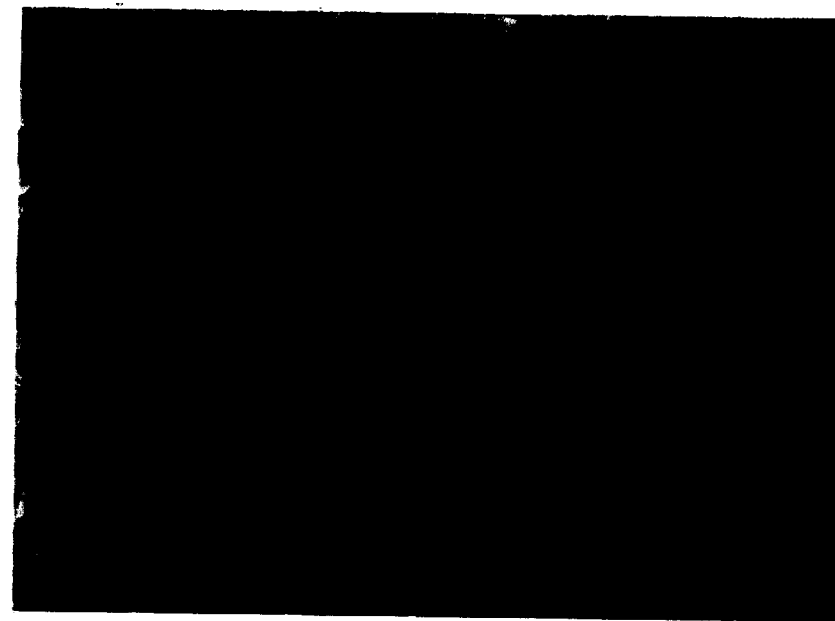


Fig. 14 (x. 20)
Micacita normal.

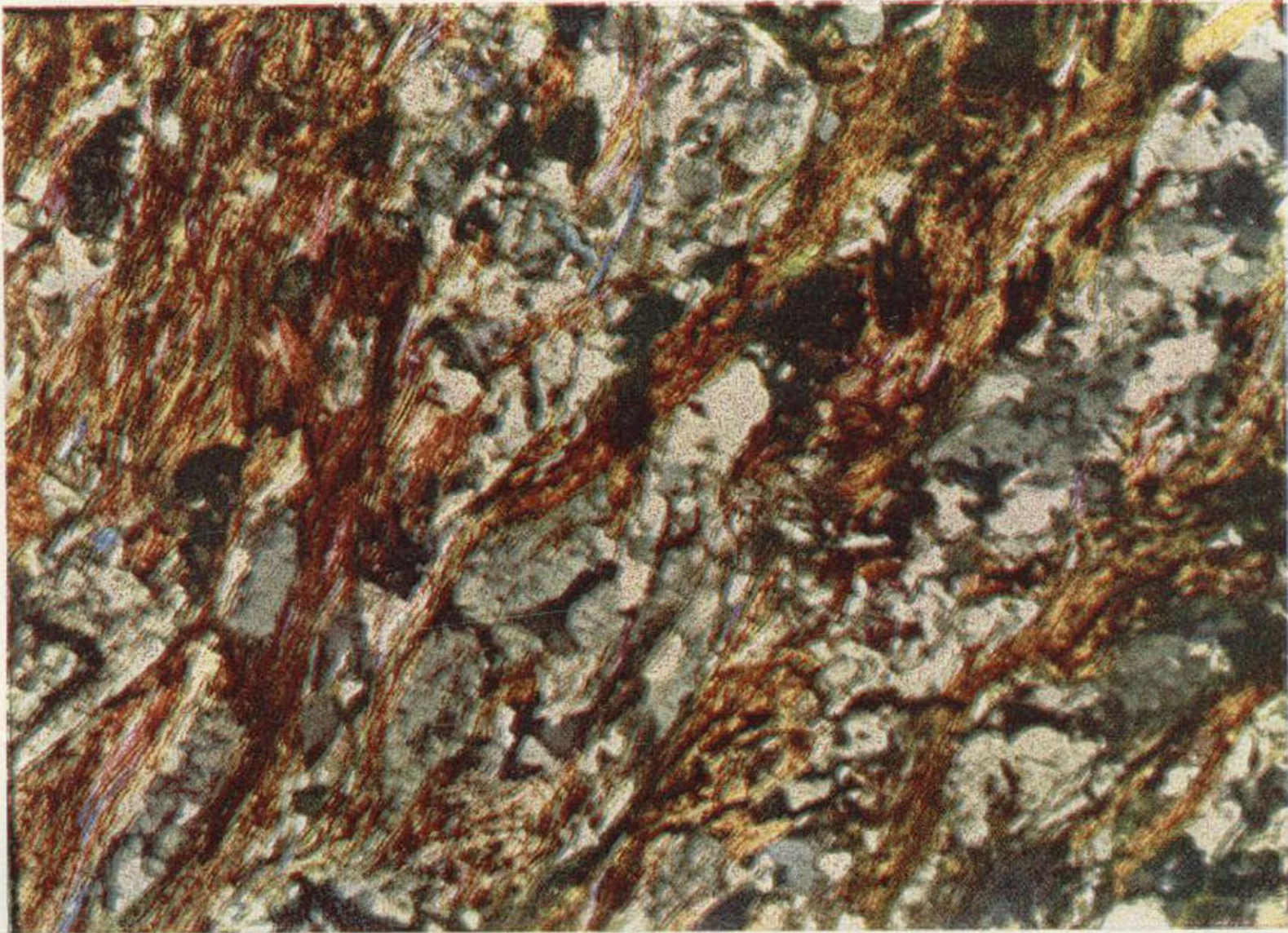


Fig. 13 (x. 20)
Micacita feldespática.



Fig. 14 (x. 20)
Micacita normal.

nos sumamente irregulares, de desigual tamaño y entremezclados unos con otros. Entre los nicoles cruzados se observa la extinción en mosaico o de agregado en algunos de ellos, pero con más frecuencia presentan la ondulada, esto es, que el grano no se extingue de una vez sino que se forma a modo de una nube negra que se va desplazando de un extremo a otro del cristal.

Las micas son siempre dos; la biotita y la muscovita. Esta última se presenta en las dos formas ya descritas: como mineral de primera formación contemporáneo de los demás de la roca, y como mineral secundario derivado por epigénesis de la biotita y asociado íntimamente a ella. La proporción entre una y otra mica es sumamente variable. Hay micacitas feldespáticas en las que casi toda la mica es muscovita y otras en que las dos entran en proporción próximamente igual. Las primeras se distinguen a primera vista de las segundas por su color mucho más claro. Están localizadas en las vertientes occidentales de Sierra Tejeda y no las hemos encontrado en ningún otro paraje.

En resumen, los minerales constituyentes de las micacitas feldespáticas son: cuarzo, ortosa, biotita y muscovita. Como accidental se puede considerar la oligoclasa. Habiéndolos descrito ya antes, es innecesario describirlos aquí.

Muy rara vez, y en escasísima proporción, se encuentran en algunas de estas micacitas granos de epidoto, estaurótida y andalucita; pero como estos minerales abundan en rocas que estudiaremos después, dejamos para entonces su descripción.

MICACITAS NORMALES

Las micacitas normales (fig. 14) están exclusivamente formadas por cuarzo y mica, ambos de primera formación y contemporáneos. El aspecto de estas micacitas difiere del de las

feldespáticas en que las capas son más delgadas y menos onduladas. El color es el mismo, y mas o menos oscuro, según la mayor o menor proporción de biotita.

El cuarzo se presenta en granos de contornos irregulares, en general más pequeños que los de las micacitas feldespáticas y con la misma extinción, ondulada unas veces y en mosaico otras, que describimos al tratar de éstas. Algunas veces, sin embargo, contienen las micacitas normales trozos muy grandes de cuarzo, atravesados por regueros de mica (parte de la derecha de la figura 14), cuya extinción es uniforme. La situación de estos trozos y su relación con los demás minerales parecen indicar una formación anterior y más lenta que el resto de la roca. Estos trozos son bastante abundantes y no pueden considerarse como un fenómeno accidental.

Las micas son dos: biotita y muscovita, y sus respectivos caracteres son los mismos que en las micacitas feldespáticas, salvo la tendencia de la muscovita a formar aglomeraciones o nudos, en los cuales la orientación de las láminas no es ya la paralela a las capas, sino del todo irregular. Estos nudos son los representados en la figura 7.^a, que describimos al tratar del gneis micáceo.

MICACITAS GRANATÍFERAS

Estas rocas (figuras 15 y 16) tienen importancia excepcional en la región por la constancia de sus caracteres, y más todavía por su extraordinaria abundancia. Ya hemos dicho que la mayor parte del macizo de Sierra Nevada está formado por ellas; pero, además, en muchos otros parajes de la región cubren superficies grandes, ocupando constantemente la posición estratigráfica que expusimos en el capítulo anterior. Esta posición, sus relaciones con las demás rocas del terreno estrato-

cristalino y, sobre todo, el examen microscópico, demuestran que se trata de micacitas y no de pizarras, como han opinado algunos de los autores que han escrito sobre esta región, basándose principalmente en su textura, la cual es, en efecto, pizarreña. Pero este carácter, que no basta, por otra parte, para considerar como sedimentarias a estas rocas, tiene fácil explicación en cuanto se examinan aquéllas al microscopio y se estudia su textura íntima.

Esta textura es francamente hojosa, más que en cualquiera de las rocas descritas hasta aquí. Las capas son muy delgadas, con paralelismo perfecto, y tanto los granos de cuarzo como las láminas de mica están alargadas en el sentido de la estratificación, acentuando más aún la textura en hojas. Resulta de aquí que estas rocas se rompen con facilidad, y al romperse lo hacen en láminas delgadas, según los planos de estratificación, análogamente a lo que sucede con las pizarras. El brillo micáceo que tienen las superficies de rotura contribuye también a la semejanza entre estas rocas y las pizarras satinadas que existen en otros parajes de la región.

El espesor de las capas de cuarzo y mica, menor siempre, como hemos dicho, que el de los gneises y micacitas descritas antes, oscila entre los dos límites que representan las figuras 15 y 16. La primera reproduce las micacitas granatíferas de capas más gruesas que hemos tenido ocasión de observar; la segunda la de capas más delgadas. El aumento de ambas es el mismo (X. 20), y, por consiguiente, basta la inspección de estas figuras y su comparación con las de los gneises y micacitas, descritos antes, para formarse idea de las diferencias de espesor de capas y regularidad de estratificación de las mismas.

El cuarzo ofrece los mismos caracteres que en las micacitas feldespáticas y normales, y sus granos son iguales a los de éstas, salvo el tamaño.

Las micas siguen siendo la muscovita y la biotita; pero al

revés de lo que ocurre en las micacitas normales, en las granatíferas predomina la segunda sobre la primera. Existe, además, poca muscovita de segunda formación, derivada de la biotita, salvo en las proximidades de los granates, en los que parece que esta derivación ha sido intensa, pues es frecuente ver granates rodeados de una aureola de lámina de biotita epigenizados casi por completo en muscovita.

El mineral que caracteriza estas rocas es el granate, cuyos caracteres vamos a exponer.

Granate.—Se presentan estos granates empotrados entre las capas de mica y cuarzo, que se adaptan a la forma de ellos incurvándose a su alrededor. Es, por lo tanto, uno de los minerales constituyentes de la roca, formado al mismo tiempo que los demás o en época poco anterior. Parecen indicar esto último ciertas grietas o inclusiones que se observan en muchos granates. Las primeras son rectilíneas, paralelas entre sí y orientadas según la estratificación. No pueden ser cruceros, porque no corresponden a la forma cristalina de este mineral y porque su orientación no muestra relación alguna con las caras del cristal. Estas grietas están rellenas, algunas veces, de granos de cuarzo secundario, que procede probablemente de la descomposición de otros minerales preexistentes. Las inclusiones que independientemente de este cuarzo se ven, a veces, en los granates, son de rutilo y grafito; minerales que, sólo por rara excepción, se encuentran en estas micacitas. Todo esto induce a pensar que los granates, con sus inclusiones, existían antes de la formación de la roca.

Las grietas, por el contrario, son posteriores a dicha formación y producidas por las presiones mecánicas, de que tantos indicios hay en la región que estudiamos. Los granates de estas micacitas aportan otra prueba, a más de la de las grietas, indicadora de dichas presiones. En muchas micacitas se obser-



Fig. 15 (x. 20)
Micacita granatífera de capas gruesas.

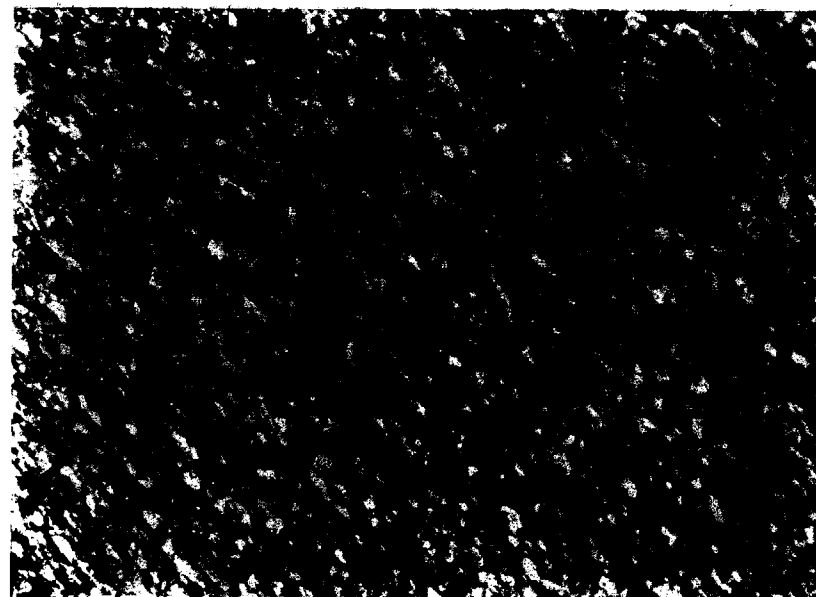


Fig. 16 (x. 20)
Micacita granatífera de capas delgadas.

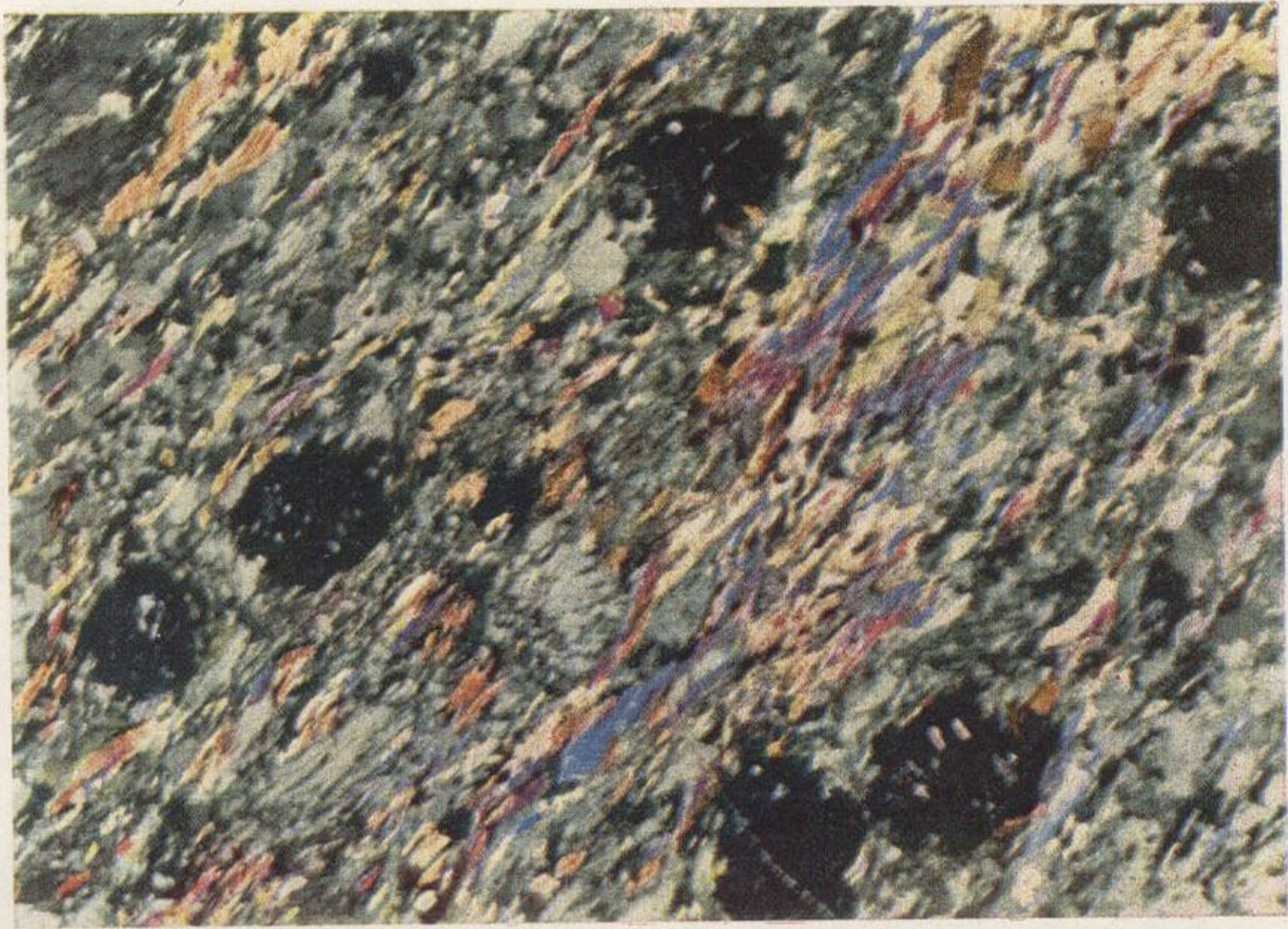


Fig. 15 (x. 20)
Micacita granatífera de capas gruesas.

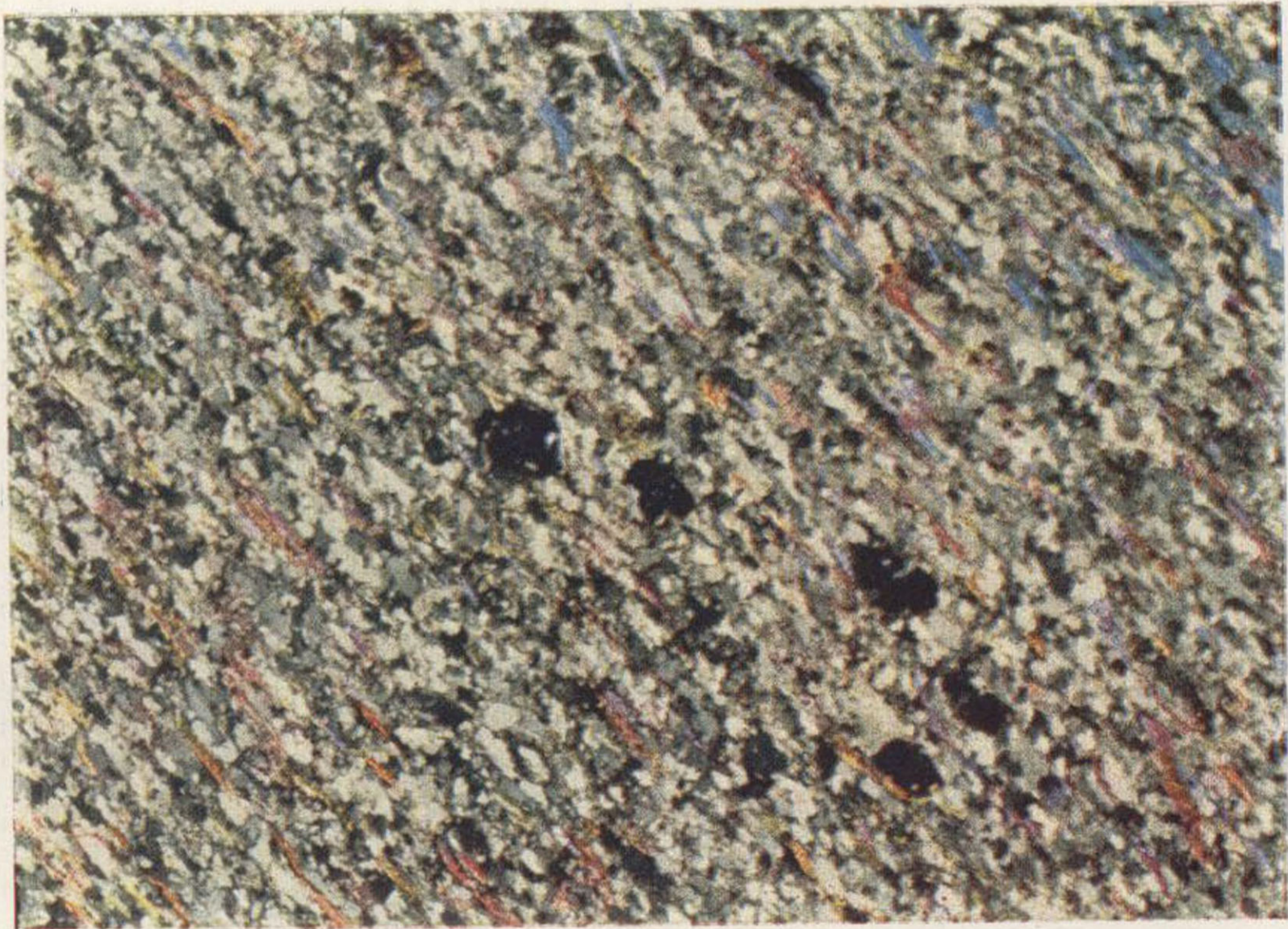


Fig. 16 (x. 20)
Micacita granatífera de capas delgadas.

va que los granates han sido arrastrados dentro de ellas, formando a modo de un surco, que después ha sido rellenado por pequeños cristales de cuarzo y, a veces, algunos de feldespatos, diferentes por su forma y orientación irregular de los granos que constituyen las capas.

El tamaño de los granates oscila entre $\frac{1}{8}$ y 6 milímetros. Hemos encontrado algunos lavando las arenas de los ríos, cuyo diámetro se aproxima, y aun supera, a un centímetro; pero son raros y no hemos tenido ocasión de encontrarlos en la roca misma.

Están terminados por caras cristalinas, que corresponden al dodecaedro romboidal del sistema cúbico. Las caras y vértices son limpios y agudos, por excepción; lo general es que estén más o menos redondeados, pero conservando siempre, o casi siempre, el contorno poligonal que corresponde a su forma cristalina. No se ven cruceros en ninguno de ellos, y sólo las grietas ya citadas y las inclusiones, cuando las hay, alteran la uniformidad de su superficie.

Su color es rojo oscuro, tirando a pardo. En láminas delgadas este color pasa a ser rojo amarillento claro. En las superficies limpias y en las obtenidas al tallarlo, el brillo vítreo es intenso. No hemos encontrado ningún ejemplar que en láminas delgadas posea indicios de policromismo ni ninguna anomalía óptica. La fractura es francamente conchoidea, dando aristas vivas, que rayan al vidrio con facilidad.

La densidad es uniforme, habiendo dado la misma cifra todas las medidas que hemos hecho, aun cuando los granates procedieran de parajes muy alejados uno de otro. Esta cifra es 4,132.

En las preparaciones microscópicas la superficie de los granates examinados con luz natural muestra la granulación característica de los minerales de alto índice. Entre los nicols cruzados la isotropía es completa, el mineral aparece total y uni-

formemente extinguido en todas las posiciones de la platinina.

El índice de refracción es: 1,8032.

Los granates en la mayoría de los casos no presentan indicios de alteración y aparecen en el seno de las rocas puros y con sus contornos en contacto con las capas de mica y cuarzo que los envuelven, sin que se observe mineral alguno entre ambos. Pero en algunas micacitas de la parte occidental de la región, especialmente en la falda de Sierra Tejeda, hemos encontrado granates con diversos tipos de descomposición entre los que se destacan los siguientes:

1.º Una aureola de muscovita en laminillas diversamente orientadas de la que ya hemos hablado.

2.º Una a modo de corona o envoltura de limonita de poco espesor, acompañada de puntos negros muy pequeños que parecen ser de magnetita. La limonita no penetra en el interior del granate. Se circunscribe a la corona dicha y el contorno exagonal de aquél se redondea perdiendo sus caras y vértices.

3.º Una corona de clorita mezclada con pajuelas de muscovita de la misma forma que la de limonita que acabamos de describir y que tampoco penetra en el interior.

4.º El granate se epigeniza en mica negra (biotita) agrupada en laminillas pequeñísimas que reproducen el contorno exagonal del cristal primitivo. Esta mica penetra en el granate a lo largo de sus grietas, ensanchando éstas, atravesándolas por completo otras, y dejando entre ellas varios núcleos de mineral no alterado. A veces la transformación es completa y la sección se convierte en un aglomerado de mica negra de contorno exagonal.

Como ya hemos indicado antes, las inclusiones, raras y pequeñas siempre, encontradas en estos granates son de rulito en agujas y de granillos de grafito.

Los caracteres expuestos conducen a clasificar el granate de estas micacitas como *almandina*.

MICACITAS CON ANDALUCITA Y ESTAURÓTIDA

Estas micacitas (figuras 17, 18, 19 y 20) forman parte del grupo designado por Mac-Pherson con el nombre de *rocas verdes*. El de *micacitas con andalucita y estaurótida* les fué dado por primera vez por los geólogos franceses MM. Barrois y Offret, y a nuestro juicio está bien aplicado, pues los dos minerales del título no faltan nunca en ellas.

Además de la andalucita y la estaurótida, que por su constancia y abundancia se deben considerar como minerales constituyentes propiamente tales, existen a veces otros en estas rocas que no pasan de la categoría de accidentales o accesorios y que son: el hierro titanado, limonita, silimanita y distena. Rara vez se encuentran también en ellas algunos prismas de zircón y pequeños cristales de granate almandina. Los minerales fundamentales que en unión de la andalucita y la estaurótida forman la roca y nunca faltan de ella, son: el cuarzo, la biotita y la muscovita.

Estas rocas poseen un aspecto especial, que basta para distinguirlas a primera vista de las demás micacitas de la serie. Su color es gris oscuro, casi negro. Están formadas por capas regulares onduladas y glandulosas; alternan las de mica con las de cuarzo y demás minerales. Sus glándulas son completamente distintas de las de los gneises glandulares. Aquí las tales glándulas tienen forma elíptica, muy aplastadas, y de escaso espesor, pues rara vez exceden de 3 milímetros. Las forman el cuarzo, la andalucita y la estaurótida, al paso que las capas de mica se adaptan a ellas y las envuelven formando regueros de fibras, siempre orientadas en el sentido de la estratificación.

Aquí no existen los nidos o aglomeraciones de mica tan frecuentes en los gneises micáceos.

Con ayuda de la lente se distinguen algunas veces en estas glándulas prismas imperfectos de andalucita, de color gris muy oscuro, asociados a otros más pequeños y más claros de estaurótida y entre sus intersticios, agrupaciones fibrosas de silimanita fáciles de distinguir por su color blanco y su brillo anacorado. Los prismas de los dos primeros minerales se orientan con notable constancia en el sentido de la estratificación y nunca se agrupan en otra forma, resultando así las glándulas alargadas y de poco espesor que, como hemos dicho antes, caracterizan estas rocas.

La fractura de estas micacitas es casi siempre plana por la extraordinaria facilidad con que se hienden según los planos micáceos. Cuando se consigue romperlas perpendicularmente a estos planos resulta una fractura astillosa muy marcada.

La densidad no tiene importancia como carácter distintivo, porque varía entre límites muy grandes, obedeciendo a la proporción relativa de los minerales componentes, la cual varía, a su vez, a cada paso, pues hay trozos de micacita en los que la mitad o más es andalucita (variedad *Chiastolita*, principalmente), y otros en que apenas se encuentra algún que otro trozo de este mineral, y esto sucede con frecuencia en ejemplares distantes pocos metros uno de otro.

Cuarzo. Los granos alotrimorfos de cuarzo, con contornos irregulares y extinción ondulada, tienen los mismos caracteres que los ya descritos en las micacitas feldespáticas y normales. Se asocian indistintamente a los demás minerales y, a veces, se encuentran glándulas (fig. 19) casi exclusivamente formadas por dichos granos. Otras veces, el cuarzo penetra por los planos de rotura de la andalucita y la estaurótida, y otras cementa, en unión de la biotita, los trozos rotos de dichos minerales, indicando así que ambos son anteriores a la cristalización del

cuarzo y la mica y a la época en que la roca adquirió su textura hojosa.

Guiándose por las inclusiones y fijándose especialmente en las micacitas que contienen granates a más de andalucita y estaurótida, se observa que esta última está con frecuencia incluida en el granate y éste lo está en la andalucita, de donde resulta que el orden de consolidación debe haber sido: primero la estaurótida, luego el granate y en último término la andalucita, y que los tres minerales existían cuando se consolidaron el cuarzo y la mica, cuya mezcla penetra por los planos de rotura de los tres y cementa sus trozos cuando aparecen rotos (1).

Si se comparan las microfotografías 17 a 20 que corresponden a estas micacitas, con las que representan a las feldespáticas y las normales (figuras 13 y 14), se verá que las capas de mica se componen en las primeras de hojas muy delgadas y largas, bastante más que las de aquéllas, de donde resulta que en estas capas cortadas normalmente a la estratificación, como lo están las que reproducen las figuras, la mica tiene un aspecto fibroso que recuerda al de las capas laminadas por presiones mecánicas (fig. 12) de algunos gneises micáceos, salvo que en estas micacitas estas fibras no son naturales y sólo obedecen a la gran extensión superficial y al escasísimo espesor de los cristales de mica, cosa que se comprueba examinando la superficie de estas capas, haciendo lo cual se ve el tamaño realmente extraordinario que tienen, según la base de los cristales de mica, los cuales conservan, además, con frecuencia su contorno exagonal característico, cosa que no sucede, o al menos es rara en los gneises y micacitas que hemos descrito hasta ahora.

(1) Estas observaciones concuerdan casi por completo con las que hicieron los geólogos franceses citados en rocas similares a éstas procedentes de la parte central de Sierra Nevada.

En estas capas de mica predomina la biotita, epigenizada en parte en muscovita en algunos puntos. También se encuentran capas de ésta de primera consolidación análogas, aunque más delgadas a las que se presentan en la figura 11. Ambas micas son contemporáneas del cuarzo y posteriores, como hemos dicho, a los demás minerales.

Granate. Los escasos granos de granate que aparecen de vez en cuando conservan rara vez sus caras cristalinas y están redondeados y con frecuencia rotos. Aparte de esto, sus caracteres son los mismos que los de las micacitas granatíferas.

Los demás minerales que hemos citado merecen descripciones individuales. Algunos de ellos poseen caracteres interesantes porque difieren un tanto de los similares de otras localidades.

Andalucita.—Se presenta este mineral en sus dos conocidas formas: la de andalucita propiamente dicha y la de chiasolita (1), en la que el mineral pierde parte de sus caracteres ópticos y se carga de partículas carbonosas (fig. 18).

La primera variedad es rara. Hemos conseguido, sin embargo, encontrar en nuestras preparaciones algunos ejemplares de andalucita completamente desprovistos de carbón, que muestran bastante bien los caracteres ópticos de esta especie (fig. 20).

Se presenta en cristales pequeños, que rara vez miden más de 0,3 a 0,4 milímetros, en algunos de los cuales se ven bastante bien las caras m del prisma ortorrómbico, la base p y el domo e^1 , que por cierto está en estos cristales más desarrollado que lo habitual, dando a estos últimos forma apuntada (figu-

(1) Hemos visto escrito de dos maneras el nombre de esta variedad de andalucita en autores españoles de mineralogía. Unos la llaman *chiasolita*, otros *quiasolita*. También se ha empleado algunas veces el nombre de *macla*.

ra 20). Más frecuentes son, sin embargo, los trozos de andalucita que han perdido sus caras cristalinas y afectan formas redondeadas u ovaladas en el sentido del eje vertical. Estos trozos están casi siempre rotos, con las líneas de fractura rellenas de cuarzo y mica.

Los cruceros m se ven con bastante claridad en los ejemplares con caras cristalinas. Son líneas finas, interrumpidas y bastante próximas unas a otras, muy distintas por su aspecto y posición en el cristal de las fracturas citadas antes.

El color de los cristales que estamos describiendo es ligeramente rosado. Pero este color sólo se puede observar en ejemplares separados de las rocas y sin envoltorio de mica u otros minerales. En preparaciones microscópicas la andalucita es casi siempre incolora y lo sigue siendo en cualquier posición de la platina. En algunos cristales, sin embargo, se ve el policroísmo característico de la andalucita; pero este policroísmo no abarca nunca al cristal entero, sino que se circunscribe siempre a manchas más o menos extensas situadas en el interior de aquél. En estas manchas el color es rosa claro cuando el plano de vibración del polarizador es paralelo a la dirección n_p , o sea al eje vertical, como luego veremos. Este color rosado pasa a amarillo o a amarillo verdoso cuando dicho plano de vibración es perpendicular a n_p . Haciendo girar a la preparación en este plano perpendicular a n_p , el color amarillo verdoso no varía.

Este policroísmo es el carácter óptico más sensible, por decirlo así, en la andalucita de estas micacitas. Desaparece en cuanto el mineral comienza a cargarse de carbón y aun antes, pues hemos tenido ocasión de ver ejemplares, sin trazas de carbón, que no poseían policroísmo alguno y permanecían incoloros en todas las posiciones de la platina. Debe haber, por tanto, en estos ejemplares un comienzo de alteración o cambios moleculares, que no son perceptibles con el microscopio

y que sólo se traducen en la pérdida del policroísmo, pues los demás caracteres ópticos permanecen inalterables.

La fractura es irregular, con tendencia a conchoidea. Este carácter se observa con la lente en ejemplares puros. La presencia del carbón hace perder cohesión al mineral, y su fractura es completamente irregular.

La densidad de la andalucita propiamente dicha es 3,18, y algo menor cuando pasa a ser chialtolita. No se puede medir con exactitud la de este último mineral, porque su proporción de carbón es muy variable e influye en la densidad.

Los colores de polarización no pasan casi nunca del gris. Sólo en algunos ejemplares muy puros se ve un tono ligeramente amarillo en las secciones paralelas a la birrefracción máxima, o sea a la cara g^1 . Monsieur Michel Levy ha observado anomalías ópticas en las secciones normales a n_g (*Mission d'Andalousie*, pág. 130). Investigando estas secciones hemos visto, en efecto, que existen dichas anomalías, pero solamente en ejemplares que conservan manchas policroicas y no en los demás. Se traducen estas anomalías en una extinción irregular, que recuerda a la ondulada de los cristales de cuarzo. En todas las demás secciones, y lo mismo en las andalucitas que contienen carbón, la extinción es uniforme y paralela al eje vertical.

Un carácter un tanto particular a la andalucita de estas micacitas es la variabilidad de la birrefracción. Todos los autores que hemos consultado dan para esta constante óptica la cifra de 0,011. Nosotros, seleccionando ejemplares muy puros, hemos obtenido cifras de 0,012, y aun de 0,013, que han descendido hasta 0,009 en las chialtolitas no muy cargadas de carbón.

Los índices de refracción, medidos con el refractómetro en ejemplares escogidos, son:

$$n_g = 1,645, n_m = 1,638, n_p = 1,632.$$

El ángulo de los ejes ópticos para los rayos amarillos ($\lambda = 0,589 n$) es:

$$2 \mathcal{V} = 82^\circ 55'.$$

Los ejes ópticos están situados en g^1 y la bisectriz aguda es negativa y coincide con el eje vertical.

La variedad chialtolita (fig. 18) es difícil de definir con precisión, porque la cantidad de materia carbonosa que contiene es sumamente variable. Se encuentran ejemplares en los que sólo se percibe una ligera nube negra, que apenas empaña la transparencia de la andalucita. En otros, en cambio, la proporción de dichas materias es tal que el mineral resulta casi opaco. El ejemplar reproducido en la figura 18 representa un término medio entre los dos extremos citados.

Esta materia carbonosa se reparte sin regularidad. A lo sumo se nota en ella cierta tendencia a aglomerarse en la parte central del trozo de andalucita. Otras veces se notan bandas más claras en la masa cargada de carbón. En la figura 18 se ve lo que acabamos de decir.

Los trozos de chialtolita son, en general, mucho mayores que los de andalucita. Algunos exceden de medio centímetro y casi todos pasan de un milímetro. No conservan trazas de caras cristalinas. Su forma es siempre alargada, en sentido de la estratificación, y sus bordes están corroídos por la mica, cual si hubiera una a modo de asimilación entre ambos minerales.

Este fenómeno se acentúa tanto en ocasiones que resulta una banda de mineral mixto, por decirlo así, entre la chialtolita y la muscovita. En los bordes del trozo de chialtolita de la figura 18 se ve algo de esto; pero el fenómeno lo representa mejor la banda amarilla y azul que se ve en la parte inferior izquierda de la figura 17. Ambos minerales se mezclan íntimamente y se necesita un aumento relativamente grande (130 a 150

diámetros) para ver individualmente cada uno de ellos. La muscovita pierde en parte su textura fibrosa de conjunto, que tiende a ser granuda, y se carga de partículas carbonosas procedentes de la chialtolita. Los trozos alargados y delgados que quedan de esta última conservan sus caracteres propios, salvo los colores de polarización, que parecen acentuarse un tanto. El fenómeno sugiere la idea de un comienzo de epigénesis, que no ha pasado de su período inicial. Ocurre en grado mayor o menor en todos los contactos, entre la chialtolita y la muscovita.

Se nota cierta relación entre la proporción de chialtolita y la naturaleza de las micas. La muscovita predomina sobre la biotita en las rocas en que abunda la chialtolita, cosa que no ocurre en las micacitas con poca cantidad de este último mineral. Esto hace suponer que el comienzo de la epigénesis que acabamos de señalar se inicia con la transformación de la biotita en muscovita, y lo confirma el hecho de que la mica envolvente de los trozos de chialtolita es esta última y no la biotita.

Hay casos en que las capas de mica de la roca están casi todas mezcladas con chialtolita en forma de fibras alargadas que conservan los caracteres propios del mineral. La figura 19 representa una glándula pequeña de cuarzo envuelta por muscovita mezclada con chialtolita casi opaca a causa de la mucha materia carbonosa que contiene. Las glándulas suelen contener también trozos de chialtolita asociados al cuarzo.

Estaurótida.—Este mineral (fig. 20) se presenta como la andalucita en prismas orientados según la estratificación de la roca. La longitud de ellos es de seis a ocho veces la anchura, y salvo las caras *m* que casi siempre se acusan por sus trazas, no muestran indicios de ninguna otra. Esto no obstante, en algunas micacitas de la falda occidental de Sierra Almirara y de



Fig. 17 (x. 68)
Micacita con andalucita y estaurótida.



Fig. 18 (x. 68)
Micacita con chialtolita.

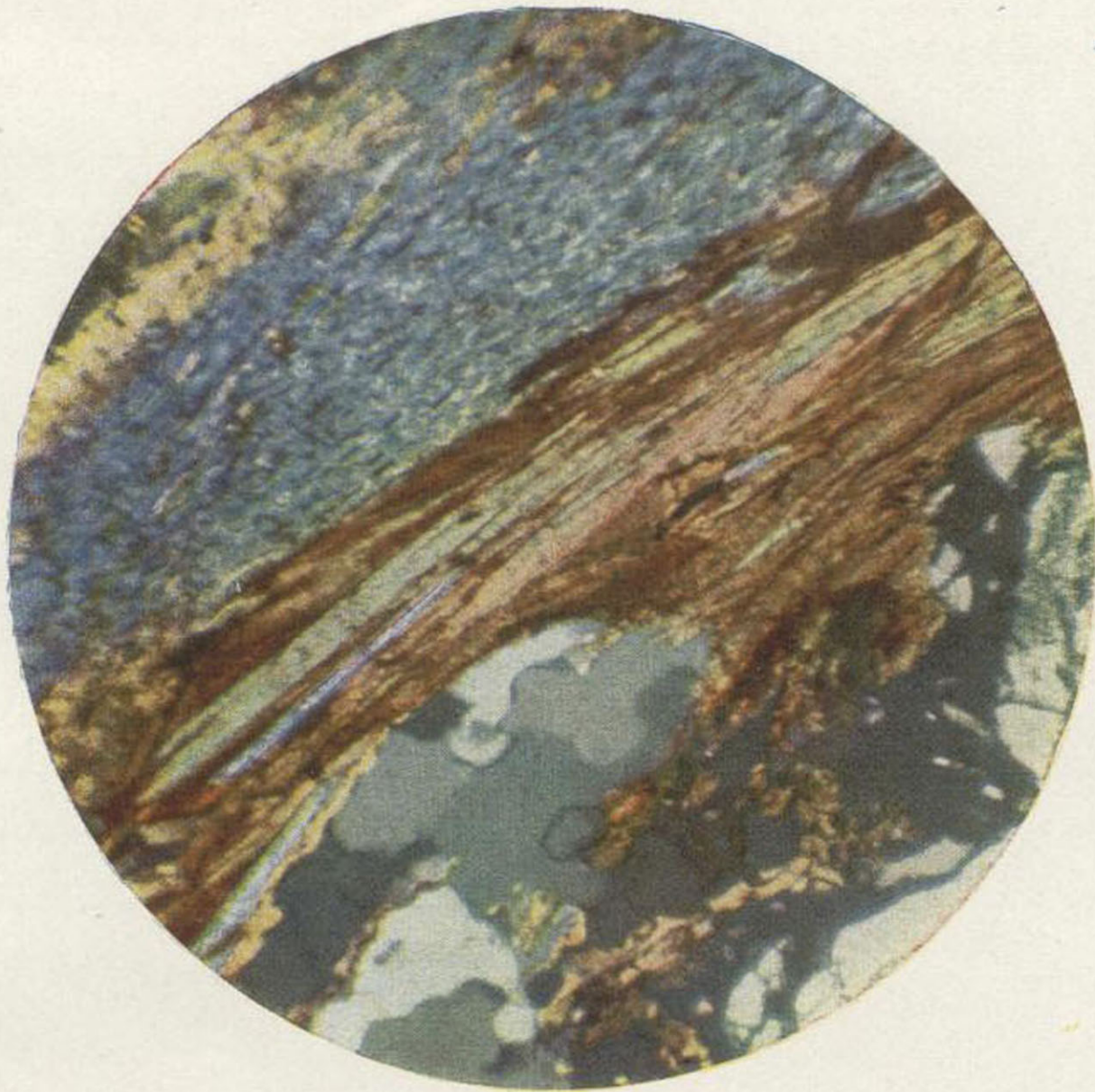


Fig. 17 (x. 68)
Micacita con andalucita y estaurótida.

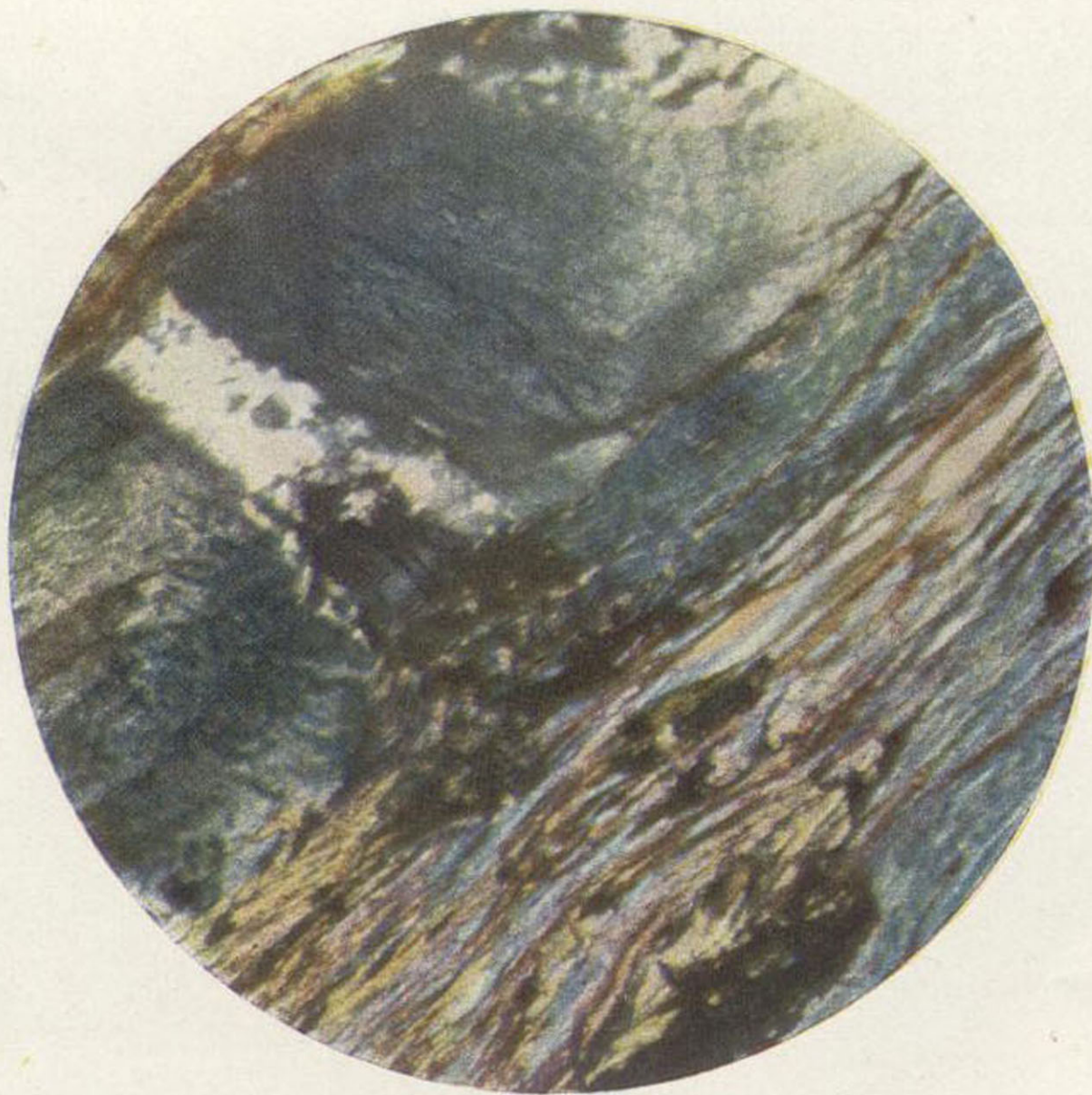


Fig. 18 (x. 68)
Micacita con chiastolita.



la cuenca del río de Rubite se suelen encontrar, si bien rara vez, ejemplares maclados con sus caras completas, o sea con las del prisma m , la base p y la g^1 .

La forma más frecuente con que se presenta la estaurótida, es la de trozos alargados con los lados mayores rectilíneos, o casi rectilíneos, y los demás con forma irregular. La terminación formada por la base p y el domo a^1 reproducida en la figura 20 es una rara excepción. La longitud de estos trozos varía entre medio milímetro y un centímetro.

Los cruceros según g^1 son visibles a veces, pero lo son más y también más frecuentes, series paralelas de fracturas transversales más gruesas que los cruceros y rellenas casi siempre de mica o de una mezcla de mica y cuarzo (fig. 20). Estas fracturas y la materia que las rellena son, como ya indicamos antes, pruebas demostrativas de la anterioridad de la estaurótida a la mica y el cuarzo.

Los ejemplares maclados son raros, pero hemos encontrado algunos bastante bien conservados en las arenas del río de Rubite y el de Algarrobo. Son ejemplares pequeños: de 5 a 6 milímetros de longitud a lo sumo. Los ejes de los individuos maclados forman entre sí un ángulo de 60 grados. La macla en cruz rectangular no la hemos encontrado nunca.

Una particularidad digna de atención es la presencia de la estaurótida, simultáneamente con la andalucita, en estas rocas. Esta asociación es en ellas regla general, sin casi ninguna excepción, al contrario de lo que sucede en otros países de Europa y América, en que es una excepción encontrar los dos minerales asociados en la misma roca (1).

La fractura es francamente conchoidea, el brillo vítreo y la densidad 3,72.

En las preparaciones microscópicas el carácter que diferen-

(1) Así lo aseguran los autores Barrois y Offret al tratar de estas micacitas (*Mission d'Andalousie*, pág. 131).

cia a primera vista a la estaurótida de los demás minerales es su policroísmo intenso, que no falta nunca. Cuando el plano de vibración del polarizador es paralelo a la dirección n_g del mineral, o sea en este caso paralelo al eje vertical, el color es amarillo de oro. Cuando dicho plano es paralelo a n_p , o sea a la arista ph^1 , el color es amarillo muy claro, apenas perceptible. Por último, cuando el plano de vibración es paralelo a n_m , o sea a la arista pg^1 , el color es pardo claro.

Los colores de polarización son casi los mismos que los de la andalucita: gris brillante y amarillo muy claro en las secciones paralelas o casi paralelas a h^1 , que es plano de los ejes ópticos.

Las medidas efectuadas para determinar la birrefracción y los índices de refracción han dado las cifras siguientes:

$$n_g - n_p = 0,011,$$

$$n_g = 1,746, n_m = 1,742, n_p = 1,735.$$

El aspecto granudo de los minerales de alto índice aparece en la estaurótida en cuanto se cierra un poco el diafragma del condensador.

Los ejes ópticos están situados en un plano paralelo a h^1 , y la bisectriz aguda es positiva y coincide con el eje vertical.

El ángulo de los ejes ópticos es muy constante e igual para todos los ejemplares en que lo hemos medido. Su valor es:

$$2 \mathcal{V} = 86^\circ 48'.$$

La estaurótida es uno de los minerales que más puros se conservan en estas micacitas. No hemos podido encontrar indicios de epigénesis en él, y la línea de contacto con los demás minerales es limpia, sin aureola alguna. En las grietas rellenas de mica y cuarzo (fig. 20) sucede lo mismo.

Las inclusiones son numerosas y de diversos minerales. Los más frecuentes son regueros de partículas carbonosas, alineados en sentido del eje vertical. En la figura 20 se ven algunos de estos regueros. Los hay también de biotita, muscovita y cuarzo. Por último, en algunos ejemplares hemos visto algunos prismas cortos, muy pequeños, de difícil determinación, que parecen de circón.

Distena.—Mineral accesorio y, muy raro en estas micacitas, que aparece en las que contienen mucha estaurótida, con la cual parece ir asociada la distena.

Se presenta en láminas alargadas, con los lados laterales rectilíneos e irregulares los extremos. Se distingue por sus colores de polarización vivos y, sobre todo, porque en preparaciones hechas adrede un poco gruesas el color propio del mineral es ligeramente azul, sin indicios de policroísmo.

Las láminas alargadas de distena se extinguen oblicuamente respecto a los lados y a los cruceros paralelos a ellos, que existen algunas veces. Estos cruceros suelen ir acompañados de maclas polisintéticas rectilíneas, de anchura uniforme, que se extienden todo a lo largo del cristal. El ángulo de extinción mayor que hemos podido medir ha sido de 28 grados.

El signo óptico es negativo.

La birrefracción la hemos podido medir con el compensador en secciones convenientemente orientadas por medio de la platina de Fedorow. La cifra obtenida ha sido:

$$n_g - n_p = 0,0196.$$

No hemos encontrado en las arenas ningún trozo de distena que dé suficiente tamaño para poder tallarlo y medir en él los índices de refracción. Hemos tenido que apelar para ello a trozos contenidos en preparaciones microscópicas, aislados por

medio del diafragma ocular del refractómetro, operando, como es natural, con preparaciones descubiertas. Las cifras así obtenidas han sido:

$$n_g = 1,7296, n_m = 1,7201, n_p = 1,7100.$$

El ángulo de los ejes ópticos no hemos podido medirlo directamente. Construyendo el elipsoide de los índices con las cifras anteriores, resulta un ángulo de:

$$2 \varphi = 82^\circ 14'.$$

No hemos visto ni inclusiones ni signos de alteración en la distena.

Circón.—Además del que hemos citado al describir la estaurótida, se suelen ver de vez en cuando algunos cristales prismáticos que, por su forma y alto índice de refracción, parecen ser de circón; pero son tan escasos y tan pequeños que no hemos podido medir en ellos las constantes ópticas habituales.

Son prismas cortos, con el apuntamiento en ángulo obtuso característico del circón. El índice de refracción es tan elevado, que en los prismas pequeños la aureola negra de los bordes, debida a este índice, oculta casi por completo al prisma entero. Cuando éste es lo bastante ancho para que tal cosa no suceda, y queda libre la parte central, se observan los colores de polarización altos e irisados y la extinción recta respecto a las caras del prisma. Estos caracteres bastan para identificar al mineral como circón.

Silimanita—Se encuentra en estas micacitas como mineral secundario producto de la descomposición de la andalucita a la cual va asociada.

Su forma es la de agujas largas de color blanco ligeramente agrisado, orientadas paralelamente a los trozos de andalucita y con los extremos nunca terminados por planos, sino por fibras delgadas. La extinción se verifica paralelamente a la longitud y el signo óptico es positivo.

Los colores de polarización no pasan del gris, pero ni este carácter ni las demás constantes ópticas tienen valor positivo en este caso, porque tratándose de un mineral producido por el metamorfismo de la andalucita está siempre impuro y más o menos mezclado con este último.

En las agujas de silimanita, algo mayores que las demás, se ven las fracturas transversales características. No hemos visto cruceros en ninguno de los ejemplares examinados.

Granate.—Es un mineral accidental en estas micacitas, que es raro siempre y que falta en muchas. Sus caracteres son los mismos que hemos expuesto al tratar de las micacitas granatíferas; incluso el alargamiento artificial originado por presiones y dirigido en el sentido de la estratificación (fig. 18).

Limonita.—También es secundario este mineral, y producto de la alteración de la biotita. Su presencia se acusa por el tinte pardo rojizo que da a la roca, y por cierta opacidad que comunica a los minerales que impregna. Es bastante raro.

Hierro titanado (ilmenita?).—A pesar de su rareza en estas rocas es digno de atención este mineral porque sus caracteres difieren un tanto de los normales de la ilmenita.

Se encuentran de vez en cuando, entre las capas de mica, unas manchas negras, opacas y brillantes de un mineral que a primera vista parece magnetita pero que se diferencia de este por su brillo y por los demás caracteres que vamos a exponer. El tamaño de estas manchas no excede de 2 a 2 1/2 milíme-

tros, y las hay tan pequeñas, que no basta la lente para descubrirlas, y sólo se revela su existencia en las preparaciones microscópicas.

Su brillo es metálico y muy intenso. Son generalmente opacas, pero cuando coincide una de ellas con los bordes de las preparaciones excepcionalmente delgadas se ve que son un tanto translúcidos, aunque muy poco. Su color es gris de acero, lo mismo vistas por reflexión que por transparencia.

La forma más frecuente es la de barritas alargadas, algo más gruesas en el centro que en los extremos, los cuales son siempre redondeados. En algunas la parte central es algo más ancha que lo habitual, y resulta una forma vagamente rómbica de ángulos redondeados.

Pero el carácter que más resalta en este mineral es la constante presencia de una aureola semitransparente de color amarillo claro, que se parece mucho a la esfena secundaria (leucoxena) típica. La mayor parte de las manchas opacas tienen en su interior huecos redondos o grietas alargadas rellenas del mismo producto que la aureola envolvente. En el contacto entre ambos minerales disminuye la transparencia del segundo y se va confundiendo lentamente con el primero, lo cual es otra prueba de que aquél procede de la alteración de éste.

Este conjunto de caracteres parece indicar se trata efectivamente de ilmenita epigenizada en parte en leucoxena.

CALIZAS DOLOMÍTICAS Y DOLOMÍAS

Ya hemos hablado en el capítulo dedicado a estratigrafía de la enorme extensión en superficie y en espesor de estas rocas, así como de su posición en la serie. Réstanos ahora tratar de sus caracteres mineralógicos.

La composición de estas rocas no es posible definirla con la precisión aneja a una especie mineral, porque dicha compo-

sición varía entre límites grandes y con frecuencia entre bancos muy próximos unos de otros.

Prescindiendo por ahora de las calizas que contienen minerales metamórficos accesorios como piroxenos, micas y otros, de los que nos ocuparemos más adelante, y ciñéndonos tan sólo a las proporciones de carbonato de cal y carbonato de magnesia que asociadas, componen estas rocas, podemos afirmar que se encuentran en este tramo todos los tipos conocidos de calizas dolomíticas. Admitiendo la definición de dolomía propiamente tal que dan los autores de petrografía, y que es; *una roca compuesta de 54 partes de carbonato de cal y 46 de carbonato de magnesia*, resulta que la roca así compuesta abunda bastante en las sierras Almirajara y Tejeda, y que, además de ella, se encuentra una serie de las que se pueden llamar *calizas dolomíticas*, cuya proporción de carbonato de magnesia va decreciendo progresivamente hasta tipos en los que las respectivas proporciones de ambos carbonatos son: 96 por 100 del de cal y 4 por 100 del de magnesia; esto es, una caliza casi pura, existiendo también todos los términos imaginables entre los dos que acabamos de citar. Así ha resultado de veinte análisis químicos que se han hecho de estas rocas y de los varios ensayos microquímicos realizados bajo el microscopio.

Sabido es que estos últimos análisis, en unión de los más precisos que se realizan en los laboratorios de química, son los únicos medios eficaces de que dispone el petrógrafo para distinguir la caliza de la dolomía. Los procedimientos ópticos son deficientes en este caso, debido a la similitud de caracteres de ambos minerales, y más deficientes todavía si se trata de determinar la relativa proporción de cada uno en la roca. Hay, sin embargo, algunos caracteres ópticos y de otra índole, cuyos resultados, aunque dudosos, pueden servir de indicación o guía para los análisis químicos que han de realizarse después. Vamos a enumerarlos así como los resultados que han dado en las ro-

cas de esta región. Es uno de ellos, el más conocido y empleado por cierto, el olor fétido semejante al del hidrógeno sulfurado que da la roca cuando se la golpea con el martillo y la forma de los granos que resultan de esta operación; granos que suelen tener contornos romboédricos cuando se trata de dolomía, e irregulares cuando en la roca predomina el carbonato de cal. Ambos caracteres son raros e inciertos. En las rocas de la región el olor fétido se nota casi siempre en mayor o menor grado. Sólo hemos encontrado libres de él a unos bancos de caliza blanca o ligeramente amarilla que se extienden entre Frigiliana y Torrox, y cuyo espesor de conjunto es de 60 metros, aproximadamente. En cuanto a la forma de los granos resultantes de la trituración, la irregularidad de contornos es la regla general, y la excepción la forma romboédrica. Esta última la hemos encontrado, sin embargo, en las rocas de color gris azulado de Jatar; en las amarillas que existen entre Nerja y Almuñécar y en las grises de los alrededores de Canillas de Albaida.

Maclas polisintéticas.

Otro carácter es la presencia de maclas polisintéticas en la caliza, y la falta de ellas en la dolomía. Este carácter se confirma bastante bien en las rocas de esta región. Obsérvense, en efecto, las figuras 21 y 22 que reproducen calizas casi puras. En el centro de la primera, atravesando diagonalmente la microfotografía, se ve un gran cristal de calcita con multitud de maclas polisintéticas que en este caso tienen forma de láminas muy desiguales en anchura y un tanto curvadas. Este cristal está rodeado de otros muchos más pequeños, también de calcita, en los cuales se perciben maclas polisintéticas. Esta roca muestra un buen ejemplo de lo que son las maclas múltiples originadas por presiones tectónicas. La roca ha sido recogida cerca del vértice de un pliegue anticlinal local muy agudo, y su textura íntima puesta de manifiesto por las láminas curvas del cristal maclado central y por las roturas y orientación

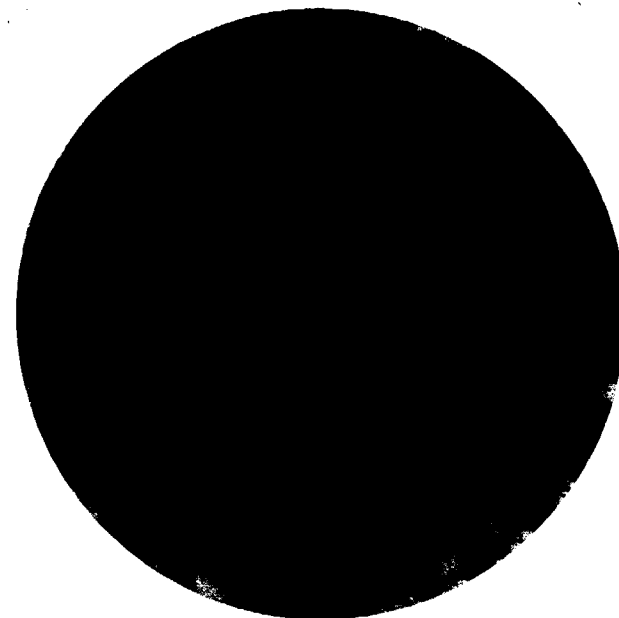


Fig. 21 (x. 68)
Caliza dolomítica en la que predomina la calcita.

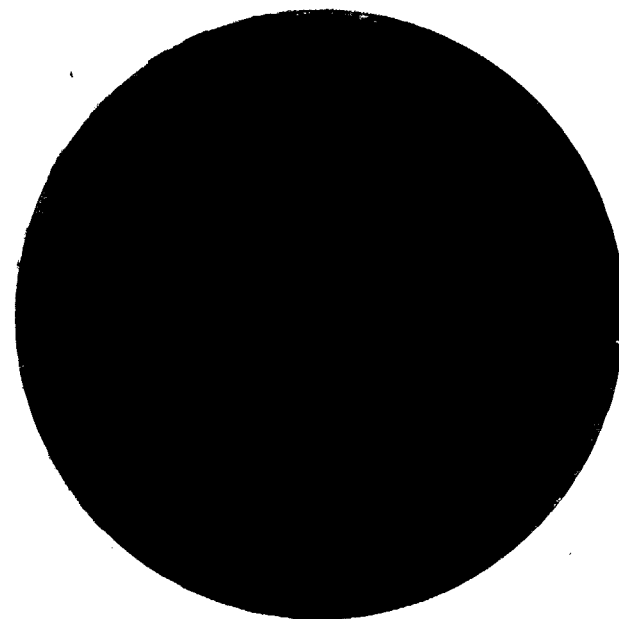


Fig. 22 (x. 68)
Caliza dolomítica en la que predomina la calcita.



Fig. 21 (x. 68)
Caliza dolomítica en la que predomina la calcita.



Fig. 22 (x. 68)
Caliza dolomítica en la que predomina la calcita.



Fig. 23 (x. 30)
Caliza dolomítica en la que predomina la dolomía.



Fig 24 (x. 30)
Dolomía con restos de calcita.

de los granos que lo rodean, corresponden en un todo con las presiones internas originadas por el pliegue.

La microfotografía, figura 22, reproduce una roca tomada en un banco horizontal que no mostraba indicios de presiones locales. La composición de esta roca, determinada por el análisis, corresponde también a la de una caliza casi pura (94 por 100 de CaO, CO_2). Casi todos los cristales que la componen están maclados, pero en este caso las laminillas polisintéticas de cada uno son de anchura uniforme, y no se da el caso de que sean anchas en un extremo del cristal y estrechas en el otro, como en la figura 21. Además, en la figura 22 dichas laminillas son rectilíneas, no curvas y paralelas unas a otras en cada cristal. Estos caracteres indican que las tales maclas son naturales; esto es, que se han producido sin intervención de presiones extrañas posteriores a la formación de la roca.

La microfotografía (fig. 23) representa una dolomía con proporción de 40 por 100 de MgO, CO_2 , esto es, una de las más raras de la región en este carbonato. Obsérvese que las laminillas hemitrópicas de los dos cristales de dolomía próximos al centro de la figura son más iguales en anchura, y sobre todo menos numerosas en cada cristal que en los de calcita de la figura 22. Además, si se comparan ambas figuras, se notará que los cortornos de los cristales de la figura 23 son más regulares que los de la 22; que los lados son en la primera más rectilíneos que en la segunda, carácter que corresponde también a la mayor persistencia de la forma romboédrica en la dolomía que en la calcita.

Otro carácter distintivo rápido y cómodo por lo fácil que es de aplicar, estriba en la mucha efervescencia que da la caliza con el ácido clorhídrico en frío y la poca o ninguna que da la dolomía. Las rocas que estamos estudiando obedecen bien a esta regla, y por esto este carácter es tal vez el mejor para distinguir una de otra sobre el terreno y hasta para formarse una idea aproximada de la proporción relativa de ambos carbonatos

Efervescencia
con los ácidos.

examinando con la lente la mayor o menor efervescencia que da la roca cuando se pone sobre ella una gota de ácido clorhídrico. También el ácido acético concentrado es un buen auxiliar, pues con él la efervescencia es nula en cuanto la proporción de dolomía excede del 20 ó 25 por 100.

Procedimientos
microquímicos.

Los dos procedimientos microquímicos que hemos empleado han sido el del fosfato amónico, disuelto en ácido acético diluido, y el del cloruro de aluminio. Para aplicarlos a rocas de composición dudosa se han hecho preparaciones microscópicas de ellas, que se han colocado en la platina del microscopio biocular sin cubrir las con bálsamo de Canadá ni cubre-objeto. Una gota del primer reactivo depositada sobre la preparación, produce una reacción perfectamente visible que cesa a los diez o quince segundos si la proporción de carbonato de magnesia excede del 10 por 100, y continúa, en cambio, durante bastante tiempo si se trata de calcita pura o casi pura. El primer efecto es debido a que el fosfato de magnesia que se forma protege de la reacción al resto del cristal. Con el cloruro de aluminio (disolución al 10 por 100 en agua destilada) no se nota reacción en las rocas ricas en dolomía (más del 15 por 100), y en cambio las pobres en ella y ricas en calcita permiten la formación de alumina gelatinosa que se ve formando un depósito gris sobre la superficie. Una gota diluida de azul de metileno colorea en seguida a la alumina y facilita la observación. La reacción se acentúa calentando ligeramente la preparación con la gota de reactivo sobre ella.

Caracteres ópticos.

Son bastante frecuentes en sierra Tejada rocas como la representada en la figura 24, formada por una masa de granos de dolomía de tamaño uniforme, atravesada por vetas de calcita o conteniendo bolsadas o glándulas de esta última. En esta figura, y en su parte inferior derecha, se ve una de estas glándulas, formada por cristales maclados de calcita y envuelta por granos pequeños e irregulares de dolomía. Además de estas glándulas

o vetas, nunca faltan en estas rocas cristales sueltos de calcita entre los de dolomía. Para observar los caracteres y medir las constantes ópticas de ambos minerales hemos partido de rocas analizadas previamente. Las que vamos a enumerar se refieren a calizas con 96 por 100 de carbonato de cal y a dolomías con 46 por 100 de carbonato de magnesia.

Los caracteres ópticos de ambos minerales son:

Colores de polarización muy altos: del 4.º orden, y en algunas ocasiones blanco de orden superior (figuras 21 a 24). La birrefracción, medida por los procedimientos directos, ha dado cifras que difieren bastante unas de otras. Atribuimos esto a la diferente composición de los cristales en las preparaciones examinadas. Hemos optado, en vista de esto, por deducir la birrefracción de las cifras obtenidas con el refractómetro operando sobre trozos seleccionados y sometidos a un análisis químico previo. Las cifras halladas con luz de sodio, lo mismo que todas las que figuran en este trabajo, han sido las siguientes:

Para la calcita $n_g = 1,6576$, $n_p = 1,4855$.

$$n_g - n_p = 0,1721,$$

Para la dolomía $n_g = 1,6832$, $n_p = 1,5034$,

$$n_g - n_p = 0,1798.$$

Ambos minerales son de signo óptico negativo.

En las preparaciones microscópicas alumbradas con luz natural todos los granos de calcita y dolomía aparecen incoloros, pero, en cambio, los bancos de estas rocas ofrecen colores extraordinariamente variables, que, a veces, corresponden a composiciones similares. Los hay de color blanco brillante, como los del Cerro del Lucero y Navachica. Otras veces son amarillos, y otras, por último, como buena parte de los que se en-

cuentran en la sierra Tejeda, tienen colores grises azulados, a veces muy oscuros.

La textura de la roca a simple vista es sacaroidea, y en las fracturas se destacan abundantes planos de crucero con brillo intenso. Examinando los detritus de estas calizas dolomíticas, depositados por las acciones naturales en los barrancos, se suelen encontrar con frecuencia cristales romboédricos perfectos; pero abundan mucho más los granos irregulares sin caras cristalinas, como los que se ven en las preparaciones (figuras 21 a 24).

Esta relativa escasez de cristales perfectos es una de las diferencias que se notan entre las masas calizas de las sierras Almiijara y Tejeda y las de sierra Blanca y sierra de Mijas, que geológicamente pertenecen a la Serranía de Ronda, que son de la misma edad y vienen intercaladas entre rocas similares (1). Otra es la ausencia de grandes manchones de calizas metamorfoseadas análogas a las del Juanar y otras de sierra Blanca. En las sierras de Tejeda y Almiijara no existen manchones de esta clase. Los minerales que, a veces, acompañan a las calizas dolomíticas en estas sierras se presentan intercalados entre estas rocas, y siempre en proporción pequeña respecto a la caliza o a la dolomía, la cual no ha sufrido acción metamórfica alguna. Además, estos minerales se localizan en capas intercaladas entre las de caliza dolomítica pura, y el conjunto de dichas capas de *calizas con minerales*, como las hubo de llamar Mac Pher-son, es siempre de poco espesor; demostrando con ello se trata de un mero accidente y no de un fenómeno de metamorfismo intenso, como son los grandes manchones de la Serranía de Ronda. Esta es, por cierto, una prueba más de que dichos manchones metamórficos están en íntima relación con la roca peri-

(1) *Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda*. Memorias del Instituto Geológico de España, 1917.

dótica hipogénica, de la cual no existe asomo alguno en la región que estudiamos.

Entre los minerales que acompañan, a veces, a las calizas dolomíticas que estamos describiendo merecen citarse por su abundancia relativa los siguientes: Dialaga, Hornablenda, Feldspato, Actinota y Epidoto. Algunas veces también se encuentran pequeños nidos de cuarzo intercalado entre los granos de calcita, pero este es un caso tan raro y accidental que no merece descripción aparte.

Dialaga.—Este piroxeno (fig. 25) es el mineral que con más frecuencia acompaña a las calizas dolomíticas de esta región. Se presenta unas veces en cristales aislados, cuyo tamaño oscila entre 8 y 15 milímetros, y otras en aglomeraciones de granos, separados unos de otros por regueros de mica. Esta última manera de presentarse es la más frecuente. Las aglomeraciones o bolsadas de dialagas alcanzan, a veces, 8 ó 10 centímetros de diámetro, y se destacan en seguida por su color blanco o blanco agrisado, que es casi siempre más claro que el de la caliza dolomítica.

Los granos de dialaga tienen sus bordes festoneados e irregulares, sin mostrar trazas de caras cristalinas. En cambio, en los cristales aislados se distinguen bien las trazas de las caras *mm*, de la base *p*, y en las secciones basales las de las dos pinacoides *h*¹ y *g*¹. De estos cristales, tallados en direcciones apropiadas, nos hemos valido para las medidas de la birrefracción, índices y ángulo de los ejes ópticos.

Los cruceros *mm* no faltan casi nunca ni en los cristales aislados ni en los granos irregulares (fig. 25). En las secciones basales se los ve formar el enrejado característico de los piroxenos. Algunas veces se ve también el crucero *h*¹ dirigido en el sentido de la bisectriz del ángulo mayor del enrejado formado por los *mm*. Es fácil en los cristales aislados de dialaga obtener



fracturas coincidentes con el crucero h^1 , y en ellas se observa el brillo anacarado intenso propio de este piroxeno.

El color de la dialaga en la roca es blanco o ligeramente gris.

En lámina delgada es incolora y muy transparente.

La densidad es 3,4.

Los colores de polarización, en láminas de espesor normal, son grises para las secciones de la zona ph^1 y amarillos o ligeramente rojizos para las que coinciden con el plano g^1 de los ejes ópticos. En estas secciones el ángulo de extinción con la traza de los cruceros mm es de $37^\circ 40'$.

La birrefracción medida, como hemos dicho, en los cristales aislados es:

$$n_g - n_p = 0,0285.$$

Los índices de refracción tienen los valores siguientes:

$$n_g = 1,7271, n_m = 1,6780, n_p = 1,6986.$$

El ángulo de los ejes ópticos, medido por el método directo, es:

$$2 \psi = 60^\circ 30'.$$

Actinota.—Este mineral es raro. Lo citamos a continuación de la dialaga porque procede de la alteración de ésta. Se presenta en fibras agrupadas en forma de palmas o abanicos, entre los granos de dialaga, y bordeándolos con más o menos regularidad. En la parte derecha de la figura 25 se ven algunas fibras, en forma de palmas, de este mineral, y en otras partes de la figura hay regueros y restos delgados de él. Se distinguen unas y otras por sus colores de polarización vivos, entre los que predominan el rojo y el azul.



Fig. 25 (x. 30)
Dialaga en una caliza dolomítica.

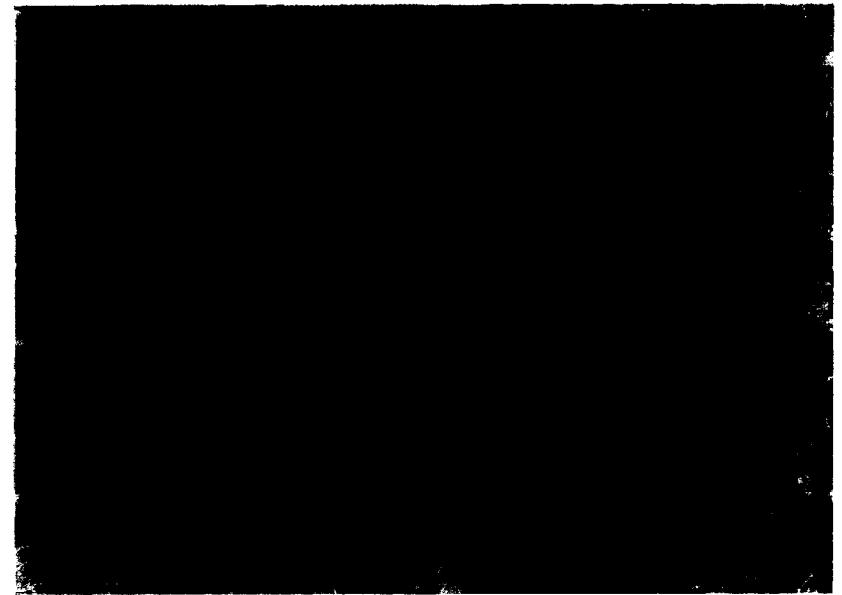


Fig. 26 (x. 30)
Hornablenda en una caliza dolomítica.

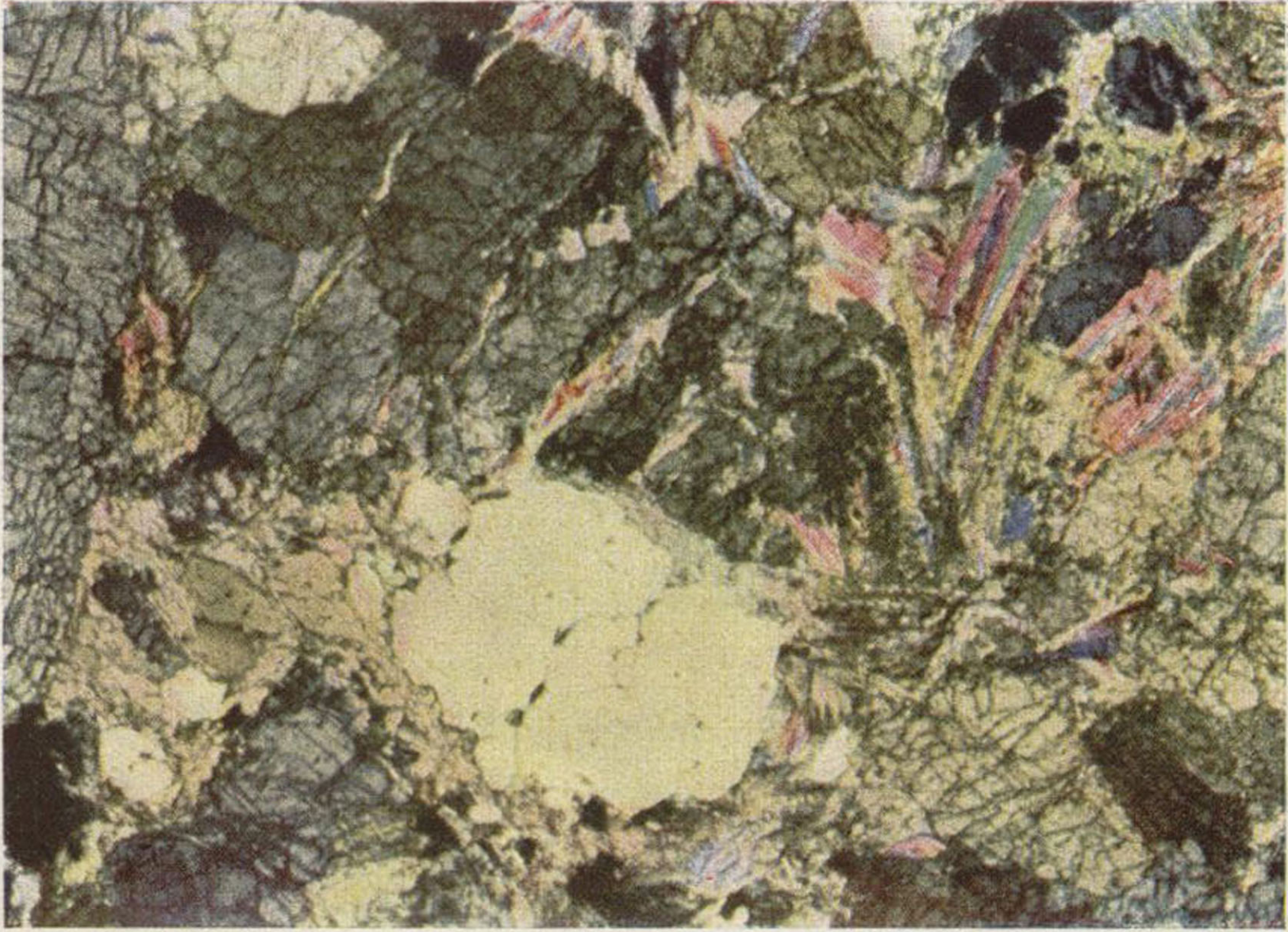


Fig. 25 (x. 30)
Dialaga en una caliza dolomítica.

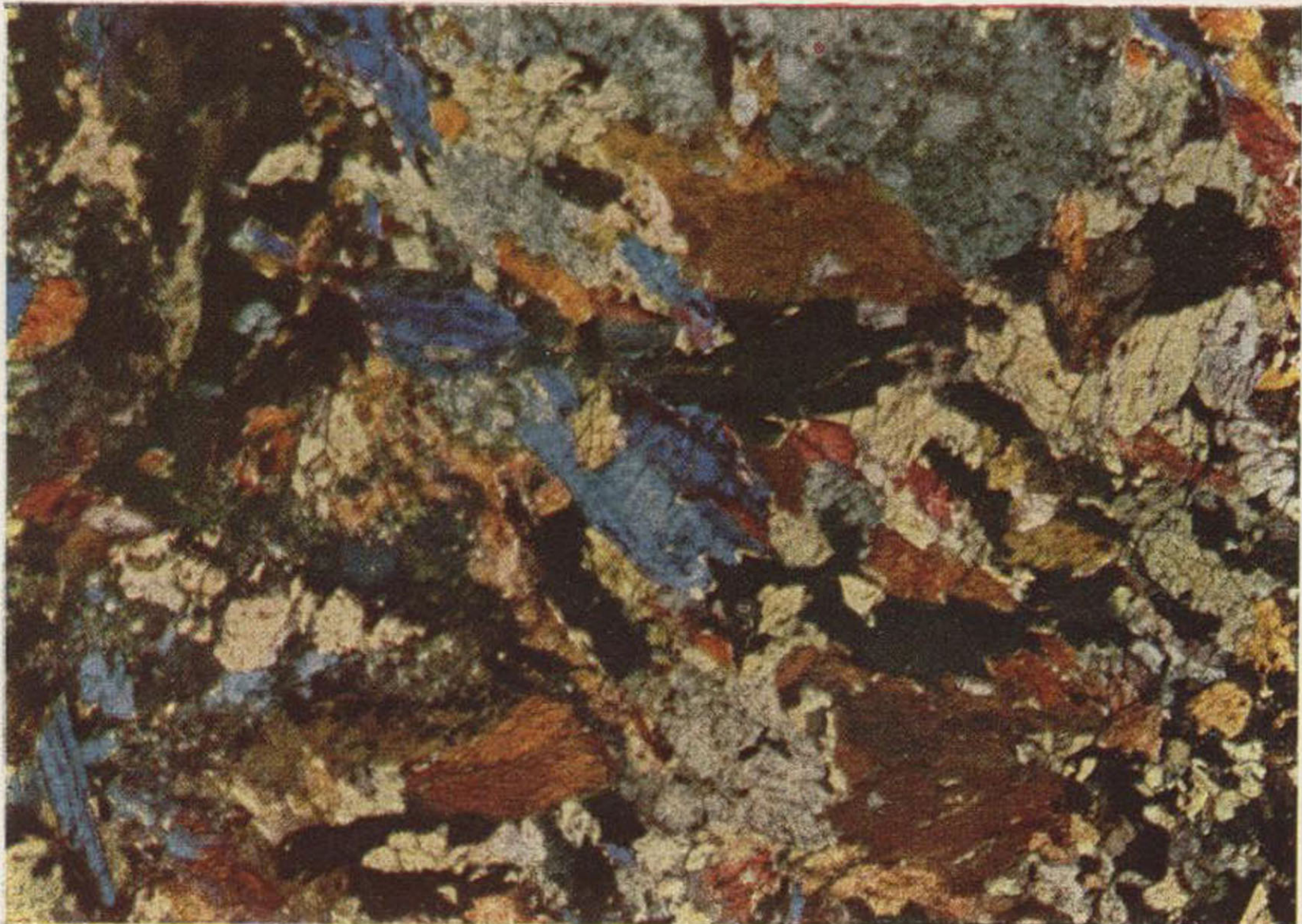


Fig. 26 (x. 30)
Hornablenda en una caliza dolomítica.

El ángulo de extinción respecto al eje de las fibras en las secciones de color de polarización más alto es de 15 grados, que corresponde a la actinota. Este carácter, unido a la comparación con preparaciones típicas, nos ha permitido identificar este mineral.

Feldespato.—En algunos bancos de caliza, siempre pertenecientes al nivel inferior del tramo de las calizas dolomíticas, hemos encontrado algunos pequeños grupos de cristales de un feldespato triclinico, que por el ángulo de extinción entre sus dos series de láminas hemitrópicas parece ser oligoclasa.

Es bastante raro; sus granos, envueltos por la caliza, están mal determinados, y a veces hasta es difícil verlos. Por esto, y por la poca importancia de este mineral en las calizas, no insistimos más sobre él. Por otra parte, ya ha sido descrito al tratar de los gneises.

Hornablenda (fig. 26).—Este mineral no se encuentra en cristales aislados, sino en nidos bastantes grandes (10 a 20 centímetros), enclavados en las capas de caliza, de las cuales se destacan por su color oscuro. Estos nidos, mayores casi siempre que los de dialaga, son más raros que éstos y parecen estar localizados en la falda oriental de sierra Almirajara. La hornablenda en ellos está perfectamente caracterizada, y es fácil estudiarla en las preparaciones microscópicas o separando trozos de ella por trituración y selección con el microscopio biocular.

Los trozos de hornablenda no están terminados nunca por caras cristalinas. Al contrario, sus contornos son excesivamente irregulares y festoneados; más aún, si cabe, que los de la dialaga en nidos (figuras 25 y 26). En cambio, se ven casi siempre

los cruceros paralelos a las caras m , los cuales en las secciones basales forman entre sí el ángulo de 56° , característico de este anfíbol (veáanse también las figuras 34 y 37, sobre todo esta última).

Los trozos de hornablenda suelen estar separados unos de otros por regueros de caliza, pero otras veces están unidos cruzándose en todas direcciones y formando una masa en la que no interviene ningún otro mineral. La parte superior izquierda de la figura 26 reproduce lo que acabamos de decir. En el extremo opuesto de la microfotografía se ven los trozos de anfíbol entremezclados con los de caliza.

La fractura es irregular y el brillo variable, según esté el mineral puro o mezclado con caliza.

El color de la hornablenda en masa es verde sucio oscuro, casi negro. En láminas delgadas el color es amarillo verdoso o verde, según la dirección del plano de vibración del polarizador. El primero de estos colores corresponde a una dirección del citado plano perpendicular a los cruceros mm , o sea al alargamiento habitual de los trozos. Cuando el plano de vibración coincide con este alargamiento (dirección n_g en este caso), el color es verde puro y bastante intenso. Examinadas con luz natural las secciones delgadas de hornablenda son incoloras o ligeramente amarillas.

La densidad tomada en trozos de mineral puro es de 3,12.

Los colores de polarización son brillantes y pasan por todos los tonos comprendidos entre el gris del primer orden y el verde del segundo, según la dirección de la sección (fig. 26).

El ángulo de extinción máximo es muy fijo. Medido con relación a los cruceros m en secciones rigurosamente paralelas al plano de los ejes ópticos, que es la clinopinacoide g^1 , es de $18^\circ 36'$.

La birrefracción se ha podido medir directamente y comparar después estas medidas con las que resultan de las de los

índices en el refractómetro. Las cifras obtenidas con la luz de sodio son:

$$n_g - n_p = 0,0243$$

$$n_g = 1,6566, n_m = 1,6421, n_p = 1,6323.$$

Los ejes ópticos están situados, como hemos dicho, en un plano paralelo a g^1 ; su ángulo es:

$$2 \nabla 83^\circ 26'.$$

El signo óptico es siempre negativo.

Los cristales de hornablenda están casi siempre bien conservados, pero en algunos se observan grietas transversales por las cuales, así como por los planos de crucero, penetra un producto gris amorfo indeterminable que acentúa aquellas. En la figura 26 se ven algunos trozos en los que grietas y cruceros aparecen subrayados por este producto.

Los caracteres que acabamos de exponer son exactamente los mismos que los de la hornablenda de las anfíbolitas, salvo que en éstas el mineral se reparte con más regularidad y sus capas, no nidos como en las calizas, alternan con las de cuarzo (véanse las figuras 34 y 37).

Epidoto (figuras 27, 28, 33 y 35).—Este mineral es uno de los que se presentan mejor caracterizados en esta región. Abunda, además, bastante; pues si bien en las calizas es raro, en cambio en las cuarcitas entra en proporción grande. Es, por tanto, fácil obtener buenos ejemplares de él, bien sea por trituración y separación posterior con los líquidos densos, bien lavando las arenas de los barrancos o riachuelos que atraviesan capas que lo contengan.

Los caracteres ópticos del epidoto son exactamente los

mismos en las cuarcitas que en las calizas, salvo que en estas últimas es más fácil encontrar cristales bien terminados (figuras 27 y 28). Vamos, pues, a describir este mineral de una vez para todas, anotando las pocas pequeñas diferencias que ofrece en una y otra roca.

En las calizas viene casi siempre asociado a la hornablenda (figura 27, en cuya parte superior izquierda hay anfíbol y cristales de epidoto en el centro, sobre un fondo de caliza) y, a veces, aunque raras, a la actinota. Examinando los nidos de la primera o los regueros y palmas de la segunda, se ven con relativa frecuencia cristales de epidoto, que se distinguen en seguida por su forma, por sus colores de polarización vivos y por su dirección de extinción.

Lo hemos buscado en las calizas dolomíticas, investigando los ríos por el procedimiento del lavado de arenas descrito en el primer capítulo, y podemos asegurar que el epidoto de estas calizas está localizado en Canillas de Aceituno, cerca del extremo Norte de sierra Almirajara, y que es rarísimo o falta por completo en otras procedencias.

Los cristales aislados de epidoto afectan en las preparaciones dos formas distintas, ambas muy características y con los mismos caracteres ópticos. Una, es la de rombos alargados (parte inferior de la figura 27 y centro de la 28), terminados en punta unas veces y cortados otras por una cara pequeña normal a la bisectriz mayor del rombo. Depende esta forma de un alargamiento, según la arista ph^1 . La otra (cristales rojos y verdes de la parte central de la figura 27) es la que corresponde a las formas cristalinas típicas del epidoto; un prisma corto y truncado, formado por las caras m , h^1 , g^1 y p , con desarrollo algo mayor para las caras m que para las demás (1). También

(1) En la página 403 de la obra de Iddings, *Rock minerals*, hay un dibujo que reproduce casi exactamente cristales como los de la microfotografía núm. 27, que acabamos de describir.

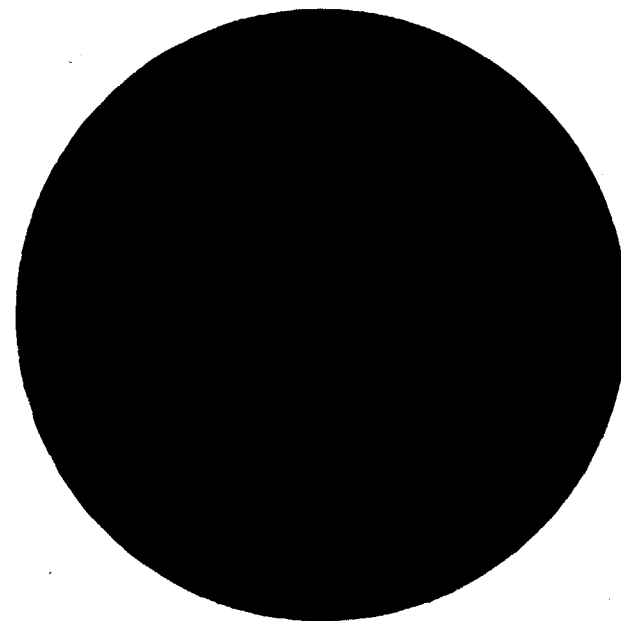


Fig. 27 (x. 80)
Epidoto en una caliza dolomítica.



Fig. 28 (x. 80)
Epidoto en una caliza dolomítica.



Fig. 27 (x. 80)
Epidoto en una caliza dolomítica.

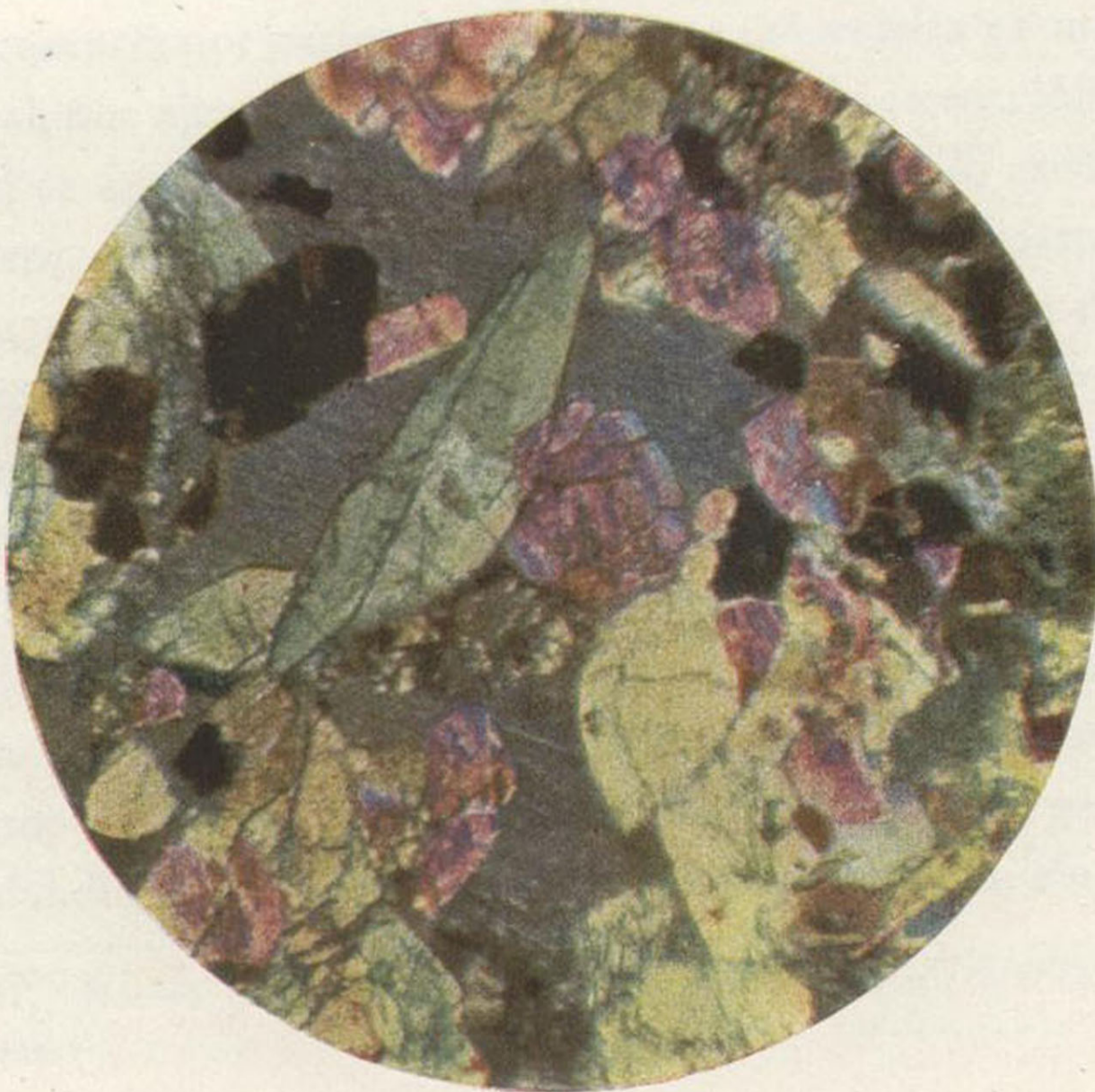


Fig. 28 (x. 80)
Epidoto en una caliza dolomítica.

ocurre, sobre todo en las cuarcitas, que los cristales de epidoto estén terminados con irregularidad; pero aun en estos casos, es fácil observar, con un poco de atención, que quedan en ellos algunos indicios de caras cristalinas.

El tamaño de los cristales de epidoto, mayor en las cuarcitas que en las calizas (1) oscila entre un cuarto o un quinto de milímetro a 7 u 8 de éstos. En general son de 2 a 3 milímetros.

Es frecuente la presencia del crucero, según la base p , cuyas trazas son líneas finas, regulares y muy espaciadas. El crucero, según g^1 , no falta en casi ningún cristal. Son líneas bastante más acentuadas que las del crucero p , que atraviesan el cristal en dirección perpendicular al alargamiento (figuras 27 y 28), que son el carácter que más se destaca en las preparaciones microscópicas de epidoto porque no las poseen ni el anfíbol ni los demás minerales que suelen acompañarlo en las calizas y cuarcitas.

La macla, según la ortopinacoide h^1 , es frecuente. Se acusa su presencia por partes diferentemente coloreadas en un mismo cristal, por ejemplo, en rojo y en azul cuando la sección del mineral se aproxima a la dirección g^1 (figuras 27 y 28 cristales del centro), o sea cuando son perpendiculares, o casi perpendiculares, al plano de macla, y se aproximan a la sección de birrefracción máxima, pues en las secciones que polarizan en gris o en amarillo claro esta macla apenas se percibe aun cuando exista.

El color en masa del epidoto es un verde botella claro y brillante que no se parece al de ningún otro mineral de la región. En las cuarcitas este color del epidoto resalta sobre el blanco del cuarzo, y da a estas rocas un aspecto *sui generis* inconfundible. En las preparaciones microscópicas, alumbradas

(1) Nótese que las microfotografías 27 y 28 están tomadas a 80 diámetros.

con luz natural, persiste el color verde, pero muy claro. El policroísmo, aunque débil, se nota bastante bien, dando tonos distintos en las tres direcciones n_g , n_m y n_p . Cuando el plano de vibración del polarizador coincide con la primera de ellas, el color del epidoto es amarillo intenso; cuando lo hace con la segunda es amarillo muy claro, y cuando con la tercera, la sección toma el mismo tono verde claro que tiene cuando se quita el polarizador y se la alumbra con luz natural. Siendo monoclinico el epidoto y estando el plano de sus ejes ópticos en la clinopinacoide g^1 , las dos direcciones n_g y n_p de mayor dichroísmo son las contenidas en esta cara, que es, a su vez, la que da colores de polarización más vivos (cristales del centro de la figura 27).

La fractura es conchoidea, con bordes vivos y cortantes, como todos los minerales duros. Es fácil observarla en los cristales de las cuarcitas, que por ser mayores que los de las calizas se prestan mejor a esto.

La densidad es 3,38.

Los colores de polarización, ya hemos dicho antes, son vivos, brillantes y variables, entre el gris del primer orden y el verde del segundo (figuras 27 y 28). Estos colores, en unión del aspecto finamente granudo que toma la superficie de la sección cuando se cierra un poco el diafragma del condensador, dan cierta semejanza al epidoto con el olivino, cuyo índice de refracción difiere poco del de aquél. Pero tanto los caracteres derivados de la forma, cruceros y maclas, como buena parte de los puramente ópticos, permiten distinguir, sin dar lugar a dudas, a un mineral del otro.

En las secciones rómbicas alargadas (fig. 28) la extinción es recta o ligeramente inclinada respecto a la dirección de alargamiento, o sea respecto a la diagonal mayor del rombo. En las cuarcitas, en cuyas capas la inmensa mayoría de los cristales de epidoto están alargados paralelamente a la estratificación, la

extinción es siempre recta, respecto al alargamiento, y simultánea, o casi, para todos los cristales. En las secciones de birrefracción máxima (paralelas a g^1), que se distinguen por su color de polarización alto (verde del segundo orden), el ángulo de extinción, respecto a la traza de la base p , es de $28^\circ 30'$. Este ángulo lo hemos medido llevando exactamente a su posición de coincidencia con g^1 , por medio de la platina de Fedorow, secciones que se aproximaban a la dirección dicha y que mostraban con claridad la traza de la cara p .

La birrefracción y los índices se miden bien por medio del compensador y del refractómetro. Las cifras obtenidas han sido:

$$n_g - n_p = 0,0147,$$

$$n_g = 1,7347, n_m = 1,7293, n_p = 1,7200.$$

El ángulo de los ejes ópticos es:

$$2 \mathcal{V} = 87^\circ 40'.$$

El signo óptico es variable, cosa poco frecuente, pero que se ha podido comprobar comparando los resultados de la luz paralela con los de la convergente. Un 80 por 100 de los cristales son de signo óptico negativo.

En ningún cristal de epidoto hemos visto signos de alteración ni inclusiones.

Antes de terminar con este mineral debemos advertir que en la actualidad los autores de petrografía, siguiendo el ejemplo de los americanos, emplean el nombre de *epidoto*, no para designar una especie mineral, sino como nombre de un género análogo al de los feldespatos, anfíboles, piroxenos, etc. Dependiendo de esto de que de treinta años a esta parte se han ido descu-

briendo especies minerales, cuyas propiedades encajan dentro de un grupo genérico, pero que difieren unas de otras por caracteres de sobrada importancia, para que se deba considerar cada una de ellas como especie mineral distinta. De estas especies, la que más abunda en la Naturaleza es la que antes se designaba con el nombre de epidoto, y por esto se le ha conservado este nombre, incluyéndola, como es natural, en el género que también lo lleva. Resulta de aquí que la palabra epidoto designa dos cosas: el género y una especie de él, la más abundante y la que primero se descubrió.

El género epidoto se divide en dos grupos: el de los epidotos ortorrómbicos y el de los monoclinicos. El primero comprende una sola especie, la *Zoisita*, aun cuando algunos le añaden una variedad, la *Thulita*. El segundo, o sea el monoclinico, comprende tres especies: la *Piedmontita*, el *Epidoto propiamente dicho* y la *Allanita*. Se consideran variedades de estas especies la *Clinozoisita*, la *Withamita* y, según algunos, autores, también la *Fouqueita*.

Los caracteres que hemos descrito para la especie de esta región corresponden en un todo con los del *epidoto propiamente dicho*.

MICACITAS CON CLORITOIDE

Las rocas que forman este tramo son las más difíciles de determinar primero y estudiar después de cuantas integran el terreno estratocristalino de esta región. Es debido esto a dos causas: la primera, a que el mineral que domina en ellas, el cloritoide, se descompone con suma facilidad en su similar otreilita, en clorita y en derivados de ésta, que se entremezclan e imposibilitan, o poco menos, la determinación de sus constantes

ópticas. Es la segunda, que además del cuarzo y el cloritoide, elementos fundamentales de estas rocas, entran también en ellas otros varios, como la muscovita, la biotita, la hornablenda y la caliza, que, por estar sus bancos en contacto con los de estas micacitas, nunca falta en ellos. Todos estos minerales aparecen más o menos alterados, sobre todo la caliza, que da lugar a la formación de escapolitas, que rellenan los huecos de los demás y se entremezclan con ellos, modificando su aspecto y, a veces, hasta sus caracteres.

No es posible tampoco separar al cloritoide puro para poderlo estudiar aparte, porque sus trozos, a más de ser pequeños, están siempre alterados y descompuestos.

Por todo esto hemos tenido que alterar en la descripción de estas rocas el método uniforme seguido hasta ahora para las demás. Hemos tenido que prescindir de la medida de constantes ópticas, cuyos resultados seguramente hubieran sido inexactos, y nos hemos limitado, como veremos a continuación, a describir los caracteres que resaltan en la roca, acompañándolos de cuatro microfotografías (figuras 29 a 32) que reproducen los aspectos más frecuentes de ellas. Hemos pensado que ha de ser más práctico comparar lo que el lector vea en rocas similares, con lo que muestran dichas microfotografías, que extendernos en largas descripciones, difíciles de explicar y de entender en casos como éste.

El aumento de las cuatro figuras es el mismo: 68 diámetros, y están tomadas de rocas recogidas *in situ*, como es natural e indispensable en este caso, y después de haber arrancado más de medio metro de los crestones para adquirir seguridad de que los ejemplares no estaban alterados por las acciones atmosféricas. Proceden de bancos de micacitas próximos a las calizas, como todos los del tramo, pero lo suficientemente alejados de aquéllas para que la proporción de caliza en las micacitas no excediese de la normal.

En las cuatro microfotografías existe cloritoide en mayor o menor proporción. En las 29 y 30 hay, además, bastante anfíbol, y en las 31 y 32 predominan los minerales derivados de calizas.

Las micacitas con cloritoide se presentan en bancos de poco espesor, a lo sumo 10 metros, intercalados entre las capas superiores de la caliza dolomítica con las cuales alternan. Es frecuente encontrar bancos lenticulares de estas micacitas, que miden 1 ó 2 metros en su parte más ancha, y que se van adelgazando hasta desaparecer entre las capas calizas que los envuelven por todos lados.

La roca es de aspecto abigarrado, con textura irregular, muy diferente de la gneísica, que ofrecen las demás micacitas. En las cloritoideas no se ven capas de cuarzo alternando con las de mica y otros minerales, sino una mezcla confusa de aquél con éstos, en la que por rara excepción se ven algunos granos blancos de cuarzo aislados.

El color de la roca es siempre oscuro, predominando los tonos rojizos y azulados. La fractura es siempre irregular y nunca hojosa, como cuando las capas alternan con regularidad. Esto lo reproducen en parte las figuras 29 a 32, y si se las compara con las que representan otras micacitas, por ejemplo, con las 13 a 16, se observará en seguida la diferencia de textura.

Ya hemos dicho cuáles son los minerales que entran en la composición de estas rocas. Los dominantes son el cuarzo y el cloritoide. A veces la proporción de hornablenda es grande, pero no hasta el punto de que se la deba considerar como constituyente propiamente tal. Otro tanto se puede decir de las escapolitas.

El cuarzo (figuras 30 y 32) no difiere nada del de las demás micacitas. Los minerales accesorios y accidentales han sido ya descritos o se describirán en las rocas en que se presenten bien caracterizados. El cloritoide es, por lo tanto, el único que de-

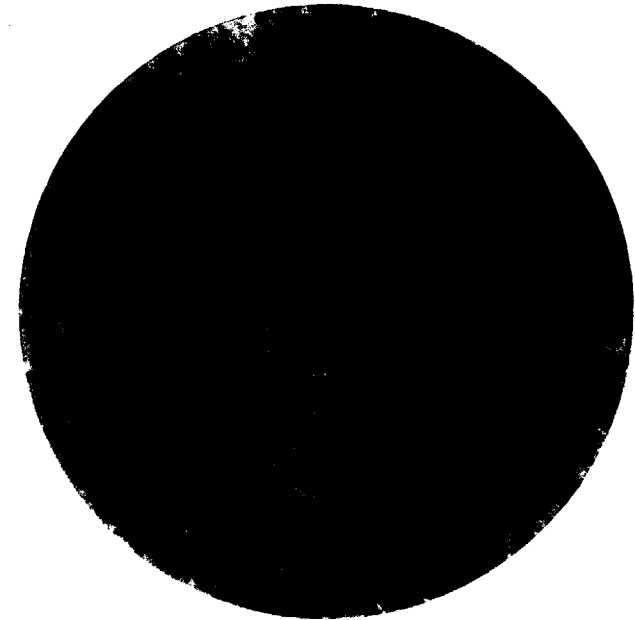


Fig. 29 (x. 68)
Micacita con cloritoide y anfíbol.

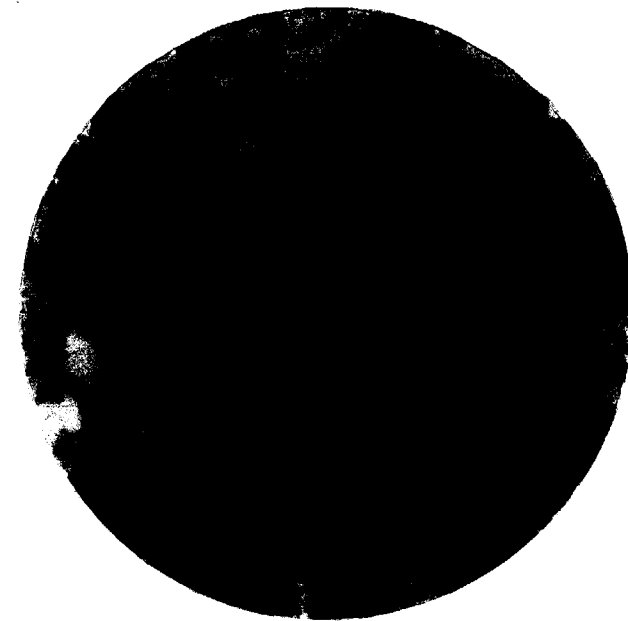


Fig. 30 (x. 68)
Micacita con cloritoide y anfíbol.

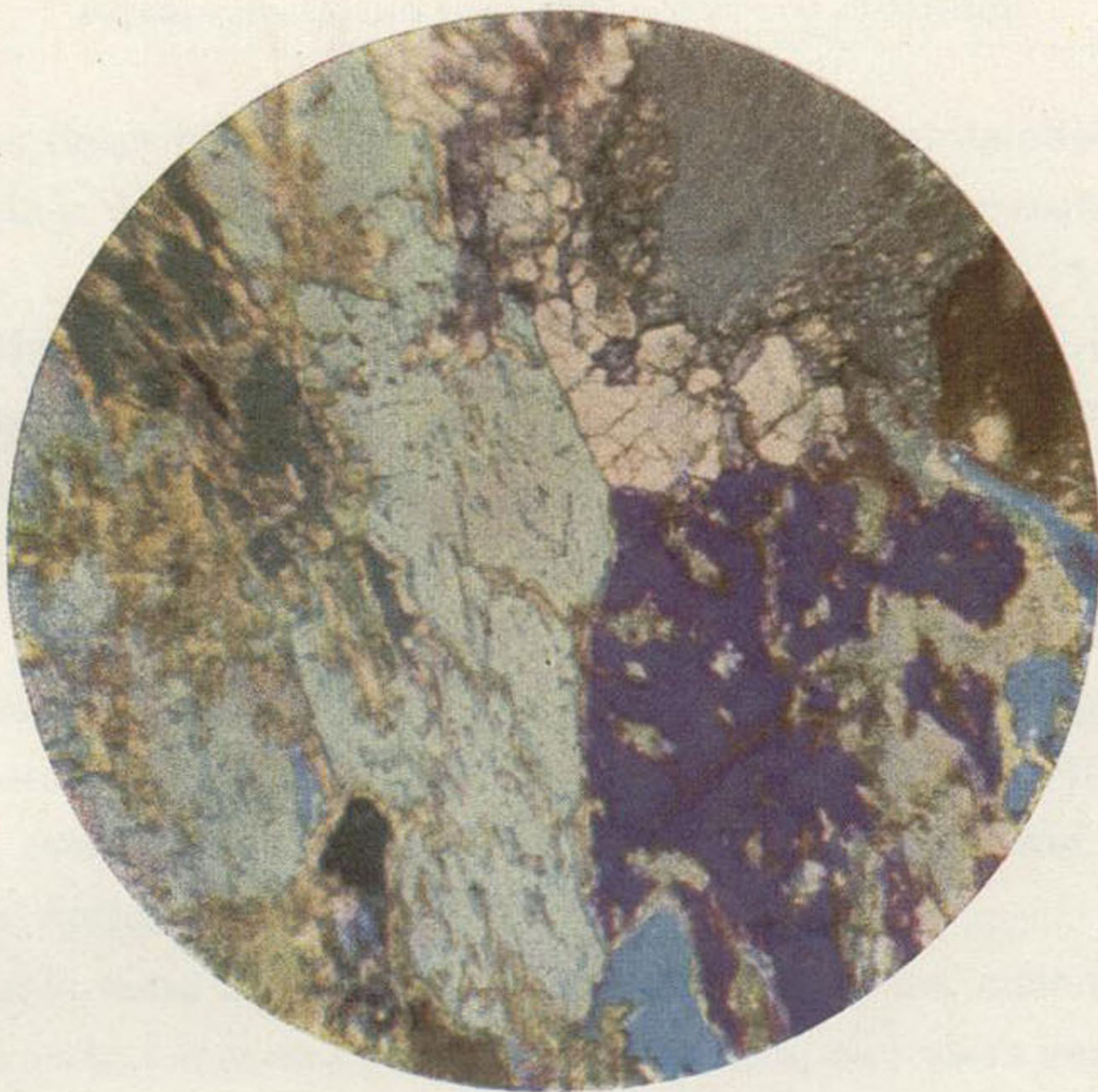


Fig. 29 (x. 68)
Micacita con cloritoide y anfíbol.

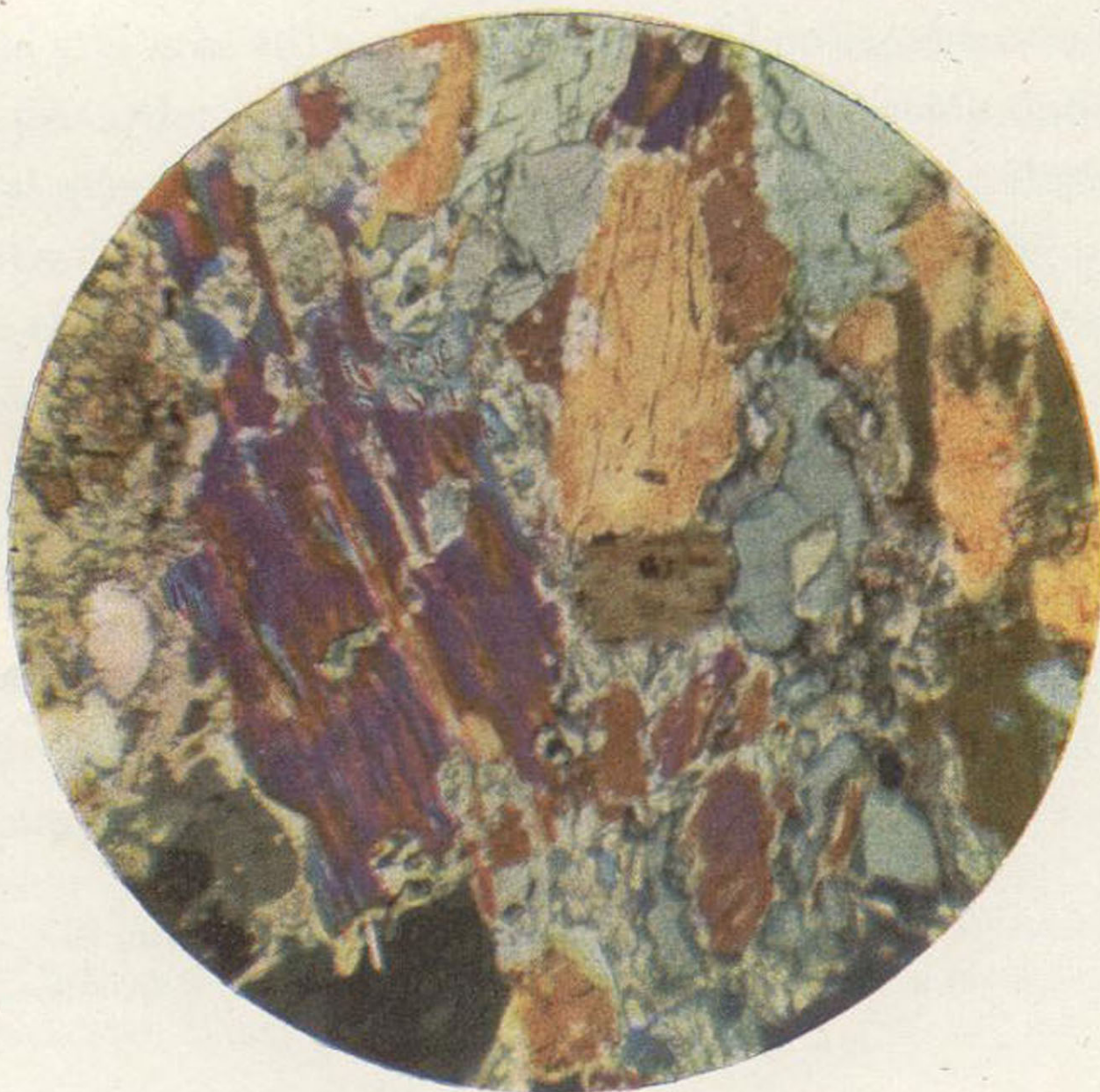


Fig. 30 (x. 68)
Micacita con cloritoide y anfíbol.

bemos describir, no sólo por su abundancia, sino también por ser ésta la única roca del estratocristalino en que se presenta (1).

Cloritoide.—El cloritoide está irregularmente distribuido en la roca en forma de laminillas delgadas, con sus contornos angulosos una veces y redondeados otras, pero siempre irregulares y sin trazas de caras cristalinas (fig. 29). El tamaño de estas láminas varía entre dos o tres décimas y 5 a 6 milímetros. Es frecuente encontrar grupos grandes de laminillas que con luz natural parecen una sola, y luego, al intercalar los nicoles, se ve están compuestos de muchas de ellas, con distinta orientación óptica (fig. 30).

En la masa de la roca el color del cloritoide, cuando por acaso se lo encuentra puro, es azul intenso, con visos verdes, y posee un brillo vítreo notable. En las preparaciones microscópicas este color casi desaparece si se las alumbra con luz natural; pero si se intercala el polarizador se percibe en seguida el policroísmo, que es, tal vez, el carácter más saliente de este mineral y el más útil para identificarlo. El policroísmo se traduce en tres colores distintos, según sea la dirección óptica del mineral que coincida con el plano de vibración del polarizador. Si dicha dirección es la n_z , el color es amarillo claro; si es la n_m , el color es azul, y, por último, es verde si la dirección es la n_p .

Los trozos de cloritoide tienen un crucero muy fácil, según p , que, al partir el mineral, da láminas delgadas, semejantes a la de la mica. En estas láminas es fácil, por medio de un cincel fino, obtener roturas a lo largo de otro crucero menos fácil que el p , paralelo a las caras del prisma. En las preparaciones sólo muy rara vez se ven estos cruceros.

(1) Las pizarras satinadas con cloritoide descritas por algunos autores son cambrianas y radican en parajes que están fuera de la región que estudiamos.

En algunas preparaciones se ven maclas polisintéticas, con líneas de separación limpias. El ángulo de extinción a uno y otro lado de las líneas citadas es de 27 grados.

Los colores de polarización varían desde el amarillo del primer orden al azul del segundo (figuras 29 a 32), predominando los rojos.

La bisectriz aguda es casi siempre positiva, y, algunas veces, negativa; pero este carácter está en la categoría de los dudosos por ser punto menos que imposible encontrar trozos puros de cloritoide.

El plano de los ejes ópticos está en g^1 , aun cuando en ocasiones parece formar un pequeño ángulo con esta cara. Este carácter y las irregularidades que se observan en la extinción nos llevan a suponer que este cloritoide no es monoclinico, sino triclinico, aun cuando el ángulo de inclinación de g^1 sobre p sea pequeño.

La inmensa mayoría de los trozos de cloritoide están epigenizados, y esta epigénesis afecta diversas formas. La más frecuente es la alteración en clorita fibrosa o palmeada, acompañada de muscovita en manchas pequeñas y de granillos de caolín (fig. 24). Aun cuando el trozo de cloritoide esté epigenizado sólo en sus bordes, todo él ha sufrido un cambio que altera sus caracteres ópticos. Otra epigénesis es la de transformarse en laminillas muy pequeñas, a causa de regueros de sustancias extrañas que penetran por las grietas y cruceros, subrayándolos y absorbiendo parcialmente al cloritoide (fig. 30). Cuando hay trozos de hornablenda en contacto con los de cloritoide, hay reacción mutua entre ellos, resultando minerales mixtos y perdiendo la hornablenda su dichroísmo y parte de sus colores de polarización (fig. 30, parte izquierda). Pero cuando más modificaciones ocurren es cuando las micacitas con cloritoide contienen caliza. Ésta tiende a transformarse en escapolitas (figura 32), absorbiendo parte del cloritoide incluido en ella y trans-



Fig. 31 (x. 68)
Micacita con cloritoide y escapolitas.

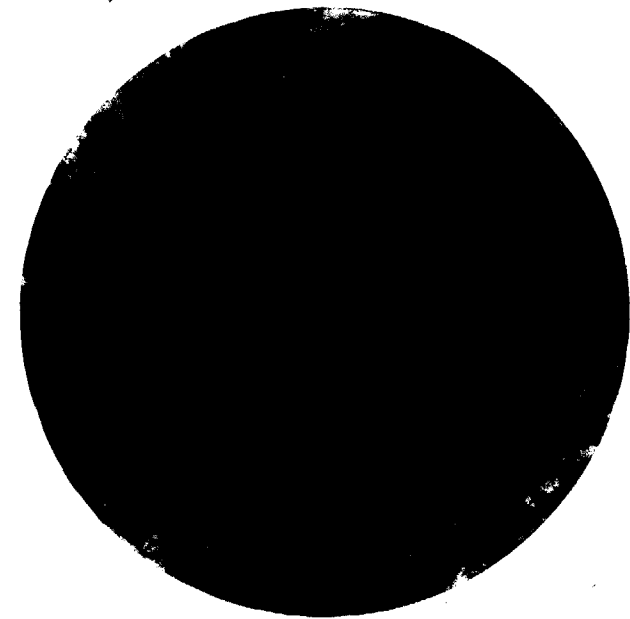


Fig. 32 (x. 68)
Micacita con cloritoide y escapolitas.

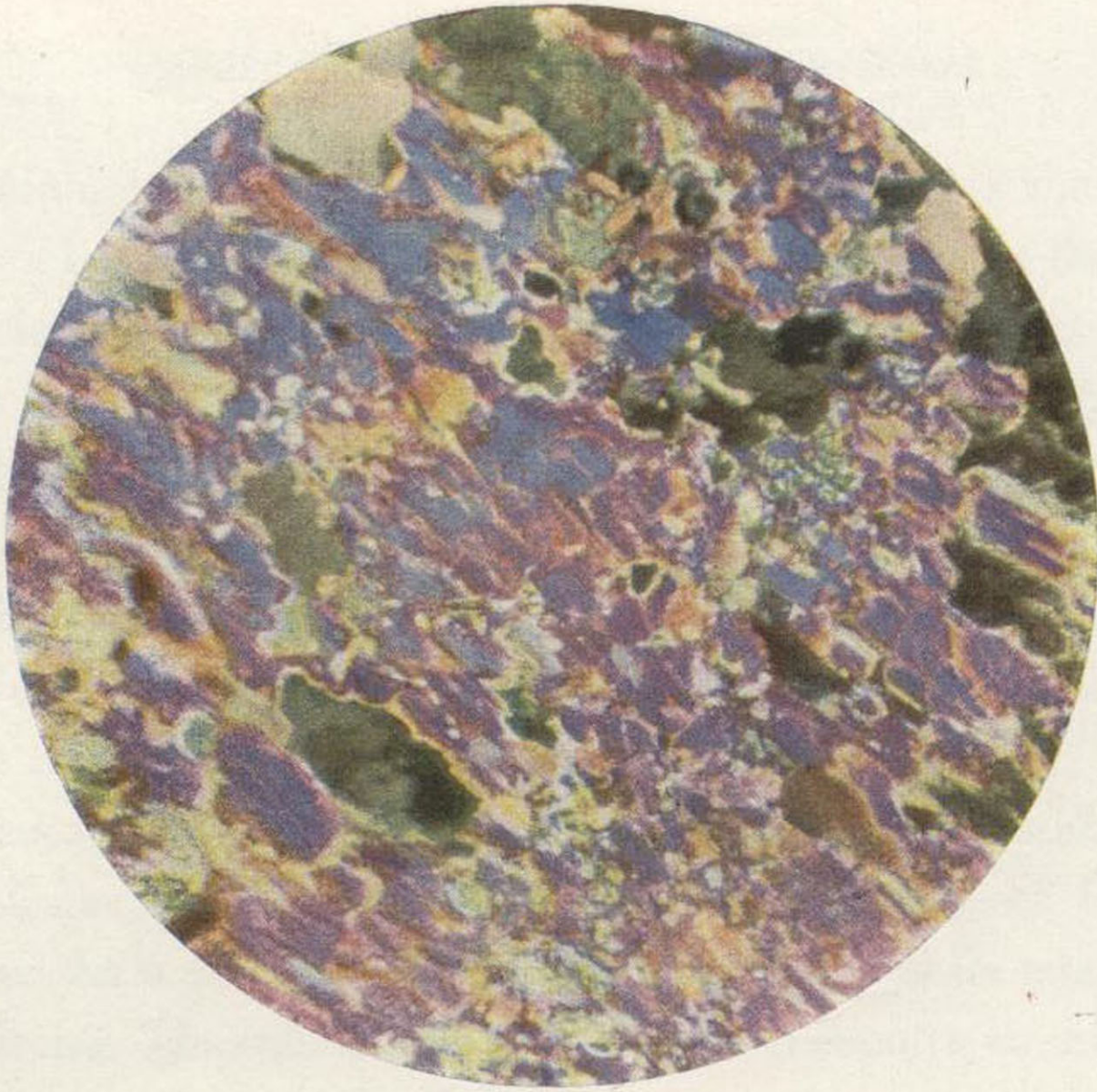


Fig. 31 (x. 68)
Micacita con cloritoide y escapolitas.

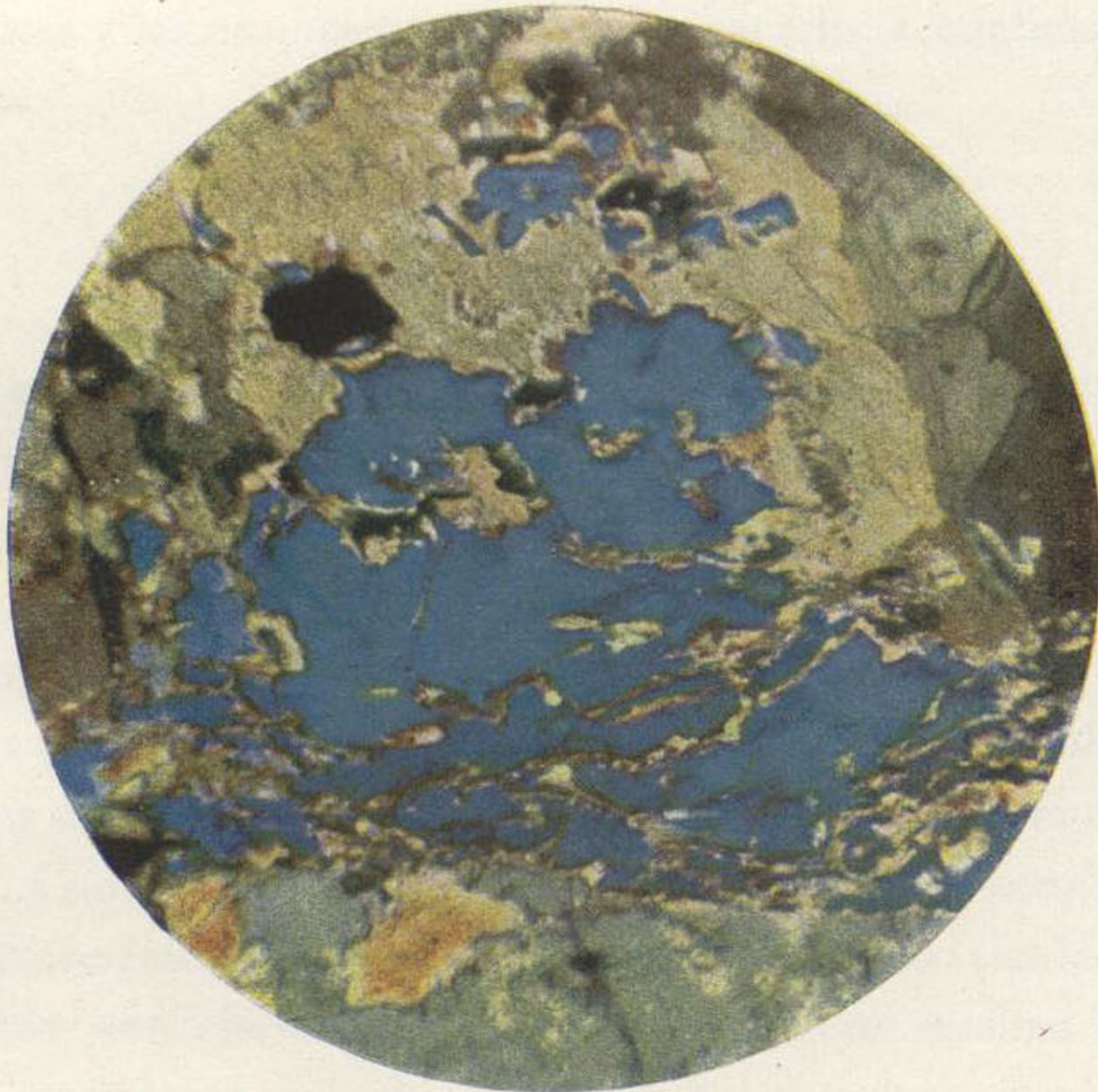


Fig. 32 (x. 68)
Micacita con cloritoide y escapolitas.

formándolo en una clorita impura, casi amorfa. Otras veces se forman a lo largo de las grietas del cloritoide regueros de una sustancia análoga a la clorita, que acabamos de describir; pero que en vez de ser amorfa, o casi amorfa, polariza en rojo o amarillo (fig. 31, parte izquierda). Por último, en estas micacitas cargadas de caliza es frecuente ver trozos de cloritoide, que parecen inalterados, pero que han perdido su policroísmo y al mismo tiempo sus colores de polarización vivos, que han pasado a ser grises o amarillos (fig. 31, parte derecha).

Tales son los caracteres que hemos podido observar en este mineral, que tan alterado se presenta en estas rocas. El lector no debe dar a estos caracteres otro valor que el de una guía para intentar identificarlo, si por acaso lo encuentra en micacitas o pizarras de otras localidades.

Las micacitas granatíferas que se presentan en esta parte del tramo las hemos descrito ya, porque su semejanza con las feldespáticas y las normales nos inclinó a hacerlo a continuación de éstas.

CUARCITAS EPIDOTÍFERAS

Estas rocas (figuras 33 y 35) son de las mejor caracterizadas en la región y de las que con más constancia mantienen su fácies especial. Sólo cuando están en contacto con las anfibolitas pierden parte de sus caracteres transformándose en rocas mixtas entre ambas (fig. 38).

El aspecto de estas rocas es bellissimo e inconfundible. Su color es una mezcla de blanco y verde botella, ambos muy brillantes. Como la roca es dura y los minerales que la componen son difícilmente alterables, el aspecto descrito no cambia por la acción atmosférica, y los bancos de cuarcita resaltan sobre los de otras rocas inmediatas a ellos, destacándose a primera

vista. Son bancos regulares que en las laderas sobresalen en forma de crestones debido precisamente a lo mismo que acabamos de decir, a que son más duros e inalterables que los demás.

Los minerales dominantes son el cuarzo y el epidoto (fig. 33). Este último domina siempre en la roca, habiendo bancos de ellas en los que la proporción de epidoto a cuarzo es de 4 a 1. Estas rocas deberían llamarse *epidotitas* más bien que cuarcitas, pero este nombre, introducido en la petrografía por Cordier, no ha llegado a generalizarse.

Además de los dos minerales principales hay en estas cuarcitas algunos accesorios como la muscovita, la clorita y la actinota en fibras que no faltan casi nunca, pero que entran en pequeña proporción. Los tres se presentan cementando los granos de cuarzo unos con otros. En los bancos de cuarcita en contacto con los de anfibolita, la proporción de estos minerales aumenta un tanto.

Por último, en estos mismos bancos de contacto, y sólo a título de accidental, suele presentarse el granate almandina, igual al que, en unión del cuarzo, forma las micacitas granatíferas y con caracteres de relación con los demás minerales que prueban es anterior a la formación de la roca.

La manera de repartirse el cuarzo y el epidoto no es siempre la misma. Unas veces los cristales de epidoto toman cierta orientación paralela al plano de las capas; orientación un tanto confusa y no tan regular como en los gneises y micacitas granatíferos, pero sí la suficiente para dar a la roca cierta apariencia hojosa. Los granos de cuarzo se intercalan entre los de epidoto rellenando sus huecos. Esta textura la reproduce la microfotografía 33. Otras el epidoto se concentra en nidos grandes rodeados de cuarzo, y sus cristales se entrecruzan con orientaciones distintas (fig. 35). Las rocas en que esto sucede son siempre pobres en cuarzo. Otras veces, por último, es el cuarzo el que se reúne en nidos, siempre pequeños, y el epidoto ocupa

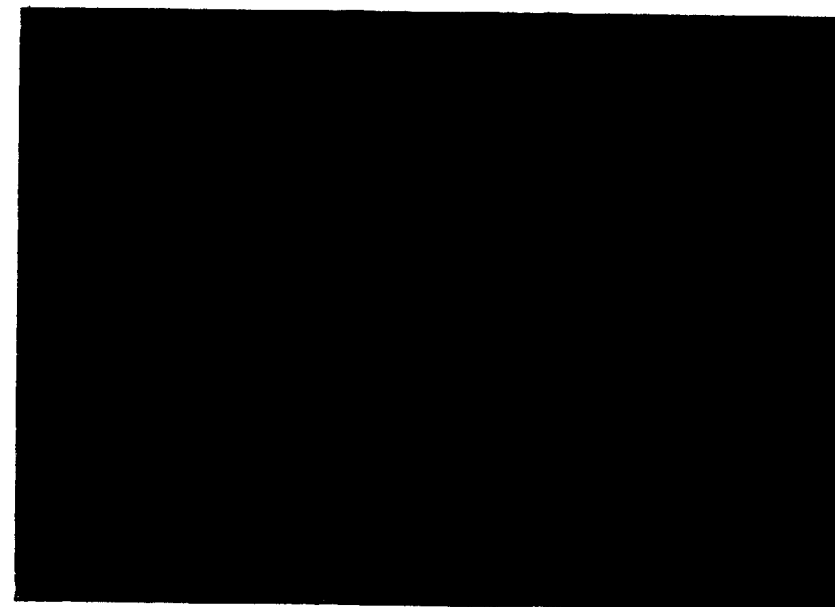


Fig. 33 (x. 20)
Cuarcita epidotífera.

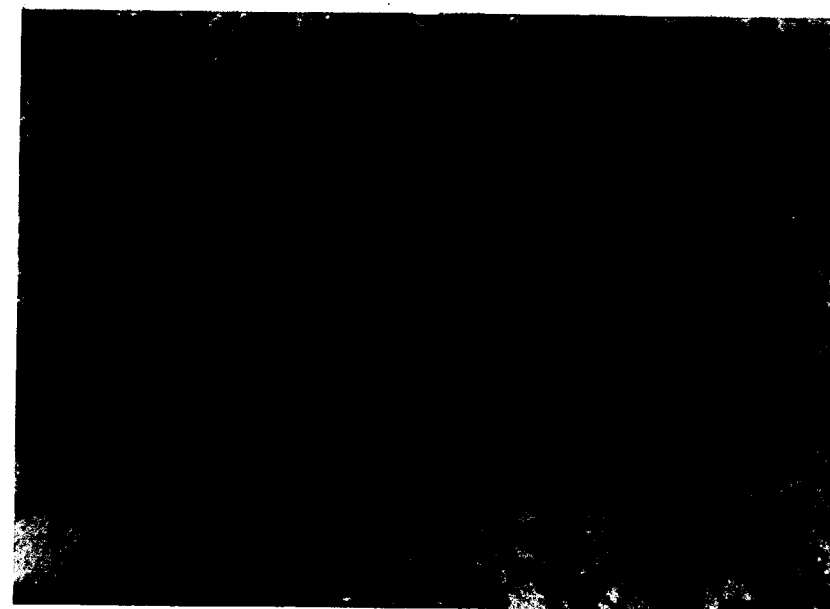


Fig. 34 (x. 20)
Anfibolita.



Fig. 33 (x. 20)
Cuarcita epidotífera.

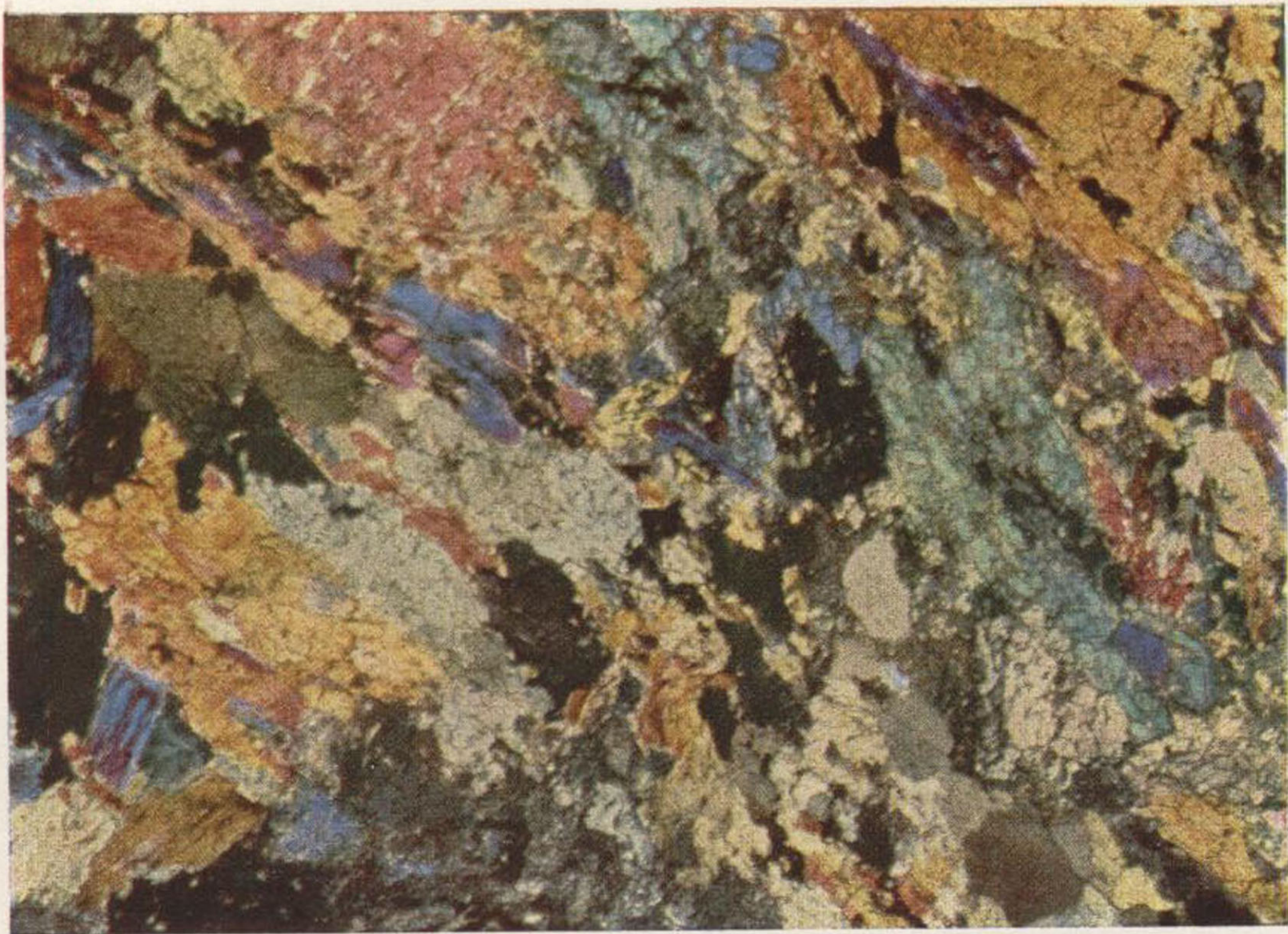


Fig. 34 (x. 20)
Anfibolita.

los huecos entre estos nidos. Esta última disposición es la más rara de todas y sólo la hemos observado en unas cuarcitas próximas a Cómpeeta.

Ya hemos dicho al describir las calizas con epidoto que este mineral se presenta en ellas mejor cristalizado que en las cuarcitas. Esto se ve bien comparando las figuras 33 y 35 con las 27 y 28. Los cristales de epidoto en las cuarcitas están terminados casi siempre por contornos irregulares, y sólo por excepción se ven en ellos trazas de caras cristalinas. Las fracturas transversales, normales a la dirección de alargamiento, nunca faltan en estos granos y son el carácter que más resalta en ellos. Los demás caracteres ópticos los hemos expuesto al describir este mineral y son los mismos para el de las calizas que para el de las cuarcitas. Los granos de cuarzo tampoco difieren de los ya descritos al tratar de las micacitas y los gneises. Generalmente no hay cemento entre ellos. Cuando por excepción lo hay está formado por muscovita y los demás minerales citados antes.

Algunas capas de cuarcitas contienen caliza. Cuando así es, la roca toma textura un tanto hojosa, alternando las capas de caliza, siempre delgadas, con las formadas por la mezcla un tanto confusa de los granos de cuarzo y epidoto.

ANFIBOLITAS (1)

Estas rocas (figuras 34, 36 y 37) se presentan en capas delgadas, intercaladas entre las cuarcitas y micacitas del tramo superior del estratocristalino y en estratificación concordante con

(1) Nos referiremos en la descripción de estas rocas únicamente a las anfibolitas estratocristalinas, y prescindiremos de otras anfibolitas que se presentan en el cambriano, en las que el anfíbol dominante es la actinota, que desde el punto de vista estratigráfico distan mucho de las primeras, y no hay razón para incluirlas en nuestro trabajo.

ellas. El mejor sitio para estudiarlas es la vertiente SO. de sierra Almirante.

Son, como las cuarcitas, rocas de textura irregular, en las que rara vez se nota la distribución en capas de los minerales componentes. Lo normal en ellas es mostrar un conjunto de cristales muy pequeños, de color verde salpicado de puntos blancos y distribuidos sin sujeción a orientaciones fijas. La figura 34 muestra aumentado a 20 diámetros el aspecto de estas rocas.

Su fractura es irregular y brillante, y su color, como hemos dicho, un verde esmeralda de tono más claro que el verde botella oscuro del epidoto de las cuarcitas, a las cuales vienen asociadas con frecuencia las capas de anfibolita.

Cabe establecer en estas rocas dos grupos distintos: el de las anfibolitas con hornablenda y el de las anfibolitas con glaucófano o anfíbol sódico. A simple vista es punto menos que imposible distinguir las rocas de un grupo de las del otro, pero con el microscopio se observa en seguida la diferencia (figuras 36 y 37).

Es frecuente que ambos anfíboles se encuentren juntos en las rocas; pero en este caso, uno de ellos predomina tanto que el otro pasa a la categoría de mineral accidental. Además, estas rocas con dos anfíboles son una excepción. Lo general es que contengan uno solo, con exclusión del otro (figuras 36 y 37).

El mineral dominante es el anfíbol, hornablenda o glaucófano, que forma casi la totalidad de la roca. Asociados a él, y en proporción siempre pequeña, vienen el cuarzo, la ortosa, la muscovita, la clorita y el epidoto. En algunas rocas de tránsito, en contacto con las cuarcitas y micacitas, se encuentra también el granate.

La hornablenda, como ya dijimos al tratar de las calizas dolomíticas, tiene los mismos caracteres en estas rocas que en aquéllas (figuras 26, 34 y 37), y por ello no necesitamos des-

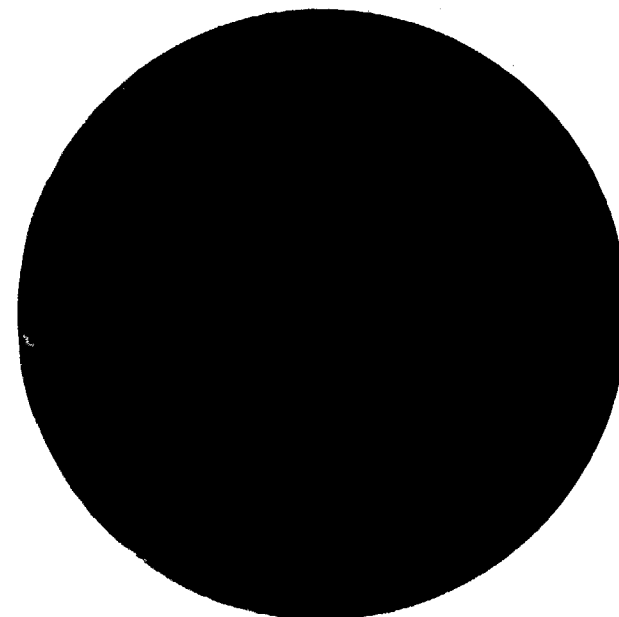


Fig. 35 (x. 68)
Nido de epidoto en una cuarcita.

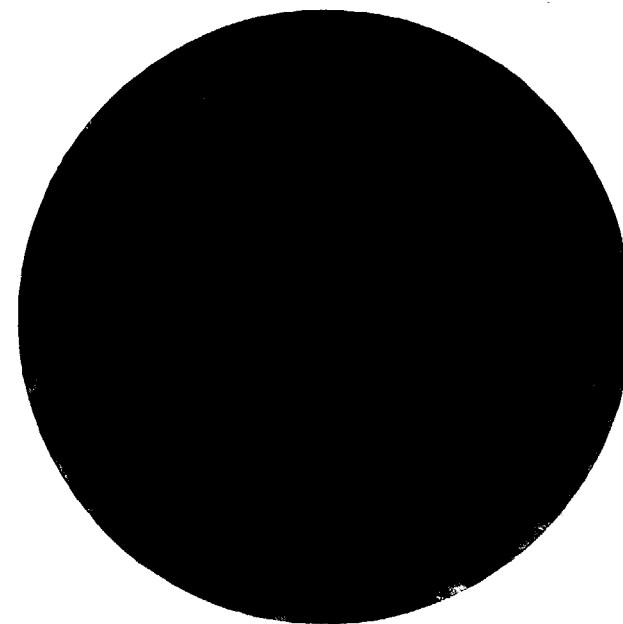


Fig. 36 (x. 68)
Glaucófano en una anfibolita.



Fig. 35 (x. 68)
Nido de epidoto en una cuarcita.

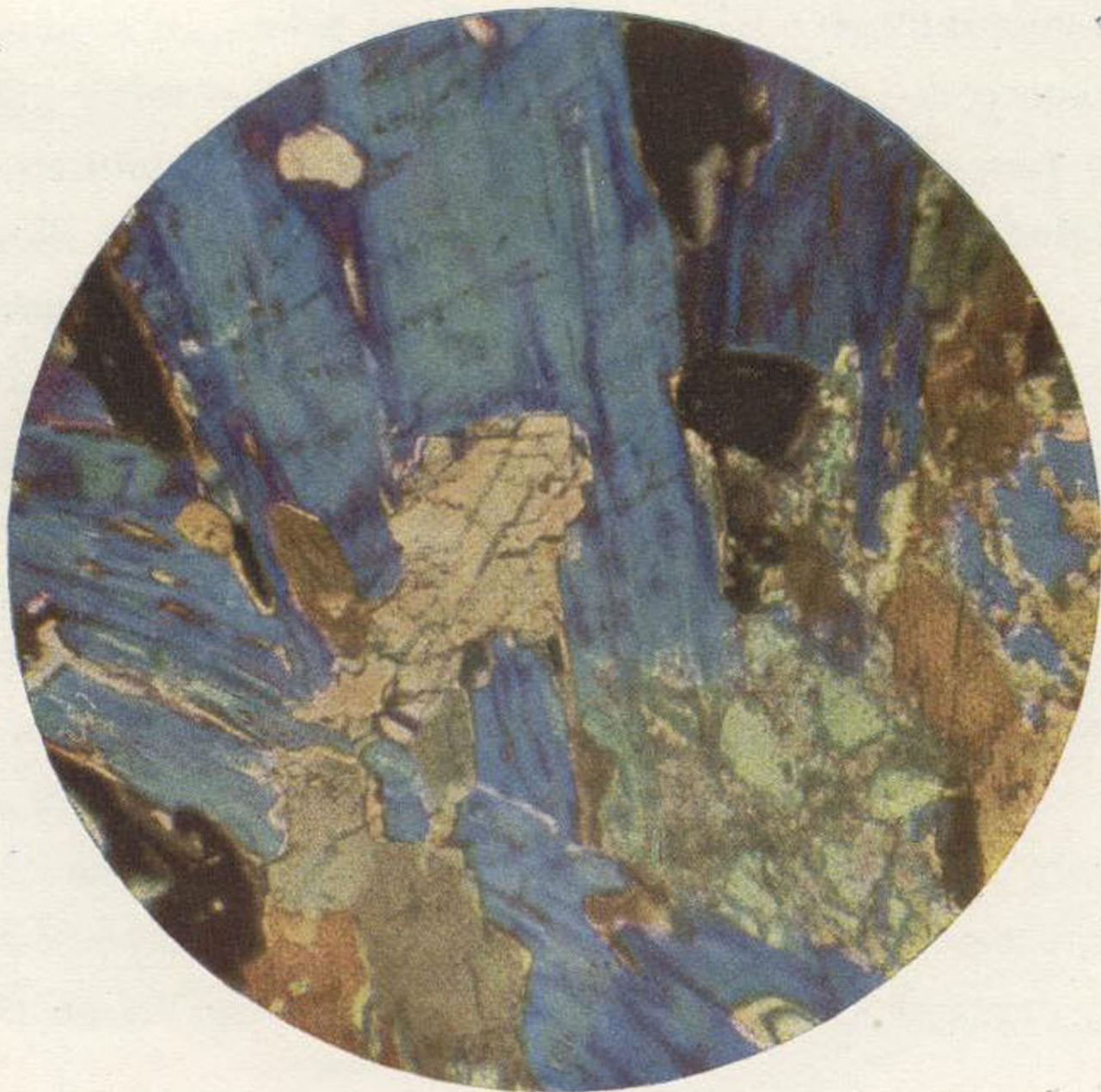


Fig. 36 (x. 68)
Glaucofano en una anfibolita.

cribirla. El cuarzo, la ortosa, la muscovita y el epidoto tampoco ofrecen caracteres que los distinguan de los de otras rocas. Por lo tanto, ceñiremos nuestra descripción mineralógica al glaucófano, único mineral no descrito hasta ahora.

Glaucófano o Anfíbol sódico (fig. 36).—Se presenta en trozos alargados exactamente lo mismo que la hornablenda, y guardando las mismas relaciones de posición que ésta con los demás minerales de la roca. A no ser por el color, y sobre todo por el policroísmo, los dos minerales se confundirían uno con otro a primera vista.

Los trozos de glaucófano, aun en las preparaciones más delgadas, alumbrados con luz natural, tienen un color ligeramente azulado, muy distinto del amarillo o amarillo verdoso claro de la hornablenda. Cuando se intercala el polarizador aparece el marcado policroísmo del glaucófano en la siguiente forma: Plano de vibración del polarizador paralelo a la dirección n_g del mineral, color azul intenso casi índigo. Plano de vibración paralelo a n_m , color verde azulado. Plano de vibración paralelo a n_p , color amarillo paja bastante intenso. Las preparaciones que contienen los dos anfíboles son muy útiles para observar la gran diferencia del policroísmo entre los dos y habituarse a reconocer los colores característicos del glaucófano.

Los cruceros paralelos a mm se ven en muchos de los trozos, y en las secciones paralelas a la base p forman el enrejado rómbico propio de los anfíboles. No hemos visto maclas en ningún trozo de glaucófano.

Los colores de polarización son más vivos que los de la hornablenda, dominando los azules y verdes del segundo orden (fig. 6.*).

El ángulo de extinción es el característico del glaucófano. Lo hemos medido repetidas veces, tomando como línea fija la traza de los cruceros m , y en secciones exactamente paralelas

a g^1 , sobre la platina de Fedorow. Los resultados han sido siempre 4 ó 5 grados. El signo óptico es negativo.

La birrefracción y los índices se han obtenido por medidas directas con el comparador y el refractómetro, empleando trozos de glaucófano procedentes de Canillas de Albaida. Las cifras obtenidas han sido:

$$n_g - n_p = 0,021$$

$$n_g = 1,641, n_m = 1,637, n_p = 1,620$$

Los ejes ópticos situados en un plano paralelo a g^1 forman entre sí un ángulo:

$$2 \mathcal{V} = 58^\circ 36'$$

En las anfibolitas propiamente dichas no hemos visto indicios de epigénesis en este anfíbol, pero, en cambio, en esas mixtas que ya hemos mencionado, que se encuentran en el contacto entre las anfibolitas y las cuarcitas, es regla general que el anfíbol, ya sea hornablenda ya glaucófano, esté epigenizado y a veces descompuesto en totalidad.

La figura 38 reproduce el aspecto más frecuente de estas rocas mixtas (1). Los anfíboles se transforman en un mineral fibroso con caracteres ópticos confusos que conserva, sin embargo, el de la extinción oblicua respecto a la dirección o eje de las fibras. La clorita acompaña casi siempre a este mineral, probablemente como última etapa de su epigénesis.

La biotita, cuando la hay, está transformada parcialmente en muscovita, y en ocasiones esta última lo está a su vez en productos amorfos terrosos que se entremezclan con sus fibras.

(1) Esta microfotografía ha sido obtenida con los nicoles a 80 grados en vez de a 90. Se ha hecho así para que el granate (parte superior) se vea y no resulte completamente negro.



Fig. 37 (x. 68)
Hornablenda en una anfibolita.



Fig. 38 (x. 68)
Roca de contacto entre las cuarcitas y anfibolitas.

NOTA.—Los nicoles de esta microfotografía forman entre sí un ángulo de 80°, en vez de 90, para que los minerales isotropos, como el granate, no resulten completamente negros y se pueda ver su textura.

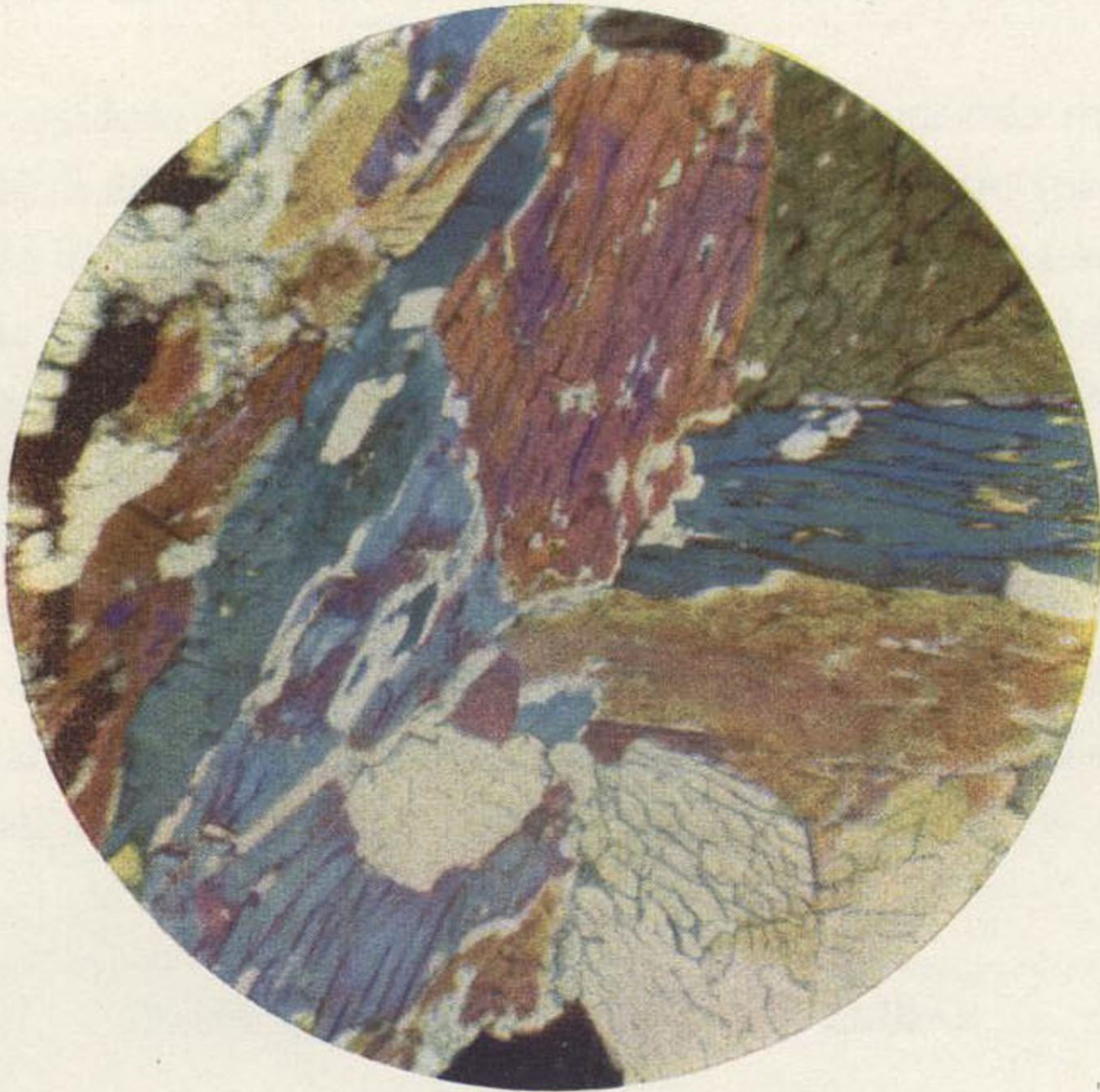


Fig. 37 (x. 68)
Hornablenda en una anfibolita.

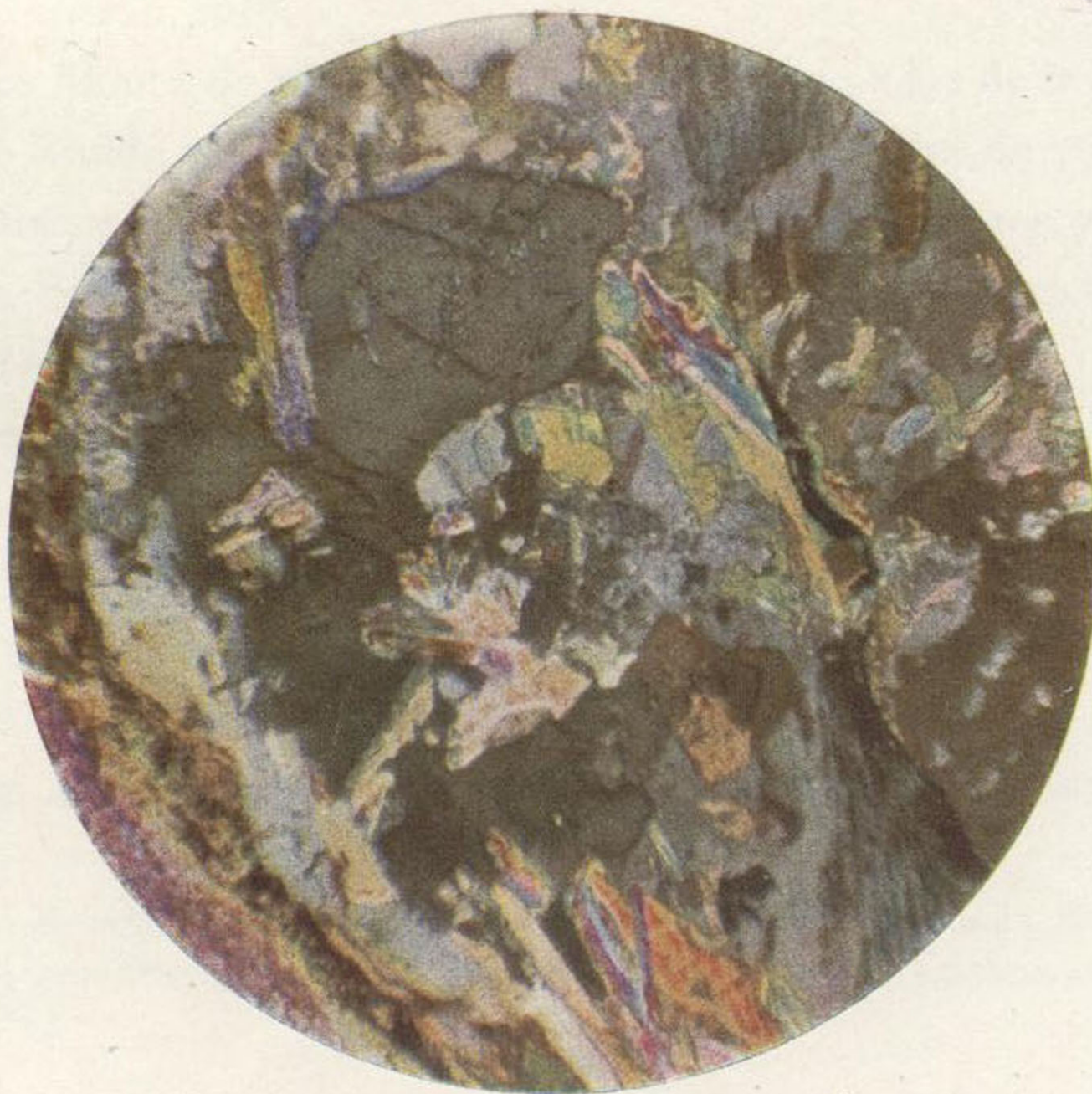


Fig. 38 (x. 68)
Roca de contacto entre las cuarcitas y anfibolitas.

NOTA.—Los nicols de esta microfotografía forman entre sí un ángulo de 80° , en vez de 90° , para que los minerales isótropos, como el granate, no resulten completamente negros y se pueda ver su textura.

El epidoto y el granate son los minerales que más resisten a la alteración que domina en estas rocas. El primero (parte izquierda de la figura 38) conserva su forma y sus caracteres. El granate (parte superior de la figura) los conserva también algunas veces, pero otras aparece rodeado de una aureola de cristales aciculares de anfíbol y feldespato, orientados perpendicularmente a la superficie del mineral, y éste pierde sus contornos rectilíneos tomando forma redonda y ovalada. En algunos casos esta transformación afecta al trozo entero de granate, que desaparece, dejando en su lugar un aglomerado radial de los cristales aciculares antedichos.

FILONES DE ROCAS BÁSICAS Y ÁCIDAS

Poco podemos añadir a lo que en el capítulo anterior hemos dicho sobre estas rocas. Los únicos filones básicos son los de diorita, y los ácidos están representados por los de granulitas y los de cuarzo puro.

Los filones de dioritas son iguales en todo a los de la Serranía de Ronda y a los que atraviesan la gran masa de pizarras cambrianas que se extiende entre el río Guadalhorce y el de Vélez. Preparaciones hechas de dioritas de las tres localidades son idénticas hasta tal punto que se confunden unas con otras. Su descripción petrográfica la hemos hecho en nuestro libro sobre la Serranía (1) y sería ocioso repetirla aquí.

Otro tanto debemos decir de los filones ácidos de granulitas. También se presentan de la misma manera que en la Serranía de Ronda y con iguales caracteres. En composición petrográfica sólo difieren en que la turmalina, elemento esencial de

(1) *Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda*. Memorias del Instituto Geológico de España, 1917. (La descripción empieza en la página 293.)

los filones de la Serranía, pasa a ser un mineral accidental en los de sierra Almirajara; pero cuando se presenta en un filón o en una parte de él, lo hace con los mismos caracteres que en dicha región (1).

Los filones de cuarzo ofrecen la particularidad de estar formados exclusivamente por este mineral, y no cabe relacionarlos con los de granulitas por ser muy distintas su manera de presentarse, sus dimensiones y su orientación. Atraviesan el estratocristalino y el cambriano, y sus caracteres, son idénticos en ambos terrenos. Su orientación es imposible fijarla, porque se dirigen en todos sentidos y, a veces, cambian de dirección cada pocos metros, afectando una forma sinuosa particular que no guarda relación ni con la estratificación ni con las diaclasas. Su espesor es mucho menor que el de los de dioritas y granulitas. Rara vez llega a medio metro, siendo lo más frecuente que esté comprendido entre 10 y 20 centímetros. Este espesor no es uniforme. De trecho en trecho el filón se ensancha, formando una bolsada elíptica que, a veces, supera en espesor al doble del de aquél. Su longitud es variable. Hemos podido seguir algunos más de un kilómetro, pero generalmente desaparecen a los 100 ó 150 metros de recorrido, terminando en un reguero estrechísimo. Son muy numerosos, contándose, a veces, 15 ó 20 por kilómetro cuando se camina perpendicularmente a la dirección media que afectan en un paraje dado.

Su composición petrográfica es siempre la misma: cuarzo puro cristalizado. Es regla general que en el centro de los ensanchamientos, citados antes, se formen a modo de geodas, con un pequeño hueco en el eje, cubiertas de cristales de cuarzo bien terminados y de la forma característica prismática. En las salvandas de estos filones y en las partes próximas a las paredes los cristales disminuyen de tamaño y pierden, más o

(1) Obra citada. (La descripción de estos filones empieza en la página 265.)

menos, sus contornos rectilíneos; pero sin llegar nunca a ser alotrimorfos, como lo son los granos de cuarzo de los gneises y micacitas. Además, la extinción en el cuarzo de estos filones es uniforme y no ondulada, o en mosaico, como en las rocas citadas.

Estas diferencias, las de composición mineralógica entre los filones y las rocas que atraviesan, y el hecho constante de ser siempre transversales a las capas, prueban que su formación, a más de ser posterior a la de éstas, lo es también a la total consolidación de las rocas y a sus fenómenos de metamorfismo; consecuencias que contrastan por cierto con las que se deducen del estudio de las otras dos categorías de filones y que expusimos en nuestro trabajo sobre la Serranía de Ronda antes citado.

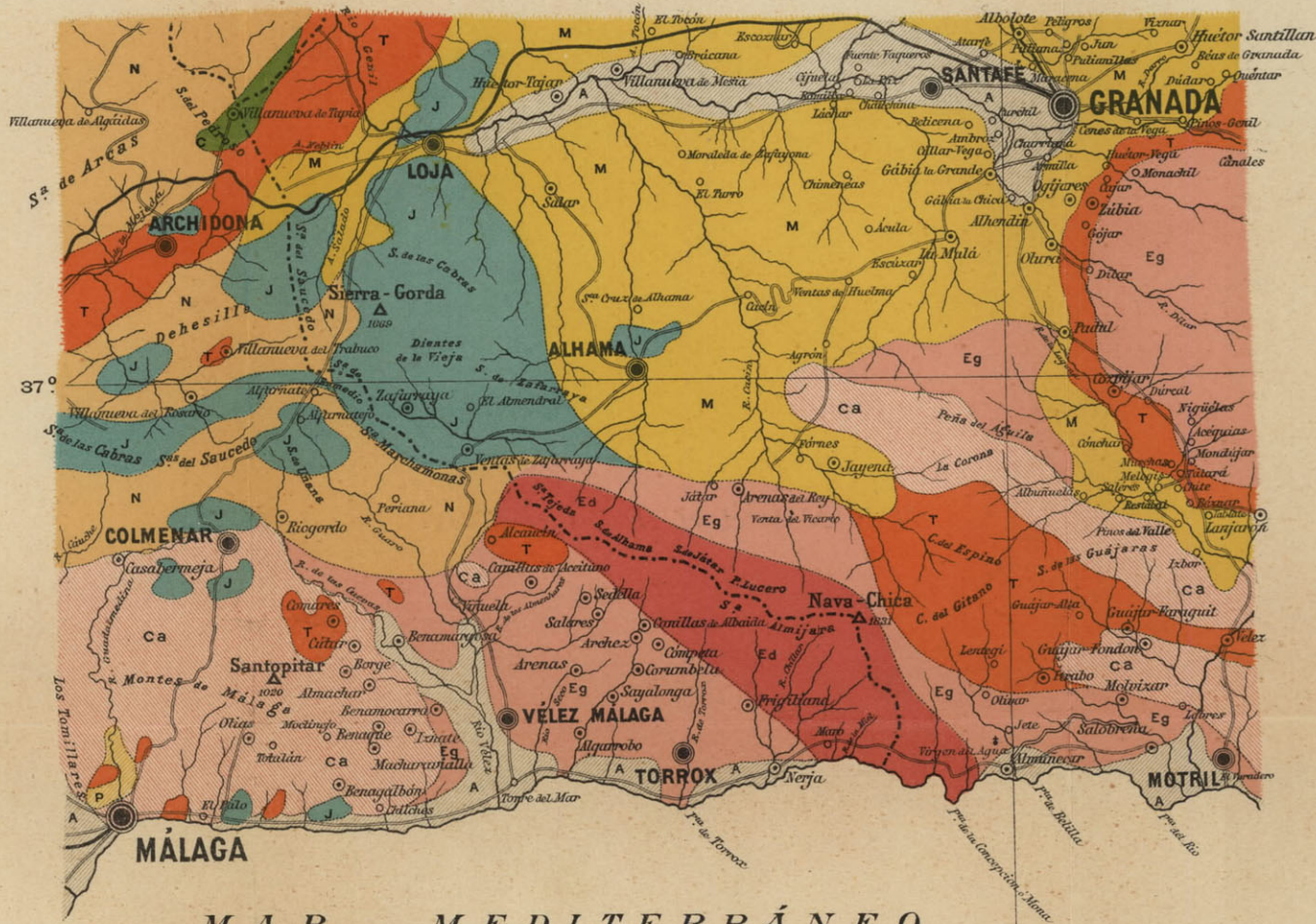
Abril 1922.

D. ORUETA

ESTUDIO PETROGRÁFICO DE SIERRA ALMIJARA Y DE LA PARTE OCCIDENTAL DE SIERRA NEVADA Y LAS ALPUJARRAS

BOSQUEJO GEOLÓGICO DE SIERRA ALMIJARA Y REGIONES LÍMITROFES.

Por D. Domingo de Orueta. Ingeniero de Minas.



EXPLICACIÓN

- A Aluvial y brechas cuaternarias.
- P Plioceno.
- M Mioceno.
- N Eoceno. (Numulítico)
- C Cretáceo.
- J Jurásico.
- T Triásico.
- Ca Cambriano.
- Eg Estrato cristalino (gneises y micacitas)
- Ed Estrato cristalino (calizas y dolomias)

Escala de 1:400.000

MAR MEDITERRÁNEO

NOTAS SOBRE LA COMPOSICIÓN DE LAS BLENDA

DE

CARTAGENA

POR

RICARDO GUARDIOLA

NOTAS SOBRE LA COMPOSICIÓN DE LAS BLENIDAS

DE

CARTAGENA

RELACIÓN EXISTENTE ENTRE LA TECTÓNICA Y LAS MINERALIZACIONES

Deberíamos dar a este epígrafe, para mejor comprensión de su verdadero alcance, un sentido marcadamente interrogativo; que la mineralización de los criaderos es un fenómeno natural; que no se debe a circunstancias caprichosas o casuales, sino a leyes físicas, en el amplio sentido que envuelve este concepto, no será ya, en el estado actual de nuestros conocimientos, puesto en duda por nadie. ¿Pero qué leyes son las que en cada momento presiden a estos fenómenos? ¿Qué factores concurren? ¿Qué medios para su comprobación tenemos a nuestro alcance?.....

Abundan los que creen que es quimérico encaminar por tales derroteros el estudio de los yacimientos minerales, no viendo en ellos más que el premio que el acaso otorga a los mineros afortunados.

Mucho ha contribuido a este escepticismo el prurito de los innovadores de hacer gala de originalidad, formulando nuevas teorías, algunas desprovistas de toda lógica o demostrando, por lo menos, una inconsecuencia con aquellas otras que, desde los comienzos de esta nueva ciencia que denominamos *Meta-*

logenia, resultan cada vez más en consonancia con la observación de los hechos y los descubrimientos incesantes que vienen realizando las ciencias actuales.

Consideramos, por lo tanto, en completa retirada a los partidarios de la secreción lateral o formación *per descensum* (1) que data de Werner y los neptunianos; y aceptamos, como único cuerpo de doctrina, el de las formaciones hidrotermales de Elie de Beaumont, tan notablemente expuesto y desarrollado por el sabio profesor de la Escuela de Minas de París L. de Launay, y a ella sometemos nuestra tesis y nuestros razonamientos. A la misma contribuyeron en amplia medida Gaylusac y Senarmont con sus experimentos, que nos proporcionaron el medio de reproducir artificialmente las particularidades de los filones y, sobre todo, los variados casos de paragénesis que constantemente presentan.

Son hechos prácticamente comprobados las emanaciones metalíferas, que tienen su punto de partida en las masas de rocas hipogénicas efusivas que originan las acciones neumatolíticas; la existencia de fuentes termales incrustantes, llevando sustancias minerales análogas o iguales a las que constituyen el relleno de los criaderos epigenéticos (2); la distribución de aquéllos y de los centros eruptivos antiguos, modernos y actua-

(1) No desconocemos que este medio de formación de los filones suele realizarse accidentalmente; por ejemplo, en los casos de secreción de ciertas sustancias que forman parte de la roca de caja o en la transmutación del relleno de los filones a distintas profundidades dentro de ésta.

(2) El Vesubio en una de sus recientes erupciones emitía fumarolas secas, que sublimaban cloruro doble de potasio y manganeso y también tenorita (óxido de cobre).

Las fumarolas ácidas de 100 a 500 grados producían cloruros de hierro y cobre y depositaban oligisto, resultante de la reacción a alta temperatura del vapor de agua sobre el cloruro de hierro. En algunas regiones volcánicas recientes se halla arsénico, boro y, excepcionalmente, mercurio, y en las aguas termales se encuentran álcalis, cal y magnesia, hierro, manganeso y barita en forma de sulfatos, sulfuros o carbonatos.

les sobre las grandes fracturas, y, por último, la presencia en éstas de aquellas materias minerales que son hoy objeto del laboreo.

Son, por lo tanto, indiscutibles la procedencia de las mineralizaciones de las regiones profundas del Globo, el transporte de las mismas por las aguas termales y la precipitación en las múltiples grietas que les han servido de conductos. Es decir, que el origen de los criaderos minerales hay que buscarlo necesariamente, indiscutiblemente, en los fenómenos eruptivos y geiserianos que han seguido en períodos de calma o de movimientos pausados a los grandes paroxismos que originaron los pliegues, las fracturas y los hundimientos, y, en general, las dislocaciones de los terrenos en las distintas épocas en que se reconoce tuvieron mayor intensidad estos fenómenos, ya huro-niana, ya caledoniana, herciniana o alpina.

Por lo tanto, existe una cierta dependencia entre las mineralizaciones y la estructura y naturaleza de los terrenos que las encierran, y es este el punto capital del problema que los geólogos se esfuerzan en descubrir; pues es claro, que una vez definida con exactitud esta dependencia y conocida la composición de un terreno y su forma de yacer respecto a otro de distinto carácter, circunstancias cuya determinación no es al presente un problema inabordable, y lo será cada vez menos por los rápidos progresos que se realizan hoy en tectónica, el localizar y reconocer un criadero se reduciría a un sencillo problema gráfico, sin que esto quiera decir que habría que olvidar el cálculo de probabilidades; considerando siempre un éxito en este empeño el acertar en una mayoría de casos, y sin perder el punto de vista de que todo resultado positivo o negativo en una exploración, será siempre beneficioso. Habremos de recordar a este propósito aquel proverbio que dice: «que vale más perder un buen negocio que aceptar otro malo», por lo que resultan indiscutibles las ventajas que obtendríamos de abando-

nar una mina sin temor alguno de perder una riqueza una vez comprobada su esterilidad.

Desde tiempos antiguos se reconoce la influencia favorable que las calizas ejercen sobre las mineralizaciones por fenómenos de metasomatose; así como la que ejercen la cohesión y elasticidad de ciertas rocas como las pizarras y cuarcitas que bien impiden, por poseer estas cualidades en sumo grado, la formación de grandes huecos, bien por ser excesivamente blandas obstruyen con sus detritus el paso de las aguas portadoras de los minerales, diciéndose *que las metalizaciones se favorecen en terrenos compuestos por rocas de dureza media*; condiciones que tienen grande aplicación a descubrir en un criadero conocido las bonanzas solucionadoras del problema de un pingüe disfrute, pero nunca para poner al descubierto los que puedan existir en un terreno inexplorado.

Se habla de esterilización o de enriquecimiento en profundidad, sin fijarse en cuál ha podido ser el límite inferior de ésta como consecuencia de la presión y de la temperatura o el superior por depuración total de aquellas aguas, al precipitarse las sales disueltas en su curso ascendente, como consecuencia de la disminución de estas mismas condiciones.

Únicamente por el estudio tectónico del terreno que nos conducirá a discernir sus movimientos de elevación o descenso, sus pliegues, sus fracturas y su derrumbamiento, se podrá adquirir una idea de aquellos límites. Pero es un antecedente de primera importancia, cuando existen intercalaciones visibles de rocas hipogénicas, la composición y textura de éstas, y lo es también la composición química y mineralógica de aquellos materiales metalíferos que forma el relleno de los criaderos.

Los Sres. L. Delaunay y G. Urbain presentaban en 1910 a la Academia de Ciencias de París una nota sobre la presencia, en blendas de muy distinta procedencia y antigüedad, de ciertos elementos característicos, valiéndose del análisis espectros-

cópico que permite determinarlas en cantidades inacusables por el análisis químico ordinario (1), cuyos elementos son característicos de la edad y profundidad originaria de aquellos minerales.

Forman éstos agrupaciones (paragénesis) dependientes de sus afinidades o de sus pesos atómicos, creyéndose que existen en las profundidades de nuestro geoide por orden de su densidad, y resultando en proporción a ésta su ascenso tanto más difícil, y, por lo tanto, su presencia tanto más rara, en la porción de la corteza que nos es accesible. Las inclusiones o interposiciones de estos elementos en la masa de los cristales de algunos minerales demuestran su existencia en el punto y momento de la cristalización y nos dan a conocer las condiciones del medio en que la misma haya podido tener efecto.

Los resultados que dichos señores obtuvieron, y que más adelante expondremos, no son rigurosos, no obstante haberse deducido de numerosas muestras; las conclusiones, habiendo sido establecidas por mayoría de resultados idénticos. Nuestros análisis, por el contrario, han sido en muy corto número, porque aspirábamos a obtener una seguridad absoluta en sus resultados, y nos hemos visto para ello obligados a encomendarnos a la pericia de dos distinguidos especialistas, los Sres. Hauser y Del Campo, de cuyo amable auxilio no nos era dable abusar; pero jamás hemos pretendido con este trabajo otra cosa que trazar el camino que, a nuestro juicio, debe seguirse en el estudio de los criaderos, si ha de tener éste por consecuencia el contribuir al perfeccionamiento de la nueva rama de las ciencias naturales que llamamos *Metalogenia*, sin

(1) Las mezclas en disolución, dando lugar a cristalizaciones, han debido comprender en la masa de los diversos cristales y entre sus poros pequeñas porciones de la disolución, conservando otros cuerpos, los cuales en períodos sucesivos han debido cristalizar también, constituyendo las impurezas e inclusiones que la *Mineralografía* descubre en un buen número de especies minerales.

creer que nos era dable alcanzar aún resultado alguno definitivo. Fácil es colegir que la composición de las blendas, que no son los únicos minerales que ofrecen esta particularidad, como va viéndose en el examen microscópico por reflexión de los minerales opacos, que se denomina *Mineralografía*, puede ayudar mucho a discernir estas relaciones entre los terrenos y los yacimientos minerales, y con ellas a deducir la extensión probable de las zonas mineralizadas aprovechables.

* * *

Expondremos, como preliminares, ciertas generalidades que conviene tener en cuenta.

Se distingue este distrito minero por la complicación aparente de sus criaderos, que se deriva de su variada forma, de su naturaleza y de su extraordinario número; pero a juzgar por los antecedentes recogidos hasta hoy, quizá de un modo excesivamente empírico, obedecen en su mayor parte a una sola acción eruptiva y se extienden, sin solución de continuidad, sobre una gran superficie, subordinándose al medio de tránsito, ya fracturas, ya contactos, fisuras reticulares, desoldaduras de estratos; bien impregnando, bien sustituyendo metasomáticamente, según su composición, los distintos minerales que componen los terrenos de caja.

La solución de nuestro problema en tales condiciones no podría ser más sencilla si la estrecha dependencia que existe entre las metalizaciones y los terrenos de caja nos fueran totalmente conocidos; pero, por desgracia, no es así, y la variedad y extensión de los fenómenos originarios de aquéllas impedirán por algún tiempo su completa explicación.

No sólo desde el punto de vista científico, sino por su aspecto industrial, es importantísimo este punto, pues el agotamiento de los minerales de plomo y su sustitución por los de zinc, en

las porciones más profundas y vírgenes de estos criaderos, exige, por tratarse de menas más pobres, el acometer el laboreo con mayor intensidad, determinando previamente sus reservas, así como instalar medios más perfeccionados, y, por lo tanto, más costosos, de disfrute y de separación o concentración de los minerales; y hasta recurrir a su beneficio en la localidad para mejorar las condiciones de venta de los mismos.

En apoyo de nuestra tesis y para mayor persuasión de quienes seguramente conocen el distrito de Laurium (Grecia), y carecen de referencias respecto al que es objeto de este estudio, porque aquél ha tenido gran notoriedad desde antiguo, siendo descrito con grandes detalles en todos los tratados de yacimientos metalíferos, haremos ver la extraordinaria semejanza que entre uno y otro existe; semejanza que nos atrevemos a atribuir a la análoga constitución de los terrenos en donde radican.

Un ligero examen comparativo nos ayudará a exponer cuanto a este respecto se nos ocurre.

Las calizas y las pizarras cloríticas o micacitas son capas alternantes en ambas regiones, y también en las dos se les superponen sedimentos mesozoicos.

Una capa metalífera sulfurada (B G P) se extiende al contacto de las calizas y pizarras, a cuyo yacimiento en Cartagena le llaman los mineros *manto borde*; e inferiormente intercalada entre las pizarras aparece la capa *Clemencia* del Laurium, que en Cartagena se denomina *manto de azules*.

Los minerales se distribuyen allí como aquí en zonas de naturaleza distinta; en el centro los sulfuros, a su alrededor los minerales manganesíferos, y en puntos irregularmente diseminados los fluoruros. Estos no han sido vistos hasta ahora en Cartagena sino accidentalmente.

La mineralización se localiza en los contactos y en fracturas de dirección NO. Se relacionan con rocas hipogénicas ácidas, si bien en el Laurium son granulitas post-cretáceas, y en Carta-

gena riolitas y andesitas terciarias, aunque también hay asomos de ofitas y doleritas triásicas.

En algunos parajes del primero de los distritos citados lo mismo que en el segundo, en el Gorguel existen vetas cuya metalización no desciende más allá del yacente de las calizas mármoreas, a lo sumo alcanzan una profundidad de 15 metros por bajo de éstas y hay también gran semejanza en su relleno que es casi exclusivo de galena en los filones que llaman en el Laurium *cruzadores*.

En los dos distritos se manifiesta evidentemente la disolución previa de la caliza por las aguas termales, originando los huecos que rellenaron después los compuestos metálicos disueltos en las mismas; debiendo hacer notar que las condiciones de presión y temperatura se manifiestan en oposición para uno y otro efecto, siendo probable que el primero tuviera lugar en un período de máxima intensidad, y el segundo después de un marcado y gradual descenso de las expresadas condiciones; y hemos de añadir que depósitos de tal magnitud y riqueza, que atribuimos a los fenómenos metasomáticos, se explican difícilmente de otra suerte (1).

(1) Se exagera sobre el papel de la metasomatose (oxidación, carbonatación e hidratación) en la génesis de los criaderos de las calizas. La sustitución de éstas por las sustancias metalíferas, reproduciendo en muchos casos la textura de la roca, se efectúa siempre por impregnación, disolviéndose en las aguas que la atraviesan el carbonato de cal molécula por molécula, y precipitándose en sustitución de éstos en cada punto, las del mineral sustituyente, con doble descomposición en muchos casos; pero como las calizas no son materiales permeables o muy porosos, estos fenómenos no pueden tener efecto sino a muy corta distancia de los huecos o canales de circulación, y forman sólo accidentes de la masa principal del criadero (nódulos o aureolas), que en su mayor parte se debe a rellenos de los huecos que en un período precedente hayan sido abiertos por disolución.

A menos que admitamos que los fenómenos de sustitución reconozcan por causa a grandes presiones, y, por lo tanto, se produzcan a gran profundidad, y quizá en algunos casos las formaciones de la caliza tengan este mismo carácter, siendo originariamente compuestas de sulfuros cuya oxidación se efectuase después de la elevación de los terrenos y de su derrubiamiento.

En confirmación de esto son frecuentes en ambos puntos las grutas o cavernas de las calizas con revestimiento de calcita y minerales sulfurados o carbonatados, o bien rellenas o entrecruzadas de cristales de yeso de más de un metro de longitud, y entre estas, masas calaminarias, producto de oxidación de las blends, entremezcladas con óxidos de plomo y de hierros procedentes de galenas y piritas.

Por último, existen en el Laurium, a mayor profundidad, minerales complejos de la asociación o mezcla de estas mismas, de difícil tratamiento, que dan lugar a 14 clases de menas distintas. Estos mismos forman en el Barranco de Mendoza concentraciones de las que se obtienen 12 clases parecidas (1).

La gran semejanza que resulta de este examen comparativo no excluye el que en una cierta porción del distrito de Cartagena haya criaderos típicos muy importantes, que no tienen su equivalente en el Laurium, como son los criaderos de contacto entre calizas y andesitas, unas veces filones y otras masas metasomáticas; los filones, filones capas, vetas reticuladas de las pizarras de Mendoza, las capas de impregnación en las areniscas miocenas del Barranco de Ponce, y por último, los filones cupro-estanníferos de las pizarras cloriticas.

Estos casos de semejanza son bastantes frecuentes y debemos citar algún otro más decisivo; por ejemplo, el de los criaderos de Raibl y los de la Sierra de Lújar (Granada) (2), cuya

(1) Galenas más o menos puras (gruesos finos y recortes).

Galenas piritosas y blendosas.

Blendas piritosas y carbonatado ferríferas tratadas por calcinación.

Piritas blendosas.

Blendas más o menos puras (gruesos y finos).

Piritas puras.

Minerales con 5 por 100 de plomo y 10 a 14 por 100 de zinc, intratables por el procedimiento corriente.

(2) El perfecto conocimiento que de los primeros tenía el director de estas explotaciones, Sr. De Pelsmaker, le indujo a comprobar caracteres que

semejanza sirvió para el descubrimiento en esta última de una importante riqueza en curso de disfrute actualmente, lo que prueba que siempre que en la naturaleza se repiten las condiciones del medio, consiguientemente se originan los mismos fenómenos, en este caso los originarios de las mineralizaciones, reproducidos con gran analogía, y, por lo tanto, que es indispensable admitir la posibilidad de deducir reglas que habrán de facilitar en sumo grado el descubrimiento de la riqueza subterránea.

Los minerales de zinc de Cartagena, hoy principalmente blendosos, se distribuyen en cuatro centros productivos distintos, a saber: el de Santi Spiritus, cuyo criadero más importante es el *manto de azules*; el Barranco de Mendoza, el Cabezo Rajado y el de Alumbres. Dentro del mismo manto de azules tienen distinto carácter los minerales de la mina *Belleza*, en la parte central y límite Norte de aquél, y las de la *Lucera*, en su extremo oriental. El primero produce blenda con galena y pirita; el segundo blenda, menos abundante, con galena y hierro magnético. La metalización de zinc se acentúa más hacia el Oeste.

Otro centro que se diferencia notablemente de los anteriores es el del Gorguel, en donde la blenda abunda poco. Ofrece grande interés, porque se comprende en una extensa superficie; sus criaderos están en su mayor parte intactos; son filones o masas metasomáticas, y su mineralización se concentra en una zona del terreno de altura muy reducida, el espesor de la caliza cristalina que atraviesan, y que se sitúa a corta profundidad, 130 a 140 metros. Como se comprenderá fácilmente, no es explicable esta mineralización de carácter epigenético evidente, diseminada en tan grande superficie y reducida al expresado nivel geológico, sin hacer entrar en juego la cir-

tuvieron por consecuencia descubrir en profundidad una segunda zona de riqueza mucho más importante que la superficial agotada, dando nueva vida a este centro minero que se suponía definitivamente paralizado.

culación de aguas termales por las fracturas que aparecen en su yacente, que no muestran, por cierto, huella alguna de su paso, e importa mucho para el porvenir del laboreo en aquel paraje el conocer el verdadero origen de aquella riqueza inexplorada.

De los cuatro primeros centros citados y del último proceden las muestras cuyos análisis mineralográficos químicos y espectroscópicos vamos a dar a conocer, tratando de deducir de ellos algunas consecuencias. Para esto daremos antes una ligera idea de la estratigrafía y tectónica de los terrenos correspondientes a aquéllos.

Forman parte de los mismos tres sistemas distintos: el estratocristalino, el triásico y el neógeno (serie miocena); es decir, micacitas que afloran en cabo de Palos y al Poniente de Cartagena; pizarras cloríticas oscuras (*azules*) (1); pizarras cloríticas verdosas claras o blanquecinas algo talcosas (2), entre las que se intercalan calizas marmóreas; pizarras violadas (*lágueñas*) (3), y sobre ellas calizas arcillosas o dolomíticas (*carriolas*), sin fósiles.

Sobre éstas aparecen, en algunos pequeños islotes conglomerados, margas y areniscas (moladas o psamitas).

El primer sistema, compuesto por micacitas y pizarras cloríticas muy plegadas y calizas marmóreas, es el estratocristalino; las calizas dolomíticas débilmente dobladas, al menos en esta región (4), con numerosos saltos o fallas, corresponden al triásico como único tramo de este sistema, y el resto de los materiales dichos a la serie miocena.

En el Barranco de Mendoza las calizas triásicas se superpo-

(1) Denominación del país.

(2) Son pizarras cloríticas alteradas, y su alteración es debida al metamorfismo hidrotermal (según Rosenbuch) que ha ocasionado su sericitación; son más bien pizarras sericitosas.

(3) Cuando son terrosas.

(4) En las sierras de Villorá, Miravete, Altaona y Orihuela, al Norte de Cartagena, los pliegues y dislocaciones son muy acentuados y numerosos.

nen a las pizarras cloríticas verdosas claras y éstas a las azules oscuras. Las calizas marmóreas y las verdosas claras suprayacentes han debido ser derrubadas previamente al depósito de aquéllas, pues no se muestran en ningún punto.

Las láguenas persisten aquí, como en toda la región, por todos los contactos con las calizas triásicas, porque, a nuestro entender, proceden de una alteración de las pizarras cloríticas verdes o azules por las aguas circulantes sobre dichos contactos. Son, por consiguiente, resultado de una oxidación o hidratación y caolinización.

El ensayo petrográfico de estas pizarras, hecho por el señor Orueta, demuestra que la pizarra clorito-talcosa (verdosa clara) está compuesta por cuarzo, clorita muy alterada y algo de esteatita, entremezcladas con arcilla; y la láguena es una pizarra muy cargada de óxido de hierro, que le da su coloración, con bastante cuarzo, algo de mica (biotita descompuesta) (1), feldespato y arcilla; una y otra se superponen confusamente, sin una superficie determinada de separación (2).

(1) Las pizarras cloríticas llevan también mica.

(2) Un análisis hecho por D. Luis de la Escosura de una láguena muy terrosa, en que la pizarra primitiva estaba totalmente descompuesta, dió el resultado siguiente:

Sílice	39,88
Aluminio	15,23
Oxido férrico	25,53
Cal	3,61
Agua	15,47
	99,71

La mica y el feldespato, totalmente descompuestos, no se acusau por la presencia de la magnesia, potasa y sosa que han sido eliminadas por disolución.

Se denomina en el país *láguenas* porque así las llamaron los mineros procedentes de Gádor en los orígenes del laboreo actual, y por ello algunos las confunden con las margas irisadas, incluyéndolas en el triásico; pero no habrá que fijarse mucho para comprender que éstos son materiales arcillosos, y las láguenas de Cartagena ofrecen, por lo menos, vestigios de textura cristalina.

Las metalizaciones aparecen en este punto en filones y filones capas y en un extenso reticulado de pequeñas vetas, muy puras, transversales a la estratificación, o, según los planos de junta, que se acercan, por las fuertes presiones que debieron intervenir en su génesis, a las impregnaciones difusas ramificadas, diseminadas entre las pizarras y recristalizadas probablemente por metamorfismo de profundidad. Aparte de estos criaderos, las calizas triásicas encierran masas irregulares de minerales oxidados de hierro y manganeso, masas calaminarias y carbonatos de plomo. Ni en la zona del Gorguel ni en Alumbres existen formaciones semejantes.

Unos 2 kilómetros al Oeste se sitúa la zona de Santi Spiritus. La tectónica es parecida, las calizas triásicas se superponen a las pizarras cloríticas oscuras, y sobre éstas no aparecen las calizas marmóreas, denudadas también antes de la deposición de las primeras. Intercalado entre las pizarras se halla el manto de azules; pero en el extremo Este, en *La Lucera*, la blenda es escasa y el plomo se mezcla con el hierro magnético; existe también una capa más alta en el contacto de las calizas y pizarras, oxidada en su techo, sulfurada en su muro, que se denomina *manto borde*.

El manto borde no existe en la mina *Belleza*, la blenda es más abundante y la galena se asocia a la pirita, y a muy corta distancia por el Oeste, en las minas *Cuarta*, *Fortuna* y *Jacinta* aparecen la galena y la blenda asociadas a la calcopirita y al estaño, pero en caja de filones, separadamente del manto de azules.

La tercera zona, la del Cabezo Rajado (mina *Artesiana*), se sitúa a 3 $\frac{1}{2}$ kilómetros al NO. de la anterior. En ella existen las dos capas de caliza: la triásica y la cristalina, con la consabida intercalación de pizarras, recubiertas en conjunto por sedimentos miocenos, en tanto mayor espesor cuanto más se avanza hacia el Norte, o sea hacia la llanura; los cuales están repre-

sentados por pizarras margosas y psamíticas, todos ellos atravesados por diques o lacolitos de andesitas, liparitas y traquitas. Las metalizaciones aparecen en filones en la roca eruptiva, pero la mayor riqueza se encuentra en contacto de las calizas o sustituyéndolas en grandes espesores (1).

Al Sur del Cabezo Rajado, a una distancia poco mayor de 2 kilómetros, se sitúa el Gorguel (mina *San Rafael II*), con calizas triásicas superpuestas, láguenas y pizarras cloríticas claras, sobre la caliza cristalina, y por bajo las mismas pizarras y las pizarras cloríticas oscuras o azules. Las metalizaciones sólo se muestran en las calizas cristalinas, como ya hemos explicado, y éstas están atravesadas por multiplicados asomos ofíticos en el Cabezo del Almorchón, Cabezo de Santa Antonieta y Rambla del Saltador.

Poco más de 2 kilómetros al OSO. del Cabezo Rajado se halla la zona de Alumbres, cuya constitución debe ser idéntica a la del Gorguel, sin poder formar juicio exacto de ello, porque el laborío se reduce a un pequeño número de concesiones y tiene poco desarrollo. El terreno está atravesado por diques traquíticos, de dirección ENE., y en las calizas sobre su contacto aparecen las metalizaciones, que son casi exclusivamente pirito-blendosas (2).

A esta última zona y a las anteriores, limitadas entre sí por hendiduras de plegamientos, las separa el valle de Escombreras, que es una de las más importantes fracturas que dividen esta sierra. La del Gorguel y la de Santi Spiritus se adosan por la falla de la Cruz Chiquita y Barranco del Abenque, y estas

(1) El yacimiento de galena y blenda de Baha Maden (Asia) contiene una mineralización terciaria indudable, porque es posterior a la andesita, de donde procede. Los sulfuros aparecen en su contacto con una caliza carbonífera, formación semejante a la del Cabezo Rajado y Alumbres. Es otro caso de analogía de causas y efectos que merece ser citado para el objeto que perseguimos.

(2) Lo reconocido y explotado hasta ahora.

dos últimas y el Cabezo Rajado, por la que ha originado el hundimiento de la llanura al Norte de las primeras; línea de ruptura longitudinal entre los pliegues terciarios y su región frontera (1). Por último, la falla de Ponce y la Pilica constituye la línea de separación entre la zona de Santi Spiritus y Mendoza y la que se sitúa al Este, hasta cabo de Palos.

La denudación ha sido menos intensa desde el valle de Escombreras hacia el Oeste. La porción más derrubada es la central de Santi Spiritus hasta el Abenque, especialmente en la divisoria, hacia la falda del Norte, en la que solamente aparecen las pizarras cloríticas azules. En su porción Este, desde Ponce hasta la vertiente derecha del Barranco de Mendoza, subsisten los sedimentos miocenos, superpuestos a las pizarras, en espesores de más de 100 metros. Forman parte de estos sedimentos una capa de conglomerados, que ha sido sometida a los efectos de la acción hidrotermal por somatose de los guijarros de caliza que contiene e impregnación del resto de su masa, constituyendo un criadero explotable de galena y muy principalmente blenda, que se ha disfrutado en las minas *Monte Carmelo, Josefita y Confianza*.

Otro islote de mioceno se conserva al NE. y NO. del paraje de la Cruz Chiquita compuesto por margas y conglomerados en la base, de los que se conserva alguna pequeña mancha sobre la caliza triásica, casi en la cúspide del Cabezo del Almorchón.

El estratocristalino de esta región forma un anticlinal de origen herciniano, que parece ser la prolongación del que, partiendo del Estrecho de Gibraltar, levanta la Sierra Nevada y se enlaza probablemente con las Baleares. En el período de su plegamiento debió romperse normalmente a su dirección originando las fracturas transversales que hemos enumerado, líneas de depresión del relieve actual del terreno. Estas sirvie-

(1) *Avant pays*.

ron para escalonar los distintos fragmentos de Este a Oeste efectuando corrimientos en sentido descendente (1).

Su emersión y su derrubiamiento más o menos rápido tuvo efecto durante el período transcurrido desde el Carbonífero al Triásico (Mushelkal). En los comienzos de éste una transgresión marina originó el depósito de las calizas triásicas sobre las pizarras cloríticas y micacitas denudadas, que son las que por toda esta región coronan todos los cabezos. La transgresión pudo persistir hasta el fin del depósito de las margas abigarradas; aunque la denudación en el período de calma subsiguiente que precedió al momento en que empezaron a sedimentarse los materiales neógenos suprayacentes sobre las calizas y pizarras, pudo hacerlas desaparecer por completo.

Los pliegues visibles de las calizas menos marcados en esta parte de la cordillera que en la que queda al Poniente de Cartagena o al Norte en la divisoria de aguas del Segura, sierras del Puerto de la Cadena, Cresta del Gallo, y sierras de Miravete y Altaona, y las fracturas longitudinales y transversales que la subdividen, corresponden, desde luego, a una última fase de los movimientos hercinianos. Como consecuencia de ellos ascendieron las ofitas, de las que aparecen pequeños asomos en el Barranco de Mendoza, en los Cabezos del Beal y de San Ginés, en el Almorchón y en el quebrado macizo montañoso, al Oeste de Cartagena.

Los movimientos alpinos que continuaron posteriormente al mioceno, han plegado y vertido sobre los depósitos triásicos los correspondientes a aquel período acentuando los pliegues y reabriendo las fracturas. Por estas ascendieron las rocas hipogénicas terciarias que en triple alineación desde la divisoria de la Sierra hacia la llanura se extienden por su parte Norte. Estos últimos sedimentos se conservan sobre los triásicos y cristali-

(1) Véase el corte esquemático adjunto.

nos en los islotes antes mencionados, y continuando además por aquella llanura bajo los aluviones cuaternarios. En las fracturas de esta última dislocación y reabertura de las primitivas grietas se formaron los criaderos actualmente reconocidos.

Refiriéndonos solamente a las rocas cristalinas que forman el cimiento de estas sierras en todas sus partes, es evidente que de Este a Oeste, y por las distintas secciones que limitan las fallas antes dichas, los estratos que afloran o aparecen en la primera zona superficial se suceden horizontalmente en el mismo orden que el de su superposición, a saber: micacitas, la zona de Cabo de Palos, que es la que se sitúa más al Este; pizarras cloríticas azules, la inmediata entre el Barranco de Ponce y el del Abanque, o sea la de Santi Spiritus; y pizarras verdosas claras en el Gorguel, entre el Abenque y la de Escombreras (1). Por lo tanto, ha habido *plegamiento y elevación longitudinal de Este a Oeste, fracturación transversal que ha originado el descenso y escalonamiento de los distintos fragmentos de la cordillera* siempre en el mismo sentido.

Las calizas triásicas, aunque discordantes en todos los puntos con las pizarras, se les superponen sobre superficies ligeramente onduladas, lo que demuestra que una fuerte denudación de las

(1) No es fácil discernir por el momento si las pizarras sericitosas han constituido en su origen un nivel entre las cloríticas de naturaleza distinta, o si, por el contrario, son como las láguenas, consecuencia de un primer grado de alteración de aquéllas por aguas superficiales o profundas. En este caso no habría una superficie de estratificación que los separase de una manera precisa como terrenos concordantes, sino independientemente de los planos de estratificación, y su presencia en cada zona sería accidental, dependiente de las condiciones que favorecieron esta alteración. Tal antecedente no podría entrar en juego en nuestros argumentos.

Pudieran provenir de una alteración superficial por encima del nivel hidrostático, que sabemos reproduce sensiblemente la superficie topográfica, en un período de primera emersión, amoldándose a ésta sobre el terreno de igual naturaleza, y en este caso, sí puede considerarse para los efectos pretendidos como un nivel sedimentario superpuesto a las pizarras cloríticas no alteradas por los agentes exteriores.

segundas ha precedido al depósito de las primeras. La zona de Santi Spiritus, en donde las pizarras oscuras alcanzan mayor elevación, que es también la de mayor altitud media, es precisamente aquella en que el metamorfismo producido por la acción hidrotermal, que hemos llamado metamorfismo hidrotermal (1), y los criaderos metalíferos alcanzan mayor desarrollo y mayor riqueza. La denudación de las calizas ha sido también más intensa, lo que induce a creer que ha debido sufrir un descenso en los movimientos hercinianos, y después una elevación en la fase alpina, quedando más alta que su primitiva posición en el anticlinal de que forma parte (2).

El mayor relieve de la caliza superpuesta ha hecho que éste haya sido derrubiado más rápidamente. Los criaderos de esta zona, o sean los filones de la pizarra en Mendoza, y el manto de azules en Santi Spiritus, se formaron a gran profundidad en el tiempo que precedió a su levantamiento o quizá en el período que siguió a los pliegues hercinianos (3); los de la caliza tuvieron su origen seguramente en el terciario, a la vez que los del Cabezo Rajado y Alumbres.

Abona esta opinión la corta distancia a que yacen las expresadas calizas y aquellos criaderos, y, por lo tanto, la impo-

(1) Este metamorfismo no ha sido químicamente definido por nadie todavía; desde luego, no es en esta parte donde la sericitación aparece con mayor intensidad. Se ha efectuado, al parecer, el blanqueamiento por disminución de sílice y pérdida de hierro oxidado y aumento de agua.

(2) Estos movimientos en bloque de elevación y descenso, son propensos, por la resistencia que le oponen las dovelas contiguas, a esas esfoliaciones y fracturas reticuladas que aparecen en el Barranco de Mendoza; por lo mismo los extremos de esta zona, desde este último punto hasta Ponce, en las pizarras cloríticas subyacentes completamente inexplorados, y desde Las Pocilgas a la Cruz Chiquita, ofrecen un grandísimo interés y son porciones intactas de un gran porvenir. Las vetas estanníferas de este último paraje explotadas casi superficialmente vienen a corroborar esta sospecha.

(3) Las ofitas y diabasas que atraviesan las pizarras cloríticas y la caliza triásica, nunca el mioceno, tienen con ellos alguna relación neumatolítica.

sibilidad de que las primeras sometidas a las condiciones de profundidad que acusan los segundos conserven su textura y constitución actual; y por lo tanto, debieron depositarse después de la formación de éstos de la segunda emersión de las pizarras cristalinas y después del intenso derrumbamiento que sufrieron las mismas pizarras con las porciones más altas de los filones que hemos citado como hercinianos.

Con esto parece comprobarse la aseveración de De Launay sobre la edad de algunos criaderos de este distrito, a los que da este calificativo (1), y que dice son tan característicos como los de Linares, situados al borde de la meseta central.

La zona más al Oeste, la de Alumbres, ha sufrido menos los efectos de la ablación; las calizas triásicas conservan más grandes espesores; los criaderos que arman en ellas han sido formados necesariamente a niveles más altos, y las metalizaciones pudieran tener raíces relativamente más hondas, puesto que la denudación ha debido respetarlas en la mayor parte de su altura. No nos es fácil determinar por el momento si la pobreza y menor intensidad aparente de la acción hidrotermal en esta zona se debe a aquella circunstancia o a la menor concentración de las aguas mineralizadoras, por ejercer su influencia sobre un medio más alejado de su conducto central de ascenso.

Pretenderíamos deducir de esto, que quizá en esta parte del distrito, si persisten las metalizaciones en el mismo orden de las reconocidas y en curso de disfrute en otras inmediatas, deberá existir una zona intermedia de máxima metalización desconocida todavía; pero carecemos de antecedentes bastantes para formar un juicio exacto, y no nos es dable afirmar que, con ser estos criaderos menos profundos, la expresada zona no se halle fuera del alcance del laboreo actual, con sus medios

(1) *La Science Geologique*, «Movimientos hercinianos».

auxiliares de disfrute, por encontrarse excesivamente honda (1).

Volviendo sobre los fundamentos que pretendemos dar a nuestra disertación, daremos a conocer ahora las conclusiones que de los análisis mencionados dedujeron los Sres. De Launay y Urbain en su nota a la Academia de Ciencias, que fueron los siguientes:

El estaño, el bismuto, el cobre y el molibdeno acompañan siempre a las blendas que cristalizaron a gran profundidad y que son, por lo tanto, más antiguas (2).

(1) J. H. L. Waght, profesor de la Universidad de Cristianía, dice que la denudación de las cordilleras arcaico-algonquienses ha hecho desaparecer materiales con un espesor de 5 kilómetros. En Cristianía, los conglomerados devonianos y coladas de pórfidos, con rocas cambrianas y silurianas, alcanzando un espesor de 2.500 a 6.000 metros, han sido completamente denudados.

Las labores de disfrute de diversos criaderos que yacen en aquel terreno, como acontece en los de Cornwall, Pzibram y el Lago Superior, han llegado a profundidades de 1.500 metros, y como el derrumbamiento destruyó materiales en espesores de 4 kilómetros, puede asegurarse que las metalizaciones en su origen alcanzaron y pasaron esta última cifra en profundidad.

(2) Hay que tener presente que antigüedad y profundidad de cristalización pueden ser conceptos equivalentes; tratándose de rocas hipogénicas aflorantes o de minerales de criaderos en profundidades accesibles a los medios actuales de laboreo, pues es indudable que las formaciones antiguas de lacolitos, diques o filones aparecen hoy a la superficie por virtud del derrumbamiento de los terrenos que los envuelven, que debe estar en relación con el tiempo durante el cual ha tenido este efecto. Sin embargo, los terrenos neozoicos, cuyos materiales son menos consistentes, se denudan con mayor rapidez, y puede acontecer que en la actualidad se muestren superficialmente las porciones profundas de las formaciones metalíferas correspondientes a este último período, sin ser, por lo tanto, como las antiguas. Es muy probable que los filones terciarios de Cartagena tengan sus raíces en el estratocristalino, su máxima metalización en la parte más moderna de éste y en el triásico y su coronamiento, pobre o estéril, en el terciario superpuesto o desaparecido.

Ahora bien, el concepto de profundidad que constantemente empleamos se refiere a la porción del terreno medido en altura dentro de la caja de cada filón, en donde originariamente cristalizaron las sales metálicas que constituyen su relleno, en cualquiera época en que esto pudo tener efecto (huroniana, caledoniana, herciniana o alpina), y, por lo tanto, al hablar de gran profundidad nos referimos a la máxima de las metalizaciones que correspon-

Las blendas terciarias cristalizadas superficialmente no contienen ni estaño ni bismuto; pero, por el contrario, se encuentra en ellas el antimonio y el mercurio.

Son también elementos característicos de los minerales profundos de esta misma época, el germanio y el galio, y en las blendas antiguas, cuya edad ha podido precisarse de manera evidente, se encuentra siempre el indio.

Las calaminas, minerales superficiales que son producto de alteración de las blendas, suelen contener plomo, hierro, cobre, indio, manganeso, estaño y vanadio. El indio se suele eliminar con el hierro en las acciones secundarias que las originaron; el manganeso, que en la blanda primitiva suele no ser acusado por el análisis, únicamente aparece en cantidad ponderable en las blendas del estratocristalino; el titanio y el vanadio suelen proceder de la roca de caja como producto de alteración.

Partiendo de estas conclusiones, nos creímos en el caso de buscar por medio del análisis químico y espectroscópico una comprobación a lo que nos sugería la simple observación de los terrenos.

Los minerales de zinc predominan tanto en el relleno de los criaderos de este distrito, que bien pudiera decirse que es hoy la materia objeto principal de explotación, siendo los demás minerales, incluso las galenas, producto secundario de la concentración de aquéllos, y se distribuyen en centros típicos que, como dejamos dicho, difieren bastante por sus caracteres tectónicos.

En nuestro deseo de no omitir ningún antecedente, no podíamos olvidar el examen mineralográfico de algunas muestras de aquellos que encomendamos al experto subdirector del Instituto D. Domingo de Orueta. Pero este ensayo no nos ha apor-

de a cada formación, puesto que nuestro propósito no es otro que determinar la posibilidad de hallarlos en cada punto a mayor hondura y augurar respecto al porvenir de los criaderos de cada zona.

tado los antecedentes que esperabamos; nos determinó únicamente la existencia en alguno de aquéllos del hierro magnético, lo cual tiene un gran valor, como veremos, para el propósito que envuelven estas modestas notas.

Exámen mineralográfico del Sr. Orueta.

Núm. 1. *Blenda de la mina «Belleza»*.—Se ven en él dos minerales: la blenda, de color rojizo, bastante compacta, translúcida y piritita dorada englobada en el primer mineral. Los cristales cúbicos de piritita tienen sus ángulos y aristas muy vivos, indicando son contemporáneos del primer mineral, el cual no los ha corroído. Hay, además, cuarzo cristalizado en una proporción aproximada del 2 por 100 respecto a los otros dos. Este cuarzo rellena las grietas y hoquedades de la masa formando geodas recubiertas de cristales prismáticos. El orden de formación de los minerales es: Blenda y piritita contemporáneos y formados a un tiempo, el cuarzo posterior indudablemente a los otros dos.

Núm. 2. *Muestra del manto de azules*.—Es una roca cuarzosa que está impregnada de blenda y de algo de arcilla con indicios de óxido de hierro. Aquí el cuarzo es de formación anterior a la de los minerales que lo impregnan. La proporción de blenda es escasa, pues apenas llega al 10 por 100 en el ejemplar tallado.

Núm. 3. *Blenda de «Alumbres»*.—El mineral es casi negro y apenas translúcido en los bordes tallados muy finos. Tiene pocas geodas, y en general es el más compacto de todos los enviados. Hay algo de cuarzo cristalizado, aunque poco, y es de segunda formación, posterior a la blenda. En algunos sitios se ven regueros de blenda que parece amorfa a fuerza de ser compacta.

Núm. 4. *Blenda de «Artesiana»*.—Mineral puro con geodas cubiertas en sus paredes de magníficos cristales cúbicos o formados por la combinación de octaedros característica de la blenda. Color rojo vivo y en general bastante translúcida. No se ve mineral accesorio alguno.

Núm. 5. *Blenda de «San Rafael»*.—Un mineral casi negro, cuyo aspecto difiere un tanto del de los anteriores. Opaco. Surcado por grietas irregulares y huecos rellenos de cuarzo cristalizado en una proporción que no baja del 10 por 100 de la masa total. En algunos sitios la blenda ha cristalizado en cubos o en octaedros combinados.

Aquí el cuarzo es indiscutiblemente de segunda formación y posterior al otro mineral.

Núm. 6. *Blenda de la «Esperanza»*.—Mineral negro muy puro, parecido en su aspecto al núm. 5. Magníficas geodas rellenas de cristales octaédricos de blenda mezclados en la forma tan característica, que en este ejemplar se observa muy bien. No hay otros minerales.

«*Lucera núm. 1*».—Se diferencian bien la magnetita y la blenda. La primera con un brillo que se asemeja al del acero; la segunda, negra o ligeramente rojiza. Están mezclados en el ejemplar examinado, en proporciones casi iguales. Hay algunas vetillas de cuarzo cristalizado, que es de segunda formación y posterior, por consiguiente, a los otros dos minerales. Esta muestra parece ser más pura que la que sigue.

«*Lucera núm. 2*».—Es también blenda y hierro magnético, próximamente en las mismas proporciones que la anterior. Muy veteadada y con muchas grietas y huecos rellenos de cuarzo cristalizado y algo de arcilla. Hay bastante óxido rojo de hierro producido probablemente por la acción del agua o agentes oxidantes sobre la magnetita.

Hemos de admitir por ahora que todos los criaderos de Cartagena, hecha excepción de los que hemos dicho, son probablemente hercinianos, son de origen terciario; pero a pesar de su edad relativamente reciente, lo que de ellos se muestra en sus afloramientos y en la región superficial, sobre todo de los comprendidos desde el Avenque hasta Cabo de Palos, corresponde a porciones mineralizadas profundas (1).

Los análisis químico y espectroscópico, cuyos resultados exponemos a continuación (2), y que no significan más que un intento, y, por lo tanto, para formar juicio más aproximado, deberán completarse con otros muchos, no sólo de blendas, sino de galenas, piritas y otros minerales, contribuirán a esclari-

(1) Véase la nota (2) de la página 178.

(2) Los primeros han sido hechos, bajo la dirección de nuestro querido compañero D. Enrique Hauser, en el laboratorio de la Escuela de Minas, y los segundos por el distinguido profesor de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Madrid D. Angel del Campo, a quienes enviamos la más entusiasta y sincera expresión de nuestra gratitud por el eficaz auxilio que con su trabajo nos han prestado.

recer esta tesis, que por el momento nos limitamos a exponer en las presentes notas.

Corroboran este mismo supuesto las rocas hipogénicas, que, ya hemos dicho, se muestran en multiplicados asomos por todos estos parajes, con los cuales estos criaderos tienen un íntimo enlace. Aparecen al mismo nivel estratigráfico por ablación de los terrenos que las envuelven, y son rocas intrusivas microlíticas u ofíticas, consolidadas a media o gran profundidad (1).

Lo prueban también la naturaleza y estructura del manto de azules en Santi Spiritus, Lomo de los Lobos, el Engarbo y Los Cucones; así como los filones y fisuras reticuladas de metalización compacta del Barranco de Mendoza, cuya impregnación o inyección no podría explicarse sino por medio de muy fuertes presiones. Los que consideran, por lo tanto, que estos yacimientos metalíferos no profundizan más allá de la porción reconocida por las labores mineras abiertas hasta el día (unos 300 metros), habrán de hallar quizá en lo que decimos un fundamento racional a lo que siempre aseveraron de un modo empírico.

(1) Consideramos de importancia el insistir sobre este punto, que ha sido ya objeto de la nota (2) de la pág. 178; no deben confundirse las zonas profundas, media y superficial de los terrenos para los efectos de la consolidación de las rocas y para la de la cristalización de los minerales en la caja de los filones; teniendo más amplitud el concepto en lo que se refiere a las primeras que a las segundas, porque la distancia que media desde la profundidad correspondiente a la textura granuda de las rocas profundas a la vitrea de las superficiales, debe ser mayor que la que existe entre los puntos extremos, en donde empiezan y terminan las cristalizaciones de las combinaciones metálicas que se desprenden de las primeras para depositarse en los últimos.

I

RESULTADO DE LOS ANÁLISIS PRACTICADOS POR EL LABORATORIO DE LA ESCUELA DE MINAS

MUESTRAS	Núm. 1	Núm. 3	Núm. 4	Núm. 5	Núm. 6	Núm. 8	Lucera,	Lucera,
	Belleza.	Alumbres.	Artisiana.	San Rafael II.	Esperanza.	Calamina Espe-	núm. 1.	núm. 2.
	Por 100.	Por 100.	Por 100.	Por 100.	Por 100.	ranza.	Por 100.	Por 100.
Zinc (Zn).....	45,95	55,03	55,14	42,240	48,40	»	10,600	6,390
Oxido de zinc (Zn O).....	»	1,82	»	»	»	60,08	»	»
Plomo (Pb).....	4,50	7,65	1,25	0,032	9,47	»	3,150	2,618
Antimonio (Sb).....	»	Indicidos.	Indicidos.	0,041	»	»	»	0,042
Cobre (Cu).....	0,08	0,04	0,04	0,020	0,20	»	0,016	0,073
Oxido cúprico (Cu O).....	»	»	»	»	»	0,09	»	»
Hierro (Fe).....	10,45	1,30	4,92	1,706	10,10	»	3,000	2,021
Oxido ferrroso (Fe O).....	»	»	»	»	»	»	10,250	22,839
Oxido ferrico (Fe ₂ O ₃).....	»	0,56	1,22	5,780	»	4,55	26,650	31,540
Niquel (Ni).....	»	Indicidos.	Indicidos.	»	»	»	»	0,011
Manganeso (Mn).....	»	»	»	»	»	»	»	»
Oxido mangánico (Mn ₂ O ₃).....	»	»	»	»	»	»	1,350	1,055
Oxido manganeso mangánico (Mn ₃ O ₄).....	»	»	»	»	»	»	»	»
Oxido estánnico (Sn O ₂).....	»	»	»	»	»	1,50	»	»
Plata (Ag).....	»	92 gr. T. ^a	0,05	0,246	»	»	0,035	0,025
Oro (Au).....	»	Indicidos.	22 gr. T. ^a	0,006	136 gr. T. ^a	»	0,006	0,003
Alúmina (Al ₂ O ₃).....	3,00	0,25	»	2,500	»	»	5,200	»
Cal (Ca O).....	0,25	0,35	0,24	7,260	»	0,20	2,030	2,942
Magnesia (Mg O).....	0,03	0,20	»	0,064	»	0,40	1,740	0,708
Azufre (S).....	30,06	29,07	32,24	25,103	31,00	»	9,005	5,912
Anhidrido sulfúrico (S O ₃).....	»	»	0,34	»	»	»	»	»
Arsénico (A S).....	»	1,75	»	»	»	»	»	»
Sílice (Si O ₂).....	5,50	1,64	4,53	11,183	0,80	0,25	14,900	7,551
Anhidrido fosfórico (Pb ₂ O ₃).....	»	»	»	»	»	»	0,070	0,050
Anhidrido carbónico (C O ₂).....	»	»	»	5,799	»	32,88	10,000	16,218
Agua de combinación (H ₂ O).....	0,17	0,33	»	»	»	0,04	1,830	»
Pérdida en el análisis.	99,99	99,99	99,97	99,980	99,9836	99,99	99,832	99,998
	0,01	0,01	0,03	0,020	0,0164	0,01	0,768	0,002
	100,00	100,00	100,00	100,000	100,0000	100,00	100,000	100,000

II

TENIENDO EN CUENTA LOS RESULTADOS ANTERIORES PUEDEN AGRUPARSE LOS DISTINTOS ELEMENTOS QUE CONSTITUYEN LAS MUESTRAS, DEL MODO SIGUIENTE:

MUESTRAS	Núm. 1	Núm. 3	Núm. 4	Núm. 5	Núm. 6	Núm. 8	Núm. 7
	Belleza. Por 100.	Alumbres. Por 100.	Artisiana. Por 100.	San Rafael II. Por 100.	Esperanza. Por 100.	Calamina Esperanza. Por 100.	Lucera, núm. 1. Por 100. Lucera, núm. 2. Por 100.
Sulfato de zinc (Zn S)	69,27	82,15	81,50	63,36	72,10	15,67	9,54
Silicato de zinc (Zn Si O ₃)	»	»	»	»	»	»	»
Silicato de zinc (Zn Si O ₃ H ₂ O)	»	2,69	»	»	»	0,65	»
Carbonato de zinc (Zn CO ₃)	»	»	»	»	»	91,90	»
Sulfuro de plata (Ag ₂ S)	»	»	»	0,009	0,0156	0,007	0,005
Sulfuro de plomo (Pb S)	5,20	8,83	1,44	0,037	10,918	3,640	3,023
Sulfuro de antimonio (Sb ₂ S ₃)	»	»	»	0,055	»	»	0,058
Subsulfuro de cobre (Cu ₂ S)	»	»	0,05	0,030	0,25	0,020	0,091
Sulfuro de cobre (Cu S)	0,2	0,05	»	»	»	»	»
Carbonato de cobre (Cu CO ₃)	»	»	»	»	»	»	»
Sulfoarsenuro de hierro (Fe As S)	»	3,80	»	»	»	0,16	»
Sulfuro de níquel (Ni ₂ S ₃)	»	»	»	»	»	»	0,019
Subsulfuro de hierro (Fe S)	16,45	»	»	»	15,90	»	»
Sulfuro de hierro (Fe S ₂)	»	»	10,60	3,656	»	6,440	4,331
Carbonato ferroso (Fe CO ₃)	»	»	»	»	»	16,810	36,013
Silicato de alumina (Al ₂ Si ₂ O ₇)	6,52	»	»	»	»	»	»
Silicato de alumina hidratado (Al ₂ Si ₂ O ₇ · 2H ₂ O)	»	0,68	»	»	»	»	»
Silicato de cal (Ca Si O ₃)	0,52	0,72	0,58	»	»	»	»
Sulfato de cal (Ca SO ₄)	»	»	»	»	»	»	»
Carbonato de cal (Ca CO ₃)	»	»	»	12,942	»	0,34	»
Silicato de magnesia (Mg Si O ₃)	0,07	0,50	»	»	»	»	5,118
Carbonato de magnesia (Mg CO ₃)	»	»	»	0,181	»	»	»
Fosfato cálcico (Ca ₃ P ₂ O ₈)	»	»	»	2,500	»	0,85	1,487
Alumina (Al ₂ O ₃)	»	»	»	11,183	»	0,150	0,109
Silice (Si O ₂)	1,67	»	4,53	»	0,80	»	»
Oxido manganeso manganoso (Mn ₃ O ₄)	»	»	»	»	»	1,50	7,551
Oxido mangánico (Mn ₂ O ₃)	»	»	»	»	»	»	»
Oxido férrico (Fe ₂ O ₃)	»	0,55	1,22	5,780	»	1,350	1,055
Oxido estannico (Sn O ₂)	»	»	0,05	0,246	»	26,650	31,540
Agua	0,17	»	»	»	»	0,035	0,025
Arcilla (Al ₂ Si ₂ O ₇ + 2H ₂ O)	»	»	»	»	»	13,140	»
Diferencia en el análisis	99,99	99,99	99,97	99,980	99,9836	99,95	99,998
	0,01	0,01					99,832

III

RESUMEN DE LOS ANÁLISIS ESPECTROSCÓPICOS

CUERPOS COMPROBADOS	Muestra núm. 1	Núm. 3.	Núm. 4.	Núm. 5.	Núm. 6.	Núm. 7.	Núm. 8.
	Belleza.	Alumbres. (2)	Artisiana. (3)	San Rafael II. (4)	Esperanza. Be.º de Mendoza. (5)	Lucera. (6)	Calamina Esperanza. (7)
(a) Arsénico	+	+	+	+	+	+	+
Antimonio	+	+	+	+	+	+	+
(b) Silicio	»	»	»	»	»	»	»
Titano	»	»	»	»	»	»	»
Germanio	»	»	»	»	»	»	»
Estaño	»	»	»	»	»	»	»
(c) Magnesio	+	+	+	+	+	+	+
Aluminio	+	+	+	+	+	+	+
Calcio	»	»	»	»	»	»	»
Manganeso	+	+	+	+	+	+	+
Hierro	+	+	+	+	+	+	+
Galio	»	»	»	»	»	»	»
(d) Níquel	»	»	»	»	»	»	»
Cobre	»	»	»	»	»	»	»
Zinc	»	»	»	»	»	»	»
(e) Cadmio	+	+	+	+	+	+	+
Talio	»	»	»	»	»	»	»
Plomo	+	+	+	+	+	+	+
(f) Plata	»	»	»	»	»	»	»
Oro	»	»	»	»	»	»	»

La presencia de los cuerpos enumerados en cada muestra se marca con +, y cuando sólo aparecen indicios con + i.

- (1) Se sitúan en el manto de azules, zona central Norte.
- (2) Filones de contacto de calizas con traquitas.
- (3) Masas en la caliza subordinadas a las andesitas.
- (4) Masas estratificadas que arnan exclusivamente en las calizas cristalinas.
- (5) Filones reticulados en las pizarras cloríticas.
- (6) Manto de azules, borde oriental.
- (7) Masas metasonáticas en las calizas triásicas superficiales, que son independientes de los filones (5).

Las divisiones hechas en los cuerpos anteriores es la que corresponde a la clasificación, según De Launay, y desde el punto de vista de su agrupación, en los criaderos de diversas especies, como puede verse en el siguiente cuadro.

EXPLICACIÓN DE LA MANERA DE AGRUPAR LOS CUERPOS COMPROBADOS IV

GRUPOS	CUERPOS	Pesos atómicos.	EXTENSIÓN DE CADA CUERPO A DIVERSOS GRUPOS
(a) Metaloides mineralizadores..... Elementos auxiliares de las combinaciones sulfuradas.....	Arsénico	74,96	Secreciones periféricas oxidadas básicas hasta filones sulfurados superficiales. Idem íd. hasta filones de secreción ácida.
	Antimonio.....	120	
(b) Secreciones oxidadas periféricas (1). Metales de óxidos ácidos.....	Silicio.....	28,3	Filones oxidados de secreción periférica ácida y filones sulfurados profundos.
	Titano	48,1	
	Germanio.....	72,5	
	Estaño.....	119	
	Magnesio	24,32	
(c) Idem íd. de óxidos básicos.....	Aluminio	27,1	Secreciones periféricas oxidadas básicas a filones sulfurados superficiales. Idem íd. Idem íd.
	Calcio.....	40,09	
	Manganeso	54,93	
(d) Secreciones pudiendo precipitarse al estado de sulfuros.....	Hierro	55,85	Secreciones periféricas oxidadas básicas y filones sulfurados profundos. Secreciones periféricas oxidadas básicas hasta filones sulfurados de media profundidad. Idem íd.
	Galio	69,09	
	Níquel.....	58,65	
	Cobre	63,57	
(e) Filones sulfurados de profundidad media	Zinc.....	65,37	Filones oxidados de secreción periférica ácida hasta filones sulfurados de profundidad media. Filones sulfurados profundos hasta filones superficiales. Filones oxidados de secreción periférica ácida hasta filones sulfurados superficiales.
	Cadmio	112,4	
	Talio.....	204	
	Plomo	207	
	Plata.....	107,83	
(f) Metales nativos.....	Oro.....	197,2	

(1) De depart.

Para mayor utilidad de estos antecedentes deben completarse como resumen con los siguientes:

Minas por orden de abundancia de los cuerpos que más nos interesan entre los citados anteriormente y de los que no conocemos su análisis cuantitativo.

Galio.—Alumbres, Artesiana, San Rafael, Germanio.—Lucera, Artesiana, San Rafael, Esperanza. *Arséni*

Estaño.—En Alumbres donde menos.

Hemos clasificado los cuerpos que resultaron del análisis espectroscópico atendiendo a su supuesta profundidad de cristalización, y dentro de cada grupo con arreglo a sus afinidades químicas, agrupaciones frecuentes y en el orden de sus pesos atómicos, que es, al parecer, la forma en que los átomos se clasificaron en su origen; y para evitar confusiones, incluiremos aquéllos en dos cuadros distintos, consignando en el primero su textificación por medio del análisis y en el segundo sus características.

No acusa este análisis a primera vista diferencias esenciales entre las diferentes variedades de criaderos de donde proceden las muestras, que pudieran ayudarnos a establecer de una manera decisiva una separación por zonas de distinta edad; pero habremos de ver como las pequeñas variantes que resultan de su comparación concuerdan con los caracteres tectónicos de las diversas porciones en que hemos considerado dividido este extenso e interesante distrito metalífero. Es decir, que el derrubiamiento de los terrenos no ha sido uniforme en todos ellos y, por lo tanto, que los afloramientos actuales de los criaderos corresponden a profundidades originarias algo diferentes, aunque la mayor parte de ellos parezca corresponder a una misma época.

Se observará en los análisis químico y espectroscópico alguna diferencia en ciertos cuerpos; por ejemplo, el silicio, el calcio, el níquel y el oro, que conviene explicar: el análisis químico de las blendas de la mina *Belleza* acusa la existencia del silicio y el calcio en proporción apreciable, y el espectroscópico no da ni indicios. En la calamina de la *Esperanza* (1) ocurre

(1) El análisis de esta especie mineral figura entre los de blanda para comprobar fenómenos de alteración de los minerales sulfurados por las aguas superficiales al convertirse en carbonatos o silicatos; pero de ser cierta, como se deduce de este estudio, la diferencia de edad de los criaderos de la caliza de la zona en cuestión y de los de la pizarra subyacente, los primeros, masas

lo mismo con el calcio, e igualmente en las blendas de la *Lucera* con el níquel y el oro.

En lo que se refiere al calcio y al silicio se debe esta anomalía a que dichos cuerpos forman la ganga del mineral que se entremezcla con los cristales de aquella, y como las cantidades que se examinan al espectroscopio son muy pequeñas (algunos miligramos, hasta una décima de miligramo), y este análisis se conduce más bien a la determinación de las impurezas en cantidades imponderables, la materia de ensayo se escoge entre los cristales puros de blendas; pueden muy bien escapar los cristales aislados de aquellas especies. Igualmente ocurre con el oro, que en este distrito suele acompañar también a las galenas, y cuya distribución en sus cristales es siempre muy irregular.

Al discurrir sobre el papel que cada uno de los elementos vistos representan en el proceso genético de estas mineralizaciones, prescindiremos por el momento de los minerales de zinc y de plomo, que predominan entre ellos, y que desde luego, como ya hemos visto, llevan en sí el carácter que pretendemos hallar en las repetidas formaciones neumatolíticas. Nos fijaremos, pues, en aquellos otros que acusen sólo indicios descubiertos por el análisis espectroscópico.

Entre estos figuran el estaño y el cobre, cuya asociación es muy característica y corresponden a cristalizaciones profundas. El primero aparece en todas las muestras ensayadas, el segundo también, menos en las de la mina *Belleza*; y es conveniente hacer notar que todo el laboreo de esta mina se desarrolla sobre el manto de azules, y precisamente en la parte inmediata a su afloramiento, es donde el cobre, bien al estado nativo,

de hierro manganesífero y calamina de origen terciario, y los segundos, capas o filones de B G P hercinianos, y, por lo tanto, de composición originaria distinta, resultaría impropio su comparación.

bien al de óxido o carbonato, ha sido objeto de una explotación lucrativa.

Las blendas terciarias de Pierrefitte (Pirineos), de formación indudablemente profundas, presentan esta misma asociación de elementos. Las procedentes de Argelia de la misma época no ofrecen el menor indicio de estaño; en cambio el mercurio, que por su movilidad suele ascender hasta la zona superficial, es constante en todas ellas. Las blendas de Cartagena no contienen ninguna traza del mercurio; pero en Alumbres aparece éste en algunos puntos del Cabezo del Alpurpús, manchando las calizas triásicas, habiendo sido allí objeto de prueba de su beneficio hace bastantes años.

El germanio que viene siempre con las blendas terciarias cristalizadas en profundidad acompaña a todas las blendas de Cartagena, menos a las de Alumbres, lo cual es bastante significativo. Este metal, en forma de argirodita (sulfogermanato de plata), se deposita en recubrimientos pigmentarios sobre las cristalizaciones de los minerales argentíferos de Freiberg, correspondientes a la formación que se denomina carbonatada noble, de edad permeana. También lo contienen las blendas del Laurium, cuya semejanza con el distrito de Cartagena hemos hecho ya notar.

El galio, como el indio, es un elemento igualmente característico de aquella condición; viene casi siempre asociado al germanio, como acontece en las blendas de Suelza (Pirineos españoles); en las de los Picos de Europa, en Bernsberg (Rin) y en Schwarzenberg (Sajonia); pero aquí sólo aparece en las de Alumbres, el Gorguel (*San Rafael II*) y Cabezo Rajado (*Artesiana*).

El talio, también metal profundo, presenta menos disparidad porque lo llevan las blendas de la *Lucera* y la *Artesiana*, formación esta última dependiente de las traquitas porfídeas y liparitas del Cabezo Rajado, de estructura microlítica, y, por lo

tanto, de consolidación relativamente profunda, sobre todo refiriéndonos a las cristalizaciones de los minerales filonianos.

El manganeso, que suele acompañar casi exclusivamente a las blendas del estratocristalino, aparece aquí en todas menos en las más profundas, las de Santi Spiritus (mina *Belleza*). Tanto este último como el galio reconocemos que vienen a dar alguna confusión a nuestros argumentos. Al parecer, el titano se halla en el mismo caso. Se ve en las muestras de la *Lucera*, pero no en las de la *Belleza* del mismo grupo tectónico, y se reconoce en cambio en las de *Alumbres*, pero es sabido que este elemento procede en muchos casos de las rocas de caja, por alteraciones superficiales, y, por lo tanto, muy posteriores a la fijación de los terrenos y mineralizaciones en su posición actual.

La formación de la zona del Cabezo Rajado, la cual ha debido permanecer independiente de los movimientos de su inmediata al Sur, o sea de la de Santi Spiritus (1), es evidentemente terciaria; sus filones atraviesan el mioceno, aunque completamente estériles o muy débilmente metalizados, circunstancia muy distinta de lo que ocurre con este terreno en el islote que se conserva entre Barranco de Mendoza y Ponce, extremo oriental de la zona de Santi Spiritus.

Las mineralizaciones han rellenado fracturas y han impregnado los conglomerados que forman parte del mismo, sustituyendo metasomáticamente los bolos o guijarros de caliza que los componen, lo que parecería probar la gran presión a que habían estado sometidas, y, por lo tanto, la muy grande profundidad a que había tenido efecto; pero por las razones antes expuestas, respecto a las calizas triásicas, este supuesto no es admisible, y aquella diferencia puede explicarse por su fracturación, por la presencia de la capa dicha de conglomerados, cuyo

(1) Véase croquis II.

cemento sea más poroso, así como por la aptitud de los abundantes guijarros de caliza que la componen para los fenómenos metasomáticos.

El *arsénico* entre los elementos mineralizadores, como el azufre o el fósforo, puede ascender hasta los más altos niveles, y las blendas que lo contienen en mayor proporción son la de *Alumbres*, de formación más reciente y menos profunda.

El *antimonio* aparece en todas las muestras, pero en cantidades apreciables sólo en las de *San Rafael II* y la *Lucera*.

Muestran por último trazas de oro las de *Alumbres* y hasta $\frac{1}{2}$ gramo por tonelada las de la *Lucera*.

El manto de azules que tan grande desarrollo tiene en la zona que hemos llamado de Santi Spiritus, en la cual se comprende casi la totalidad de la riqueza minera hasta hoy descubierta y en donde el metamorfismo regional ha dejado más intensas huellas, es por la naturaleza de sus minerales a la manera de las impregnaciones difusas piritosas y de las Fahlbandas (1) un criadero de profundidad. Su carácter blendoso predominante parece confirmar nuestra hipótesis (2).

Los criaderos profundos se caracterizan por la presencia del cobre (pirita ferro-cobrizas), piritas níquelíferas y auríferas, titano, magnetita y cromita. Faltan, o hasta ahora no han sido comprobados en el referido criadero, el níquel, el titano y la cromita; tampoco parece ser que el oro venga con la pirita. El cobre en piritas ferro-cobrizas, con estaño, plomo y zinc, forma el relleno de un haz de filones, que establecen una solución de

(1) Los filones reticulados del Barranco de Mendoza se relacionan con las ofitas, cuyos manchones aparecen en las minas *Mendigorría* y *Catón*.

(2) El filón Peter Stehend (Freiberg) cambia a 500 metros de profundidad su metalización de galena por blenda y pirita.

Van Hise dice que de una solución ascendente de plomo y cinc, el sulfuro de cinc se precipita a más profundidad que el sulfuro de plomo. En numerosos filones de galena y blenda, ésta aumenta con la profundidad. Son ejemplos Claustal, Pachuca y Zacatecas (Méjico).

continuidad en el manto en la parte más elevada de Santi Spiritus, al Oeste de *La Belleza*.

Dichos filones son probablemente terciarios y se relacionan con las interposiciones de traquitas en las pizarras cloríticas, que en pequeños y multiplicados asomos aparecen en Las Lajas y Las Pocilgas hasta La Esperanza, y con una ligera solución de continuidad de afloramientos, no de profundidad, porque los diques traquíticos se repiten a muy corta distancia unos de otros hasta el Cabezo Rajado. Son secreciones periféricas ácidas, procedentes de estas rocas intrusivas microlíticas y corresponden a la profundidad en que éstas se consolidan (1), profundidad que, sin necesidad de recurrir a los movimientos de elevación y descenso a que esta porción de terreno ha estado sometida, es consecuencia de la superposición de los sedimentos triásicos y terciarios desaparecidos por derrumbamientos.

El expresado manto no es por su origen, desde luego, sino una impregnación difusa B G P. La magnetita procede probablemente de la pirita, mediante reacciones metamórficas con intervención de calor o de elementos reductores, y, por lo tanto, en condiciones de gran profundidad. Forman parte constantemente de este criadero, cuya extensión no bajará de 500 hectáreas, el silicato de hierro, que puede tener un origen análogo, debiéndose quizá a una reacción ejercida, con o sin influencia calorífica, sobre la misma combinación, el sulfuro en presencia de un terreno silíceo, la pizarra clorítica, roca madre de la impregnación.

Pero el silicato puede proceder también de la magnetita por acción secundaria más reciente, y esto puede explicar la desaparición de dicha especie mineral en la parte occidental del manto más intensamente denudada, en la que ésta yace a

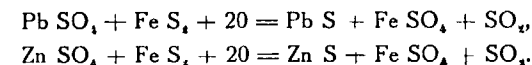
(1) Véase la nota (2) de la página 178.

menor profundidad y, por lo tanto, más al alcance de las aguas superficiales (1).

Aunque no damos a este carácter gran significación, debemos advertir lo que dice Van Hise sobre la ley de plata de los minerales de plomo; o sea que los depósitos antiguos, o bien los más profundos, son siempre menos ricos en plata que los modernos o superficiales, lo cual se debe a que los sulfuros de uno y otro metal se separan en las grandes profundidades. Así se explicaría el que los minerales del Gorguel y del Cabezo Rajado suelen pasar de las 2 onzas de plata por quintal caste-

(1) Don Ramón Adán de Yarza, en un informe sobre la «Minería de Murcia», tomo XII, segunda sección de este BOLETÍN, pág. 217, dice:

«En nuestro concepto, el manto de azules es debido a una concentración secundaria. Los sulfuros primitivos (pirita, blenda y galena) se transformaron en sulfatos en la zona de oxidación superior al nivel hidrostático. Las aguas meteóricas disolvieron y arrastraron los sulfatos; atacaron las pizarras, produciendo el silicato ferroso hidratado, y reaccionando los sulfuros de plomo y zinc sobre la pirita no alterada, dieron lugar a una regeneración de la galena y la blenda en la zona inmediatamente inferior al nivel hidrostático, según las fórmulas bien conocidas:



».... Donde la caliza se extiende hasta más abajo del nivel hidrostático no pudo formarse el manto de azules, lo que explica su falta en determinados parajes.»

Ante esta aseveración, sin prescindir de los respetos que debemos a aquel sabio ingeniero, se nos ocurre que tales reacciones no excluyen la acción necesaria de las aguas con los sulfatos ácidos, que hubieran producido el metamorfismo de las pizarras, las cuales, en espesores de 50 ó más metros, permanecen, con sus caracteres primitivos, sin alteración alguna entre el manto y las calizas en la mayor parte de su extensión; circunstancia que no puede explicarse sino por impregnación lateral, a partir de fracturas que *per ascensum* aportaron las aguas termales mineralizadoras.

Además, la zona de oxidación no debe desaparecer totalmente en el nivel hidrostático, sino a una cierta distancia por bajo de ésta, disminuyendo gradualmente en su acción, y, por lo tanto, un criadero así formado no ofrecería un pendiente o techo en que la metalización apareciese tan separada de la pizarra que la constituye, como por todas partes se ve en el manto de azules.

llano, y los de Santi Spiritus y el Barranco de Mendoza no alcanzan nunca esta ley.

Puede decirse, en resumen, que los criaderos de Cartagena ofrecen el carácter de las formaciones profundas, exceptuándose de esto la zona de Alumbres; y que la de Santi Spiritus y Barranco de Mendoza son formaciones típicas que con mayor probabilidad cumplen con aquella condición.

Todos los elementos que descubre el análisis espectroscópico a manera de trazas, como interposiciones en los cristales de la blenda que forma parte del relleno de aquéllos, convienen con este supuesto, y cuando aparecen cuerpos como el arsénico o el antimonio susceptibles de cristalizar superficialmente, se distinguen por su gran aptitud mineralizadora que alcanza también a las formaciones de gran profundidad.

No nos es posible, por escasez de antecedentes, seguir haciendo deducciones, ni insistir más en esta disertación que esperamos nos sirva como de prólogo o programa al estudio más amplio sobre los criaderos de Cartagena, con cuyo encargo nos ha honrado el Instituto Geológico (1).

Terminaremos haciendo protesta de no haber pretendido exponer ideas originales: hemos aspirado solamente a hacer una prudente aplicación de las tan racionalmente desarrolladas

(1) Este estudio se dividirá en tres partes:

- I. Estudio tectónico y estratigráfico de la región.
- II. Relaciones tectónicas y estratigráficas de las mineralizaciones. Clasificación y descripción de los distintos tipos de criaderos que aparecen en aquélla.
- III. Determinación y práctica, por inducción geológica de las exploraciones más convenientes.

por el sabio profesor de la Escuela de Minas de París, en cuyos asertos, repetimos, hemos fundamentado estas muy modestas observaciones.

No pretendimos tampoco deducir consecuencias decisivas sobre la edad de estos criaderos, ni sobre la profundidad límite de las mineralizaciones; no podría ser esto de otra suerte con los antecedentes aportados, de que ya hemos hecho referencia; por lo mismo no negaremos la posibilidad de contradecir algunos de nuestros anteriores supuestos como consecuencia de las comprobaciones que habremos de hacer en nuestro ulterior estudio.

Fué nuestro único objeto el demostrar que por simple examen a la simple vista o inducción geológica, por el aspecto y disposición de los terrenos de las rocas hipogénicas o de los criaderos, como ha sido práctica hasta aquí, no se llegará jamás a desentrañar el intrincado problema que nos plantea hoy la Metalogenia, rama de la Geología, hasta hace muy poco tiempo en estado embrionario; pero con los eficaces medios que nos proporcionan la Petrología y Mineralografía, el Análisis químico y el espectroscópico, pronto se llegará a descubrir aquellas sospechadas leyes y a construir la verdadera ciencia que, con sus corolarios y teoremas, habrá de ser el más poderoso auxilio para el rápido y seguro desenvolvimiento de la industria minera.

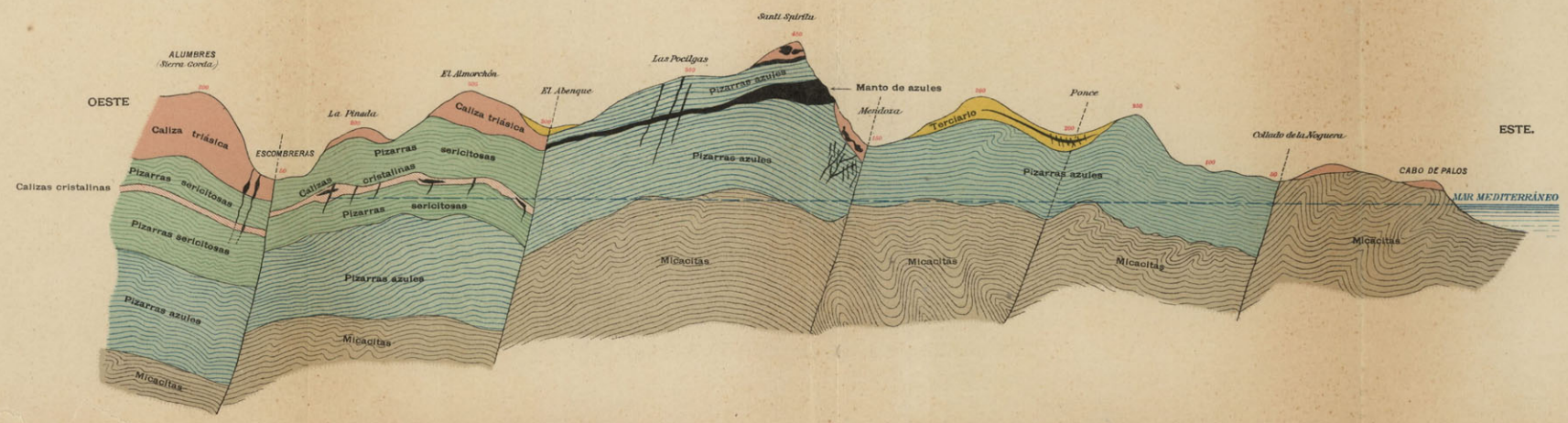
RICARDO GUARDIOLA





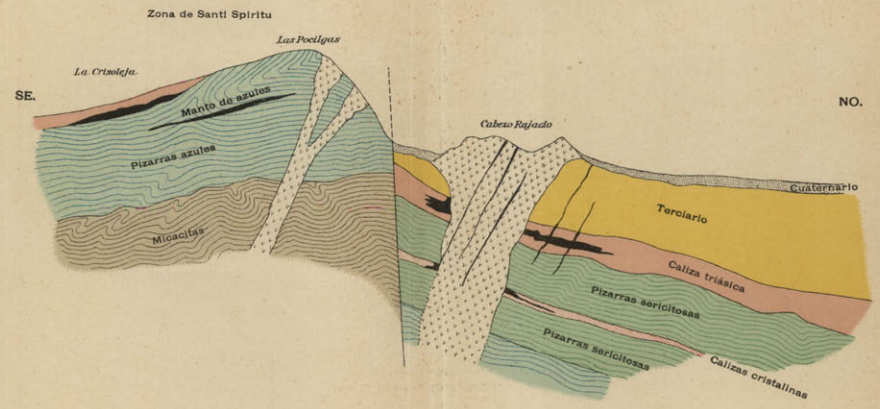
CORTE ESQUEMÁTICO DE LA SIERRA DE CARTAGENA DESDE ALUMBRES A CABO DE PALOS.

Por D. Ricardo Guardiola
Ingeniero de Minas



Pizarras sericitosas }
 Pizarras azules } Estrato cristalino
 Micacitas }

CORTE ESQUEMÁTICO TRANSVERSAL.



PROCEDIMIENTO ÓPTICO PARA FACILITAR EL ESTUDIO
DE LOS
MINERALES ISÓTROPOS Y DE LAS MACLAS MÚLTIPLES
POR
DOMINGO DE ORUETA Y DUARTE
Ingeniero de Minas.

PROCEDIMIENTO ÓPTICO PARA FACILITAR EL ESTUDIO

DE LOS

MINERALES ISÓTROPOS Y DE LAS MACLAS MÚLTIPLES

Al estudiar las rocas hipogénicas es frecuente tropezar con una dificultad, que depende de la naturaleza de los minerales que entran en la composición de dichas rocas, especialmente de los que integran la matriz (1), si aquéllas son porfídicas. Nos referimos a la sustancia vítrea, llamada para abreviar *vidrio*, que en muchas rocas hipogénicas, y particularmente las eruptivas, forma con frecuencia la totalidad o una parte importante de dicha matriz. El vidrio es transparente unas veces, translúcido otras, pero siempre es isótropo, por lo cual aparece extinguido, o sea totalmente negro, entre los nicoles cruzados. De esto se deriva una dificultad grande para el estudio de la roca al microscopio.

Objeto del procedimiento.

En efecto, consideremos el caso más frecuente desde el punto de vista que nos ocupa: el de una roca porfídica, cuya matriz es totalmente vítrea o, al menos, predomina en ella el vidrio en proporción notable. Examinada una matriz así entre

(1) Con la palabra *matriz* designamos la pasta que envuelve y contiene los fenocristales de las rocas porfídicas. Nos ha parecido que esta palabra expresa mejor la idea que otras empleadas por algunos autores; por ejemplo, *magma*, *materia fundamental*, etc., traducción esta última de la alemana *grundmasse*. Concuierda, además, la palabra *matriz* con la significación mineralógica que de ella da el Diccionario de la lengua castellana (edición de 1914).

los nicoles cruzados, se verá lo que representa la microfotografía núm. 1; esto es, un fenocristal rodeado de una masa negra, en cuyo seno se adivinan, más bien que se ven, algunos microlitos. Pero de la naturaleza de esa masa negra, de su textura íntima y de la distribución de sus elementos, dado caso que los tenga, no nos dice nada la microfotografía núm. 1, pues ninguna de dichas propiedades se ve, ni se puede ver, en la masa uniformemente negra que rodea al fenocristal.

Si se separa del microscopio uno de los nicoles o los dos, el aspecto de la preparación cambia radicalmente. El vidrio de la matriz, incoloro y muy transparente en esta roca, deja pasar la luz uniformemente por toda su superficie, y como los microlitos envueltos por dicho vidrio son también incoloros y transparentes, se confunden con éste y apenas se distinguen. Tampoco se distinguen los detalles de textura del vidrio, ni sus diferencias dentro de su aparente uniformidad; diferencias que, sin embargo, existen, como se ve en la microfotografía 1^a.

Este procedimiento de separar uno de los nicoles y examinar la preparación sin efectos de polarización ha sido, sin embargo, el seguido hasta ahora para estudiar las rocas de matriz vítrea o semivítrea. La deficiencia de sus resultados acabamos de exponerla, y de ella ha nacido la idea de buscar un procedimiento que supla esta deficiencia, suprimiendo la isotropía del vidrio, conservándole su transparencia sin anular las reacciones ópticas que originan los nicoles cruzados; reacciones que son las que acusan y permiten estudiar las diferencias de textura íntima, las propiedades de los microlitos y las de los granos pequeños de otros minerales envueltos por la masa vítrea. En una palabra, cuantos detalles y fenómenos interesa conocer en el estudio micrográfico de una roca.

La base óptica del procedimiento empleado para conseguir este fin es: *introducir en el haz luminoso polarizado que llega a la preparación una modificación tal que imposibilite la anu-*

Base óptica del método.

lación total de la luz, o sea la extinción que produce el nicol analizador. La explicación de este principio óptico la hacen en sus respectivos tratados cuantos han escrito sobre métodos petrográficos. Conviene, sin embargo, exponer en breves palabras la base en que se funda el procedimiento en cuestión, porque ello contribuirá a facilitar la explicación del mismo.

Si el haz de luz polarizada que emerge del polarizador no encontrase obstáculo alguno en su camino, esto es, si en la platina del microscopio no estuviera colocada una preparación de roca, el haz llegaría al analizador tal y como salió del polarizador, y, como el plano de vibración de aquél es perpendicular al de éste (en el supuesto de nicoles cruzados que estamos considerando), toda la luz se anularía, habría extinción y el campo del microscopio aparecería negro. Consideremos ahora el caso de una lámina de roca colocada en la platina. En esta lámina habrá cuerpos de diferente naturaleza óptica, esto es, isótropos y anisótropos, como sucede en la roca de la microfotografía figura 1. Los isótropos tienen la propiedad de no introducir modificación en el haz de luz que los atraviesa, y, por consiguiente, esta luz llegará al analizador como si no hubiera encontrado obstáculo alguno en su camino, y ocurrirá, por lo tanto, lo que ocurría antes, que esta luz se anulará y los cuerpos isótropos se verán negros, o sea extinguidos, en el campo del microscopio, como sucede, en efecto, con el vidrio de la figura 1.

Los cuerpos anisótropos, en cambio, al ser atravesados por el haz de luz polarizada, descomponen este haz en dos, que vibran perpendicularmente uno a otro y con velocidades diferentes; por lo cual, cuando emergen de la placa hay un retraso de marcha en uno de ellos con respecto al otro. Al llegar al analizador, los planos de vibración de ambos haces, que, como acabamos de decir, son perpendiculares uno a otro, se confunden en uno solo; ambos haces vibran en el mismo plano, pero

conservando siempre la diferencia de marcha que les imprimió la lámina de mineral anisótropo. Consecuencia inmediata de esto es que ambos haces interferirán, y que de esta interferencia resultará un aumento en la intensidad luminosa de la imagen, una aminoración, o una anulación de luz, según sea la cuantía de la diferencia de marcha entre ambos haces. Si la luz que alumbró al microscopio no es monocromática, sino luz natural, y contiene, por consiguiente, todos los colores del espectro, como la velocidad de cada uno de éstos es diferente de la de los demás, resultará que alguno o algunos de ellos se anularán, y el haz de luz que llega al ojo del observador tendrá el color que resulte de la combinación de los no anulados. De aquí que los cuerpos anisótropos aparezcan coloreados entre los nicols cruzados cuando se los examina por el ocular.

Pasemos ahora al análisis de nuestro procedimiento. Consiste éste en intercalar *entre el polarizador y el objeto*, y precisamente entre ellos dos y no en otra región del microscopio, una lámina de un mineral anisótropo, de espesor uniforme y colocada a 45 grados de sus posiciones de extinción, para que deje pasar la mayor cantidad de luz posible. Veamos lo que sucede entonces. Esta lámina ejerce sobre el haz de luz la acción ya descrita antes. Lo descompone en otros dos que vibran perpendicularmente uno a otro y con velocidades diferentes. Por lo tanto, si la lámina en cuestión estuviera sola, los dos haces llegarían al analizador, vibrarían en el mismo plano y darían un color de polarización resultante de las interferencias, el cual veríamos mirando por el ocular del microscopio, y que ocuparía todo el campo de visión de aquél si la lámina fuera bastante grande para ello. Este color sería uniforme y el mismo para todas las regiones del campo visual, si el espesor de la lámina fuera también uniforme. Diremos, de una vez para todas, que ambos supuestos se realizan en las láminas que empleamos,

Pero esta lámina no está sola en el microscopio. En la pla-

tina de éste hay otra lámina, la de la roca que estamos estudiando, la cual contiene minerales isótropos y anisótropos. Veamos lo que sucede cuando esta lámina de roca da paso a los dos haces que emergen de la primera lámina, de la que está entre la de roca y el polarizador, a la cual llamaremos de aquí en adelante, para abreviar y evitar confusiones, *lámina auxiliar*. Ya se ha visto que los minerales isótropos no ejercen acción alguna sobre la luz polarizada; por lo tanto, los dos haces que los atraviesan ahora llegarán al analizador como si no hubiera objeto alguno en la platina, y sucederá lo mismo que antes; el analizador los obligará a vibrar en el mismo plano, interferirán, y resultará un color de polarización que será el propio de la lámina auxiliar, esto es, el mismo que ésta daba cuando estaba aislada en el microscopio. Esto sucederá siempre, sea cual sea la naturaleza del mineral isótropo, y sea cual sea su orientación en el plano de la platina. En resumen, y como primera consecuencia del procedimiento, *los minerales isótropos de una roca nunca aparecen extinguidos o negros, sino alumbrados con un color exactamente igual al de polarización de la lámina auxiliar*.

En los minerales anisótropos el fenómeno es más complejo. Cada uno de los dos haces de luz emergentes de la lámina auxiliar se descompone, a su vez, en dos haces que vibran en direcciones perpendiculares y con desigual velocidad. Los cuatro haces, al llegar al analizador, vuelven a vibrar en un plano único, y por ello pueden interferir; pero como las cuatro velocidades son distintas, resulta un color también distinto del que daban cuando no había lámina auxiliar, y *elevado o retrasado* (1),

(1) Sabido es que los colores de polarización de los minerales son los mismos que los de los *anillos de Newton*, y que se distribuyen de igual modo, empezando por el color de polarización más bajo, que es el negro, y siguiendo, en orden ascendente, con el gris, amarillo, rojo, azul, etc. Como estos colores son resultado de las diferencias de longitudes de onda que hay entre los haces que interfieren, se dice que *ascienden* cuando estas diferen-

respecto a este último, según sea la dirección de la sección; pero conservando siempre una relación fija y determinada con el de la lámina auxiliar. Dentro de esta relación hay un hecho, previsto de antemano, que resalta sobre los demás: *el mineral no se extingue ni se puede extinguir nunca*. En efecto; cuando llega a su posición de extinción, en la que aparecería negro entre los nicoles cruzados si no existiera la lámina auxiliar, toma, a causa de ésta, un color de polarización exactamente igual al propio de dicha lámina. Las figuras 1 y 1ª muestran bien esto. La primera está tomada con los nicoles cruzados, sin lámina auxiliar. La segunda sólo se diferencia de la anterior en que se ha intercalado una lámina auxiliar, cuyo color es el azul del segundo orden de Newton. El cristal grande maclado está en la figura 1 en la posición de extinción correspondiente a uno de los individuos de la macla, al que forma la hoja de la izquierda y la banda estrecha del centro, y, por lo tanto, aparece completamente negro. En cambio, en la figura 1ª esta macla se ve con un color azul oscuro, igual al de polarización de la lámina auxiliar, y lo mismo se vería en cualquiera otra de las posiciones de extinción. Este fenómeno se explica bien si se tiene en cuenta que, para el caso que estamos analizando, un mineral anisótropo, en sus posiciones de extinción, obra sobre el haz de luz lo mismo que un cuerpo isotrópico.

En resumen: *El efecto de la lámina auxiliar sobre los minerales anisótropos es doble. Al negro correspondiente a la extinción lo sustituye un color de polarización igual al de la lámina auxiliar y en cualquiera otra posición que no sea la de*

cias van siendo mayores. Monsieur A. Michel Levy ha publicado un cuadro, en el que están ordenados los colores de polarización, de izquierda a derecha, en el sentido ascendente. Este cuadro comprende los cuatro primeros órdenes de colores, y sirve para determinar los minerales por su color de polarización y teniendo en cuenta el espesor. Este cuadro está reproducido en la mayor parte de los tratados de petrografía posteriores al de Michel Levy. Se puede adquirir también suelto en las librerías científicas de París.

extinción, el color de los minerales entre los nicoles cruzados se cambia, con la interposición de la lámina, en otro más alto o más bajo, según sean las posiciones respectivas del mineral y de la lámina.

Esto último se comprenderá mejor si se recuerda el orden de los colores de polarización y lo que sucede cuando se introduce en el microscopio una lámina auxiliar de un mineral para hallar el signo óptico.

Sabido es que el color de polarización depende de tres factores: la naturaleza del mineral, el espesor y la dirección en que está cortado. La intensidad o brillo del color depende de la orientación de la sección respecto a los planos de vibración de los nicoles. Es nula, y el mineral aparece negro o extinguido, cuando sus direcciones de mayor y menor elasticidad coinciden con los planos de vibración de los nicoles, y alcanza su máximo brillo cuando el mineral gira en su plano 45 grados a un lado o al otro de sus posiciones de extinción. Ahora bien, hemos dicho que la lámina auxiliar se intercala en el microscopio con su dirección de extinción a 45 grados de los planos de vibración de los nicoles, y como esta lámina permanece fija, si hacemos girar la de mineral 45 grados a un lado o al otro de sus direcciones de extinción, resultará que en uno de los sentidos coincidirán las direcciones de elasticidad máxima del mineral y de la lámina y en el otro sentido sucederá lo contrario; esto es, la dirección de elasticidad máxima de la lámina coincidirá con la de elasticidad mínima del mineral. En el primer caso habrá suma de elasticidades y el color de polarización subirá; en el segundo habrá resta, y dicho color bajará; pero como sabemos de antemano cuál es la diferencia de marcha que se introduce en el haz de luz al interponer la lámina auxiliar, sabremos también cuál será la subida y bajada del color de polarización del mineral en los dos casos considerados.

Tal es el fundamento óptico del procedimiento. Antes de

entrar en los detalles prácticos del mismo y en la exposición de las aplicaciones de que es susceptible, debemos decir cuál ha sido su génesis, empezando por declarar que la idea de él no es nueva y que el empleo de láminas auxiliares es bastante antiguo, si bien con este empleo no se persiguiera el mismo fin a que nosotros aspirábamos.

Historia y génesis del procedimiento.

Desde el segundo tercio del siglo pasado anunciaban en sus catálogos los constructores ingleses de microscopios unas subplatinas provistas de un disco giratorio, en cuyo contorno ponían láminas circulares de mica y yeso, con diferentes espesores, que, al girar el disco, se intercalaban sucesivamente en el trayecto del haz de alumbrado, colocándose entre el polarizador y el objeto. El constructor James Swift & Son fué el primero que introdujo este accesorio en las subplatinas de sus microscopios. Otros colocaban las láminas de yeso y mica en una platina auxiliar, que se introducía en la del microscopio y que recibía en su cara superior al portaobjeto que contenía la preparación. Estas platinas auxiliares, que aun se venden hoy día, llevan una corredera con tres láminas redondas de yeso de diferente espesor, que se intercalan a voluntad en el trayecto del haz de luz. Además, en el centro de la platina hay otra lámina auxiliar giratoria de mica, que permite situar su dirección de elasticidad máxima en cualquier sentido. Esta lámina, combinada con las de la corredera, permite alumbrar al objeto con varias combinaciones de color, correspondientes a otras tantas modificaciones del haz incidente sobre el objeto.

Esta variedad de colores era, precisamente, lo que se proponían los constructores ingleses con estas láminas. Originar esos bellísimos efectos de luz y de color que se producen cuando la luz polarizada pasa a través de láminas minerales de espesor adecuado. No se perseguía estudiar más a fondo la textura íntima de los cuerpos, y menos la de los minerales, puesto que en la época en que comenzaron a usarse estas láminas en los mi-

croscopios ingleses (1860 a 1862), la ciencia petrográfica puede decirse, apenas existía, pero como ya se hacían preparaciones minerales, y especialmente de sales y otros cuerpos que cristalizaban entre el portaobjeto y el cubreobjeto, las tales láminas producían efectos bellísimos, y por lo mismo había demanda de ellas (1).

Fijémonos en que los constructores ingleses averiguaron desde el principio que el mejor sitio para colocar estas láminas era el espacio comprendido entre el polarizador y el objeto, y que por esto las colocaron en la platina o en la subplatina, y no encima de aquélla. La conveniencia de tal emplazamiento se comprenderá fácilmente si se recuerda el efecto que originan estas láminas, que es dividir el haz de luz en dos haces, los cuales, al atravesar el objeto, se descomponen a su vez y se anulan en parte, dando a cada mineral su color propio de polarización. El objetivo, situado inmediatamente a continuación del objeto, reúne estos haces múltiples y forma una imagen de ellos, sobre la cual actúa el analizador en la forma ya indicada antes. Pero si la lámina auxiliar se intercala después del objetivo, el efecto de éste se anula en parte, pues ya sabemos que dicha lámina divide en dos a cada haz que incide en ella. Resultarán entonces fracciones de haces que no se han combinado

Posición de la lámina auxiliar.

(1) Estas láminas, colocadas en la platina o en la subplatina del microscopio, no se han usado nunca que sepamos en el continente europeo, y si tan sólo en Inglaterra. Depende esto de que en Alemania, Francia y demás naciones del continente, el microscopio ha sido y sigue siendo un instrumento exclusivamente científico, cuyo único fin es la investigación de estructuras invisibles a simple vista, y en cambio, en Inglaterra, a más de esta finalidad científica, se ha considerado también al microscopio como un objeto de distracción y recreo, como lo son un estereoscopio o un álbum de vistas fotográficas, que tienen su sitio en los salones de las casas particulares, y muestra cosas que son bonitas e interesantes a un tiempo. Fácilmente se comprende, por tanto, la aceptación que tuvieron y tienen todavía cuantos accesorios del microscopio contribuyen a embellecer las imágenes que por él se ven y entre estos accesorios pocos hay que llenen tan cumplidamente su objeto como las láminas de mica y yeso alumbradas con luz polarizada.

debidamente para formar la imagen, y ésta no resultará limpia y bien definida, sino con sus contornos un tanto borrosos y vagos. Por esto es de capital importancia intercalar la lámina o láminas auxiliares *antes del objeto y no después de él*.

Los adelantos de la petrografía hicieron ver que uno de los caracteres más importantes para determinar los minerales de una roca, era el signo óptico de aquéllos, el cual se averigua fácilmente por medio de una lámina auxiliar de yeso, mica o cuarzo que se intercala en el microscopio, en dirección tal, que su eje de elasticidad mínima, o sea de mayor índice, forme un ángulo de 45 grados con los planos de vibración de los nicoles (1). Desde entonces empezaron a usarse láminas auxiliares, pero es de notar que estas láminas se han intercalado siempre en el sitio en que más influyen en detrimento de la buena definición de la imagen; esto es, encima del objeto, entre el objetivo y el analizador. De aquí resulta, que las imágenes que se ven al determinar el signo óptico son siempre borrosas y mal definidas. Sólo conocemos una excepción a esta mala práctica, la de un microscopio construido en los talleres de la Carnegie Institution, de Washington, bajo la dirección del eminente petrógrafo americano Mr. F. E. Wright. En este microscopio las láminas auxiliares para determinar el signo óptico se intercalan en la subplatina entre el polarizador y el condensador.

Tales son los datos que nos sugirieron la idea de aplicar láminas auxiliares al estudio de las rocas que contienen minerales isótropos. Procedimos por tanteos, ensayando láminas de cuarzo, yeso y mica de diferentes espesores y comparando los

Láminas auxiliares y sus espesores. Colores resultantes.

(1) Dada la índole de este trabajo no nos es posible detenernos a explicar las diversas manipulaciones petrográficas que nos vemos precisados a citar. El lector que las desconozca encontrará las explicaciones necesarias, y entre ellas la de la determinación del signo óptico, en los tratados modernos de petrografía, entre otros en el muy notable escrito por el catedrático don Lucas Fernández Navarro, titulado *Cristalografía Óptica*.

resultados. Consecuencia de estos tanteos ha sido la selección de dos láminas auxiliares que funcionan aisladas o combinadas según los casos. Estas láminas son: una de mica de *un cuarto de longitud de onda*, igual a la que ordinariamente se emplea para determinar el signo óptico; la otra es una lámina de yeso, de espesor tal, que da entre los nicoles cruzados el color violeta sensible con que comienza el segundo orden de Newton. Estas láminas se intercalan siempre entre el polarizador y el condensador, y en tal posición, que la dirección n_g de índice máximo, o sea de elasticidad mínima, forme un ángulo de 45 grados con los hilos del retículo ocular, o sea con los planos de vibración de los nicoles. Es indiferente que esta dirección n_g esté en los cuadrantes NE.-SO., o en los NO.-SE.

En el microscopio «Orueta» que hemos empleado para obtener las microfotografías de este trabajo, las láminas van montadas en armaduras metálicas, giratorias alrededor de un eje exéntrico para que se puedan intercalar o separar rápidamente del eje óptico del microscopio. En los microscopios de observación se montan entre dos cubreobjetos redondos que se colocan en el portadíafragmas de la subplatina, para lo cual se les da el mismo diámetro que a dichos diafragmas. La dirección n_g de las láminas está marcada con una flecha en la armadura metálica o en los cubreobjetos.

La lámina de mica empleada sola eleva el tono negro de los minerales isótropos al gris brillante. Desaparece la isotropía, como en todas las combinaciones de láminas que hemos empleado, pero resulta el inconveniente de que predominan los tonos grises en el campo visual, y estos tonos son difíciles de diferenciar por la retina humana. En cambio, en las rocas cuya matriz es exclusivamente vítrea, resulta muy práctica esta lámina de mica empleada aislada.

La lámina de yeso eleva el color negro al violeta sensible del segundo orden, y si bien el color resultante permite apre-

ciar diferencias bastante pequeñas, el conjunto deja algo que desear en cuanto a visibilidad, pues el violeta no es el tono que mejor impresiona a la retina.

Las dos láminas superpuestas de modo que coincidan sus direcciones n_g , elevan el color negro al azul del segundo orden; mejor dicho, al tono azul verdoso de la banda que separa el azul del verde en este orden. Los minerales isótropos toman, por lo tanto, este color, el cual es, por cierto, uno de los que mejor aprecia la retina, por el hecho de que su longitud de onda difiere poco de la de la raya G del espectro normal. Los tonos de polarización de los minerales anisótropos suben, a lo sumo, a los colores del cuarto orden, y sólo en los casos excepcionales en que la dirección n_g de estos minerales coincida con la n_z de las láminas, suben estos colores al blanco de orden superior, cosa que no tiene importancia, pues a más de ser rara dicha coincidencia, son también muy pocos los minerales que polarizan en colores tan altos que el resultante de su combinación con el de las láminas llegue al citado extremo. En cambio, cuando el color baja por coincidir la dirección n_g de las láminas con la n_p de los minerales, este descenso no llega nunca al negro, alcanzando a lo sumo al gris brillante (centro de la banda gris), y esto constituye una notable ventaja en pro del empleo de las dos láminas combinadas, pues si se llegan a ver manchas negras en el campo de visión, se puede asegurar que proceden de minerales opacos y no isótropos; cosa que se comprueba separando del eje uno de los nicoles. Por estas razones, la combinación que casi siempre empleamos es la que acabamos de describir: la lámina de mica de $\frac{1}{4}$ de longitud de onda con la de yeso violeta del segundo orden. Un examen de las seis microfotografías del texto dará idea de los resultados que se pueden obtener con ellas; por lo cual, terminaremos este trabajo haciendo un ligero análisis de dichos resultados.

NÚM. 1. AUMENTO $\times 52$ DIÁMETROS.—La roca es una



Fig. 1 (x. 52)

Fonolita.

Fig. 1ª (x. 52)

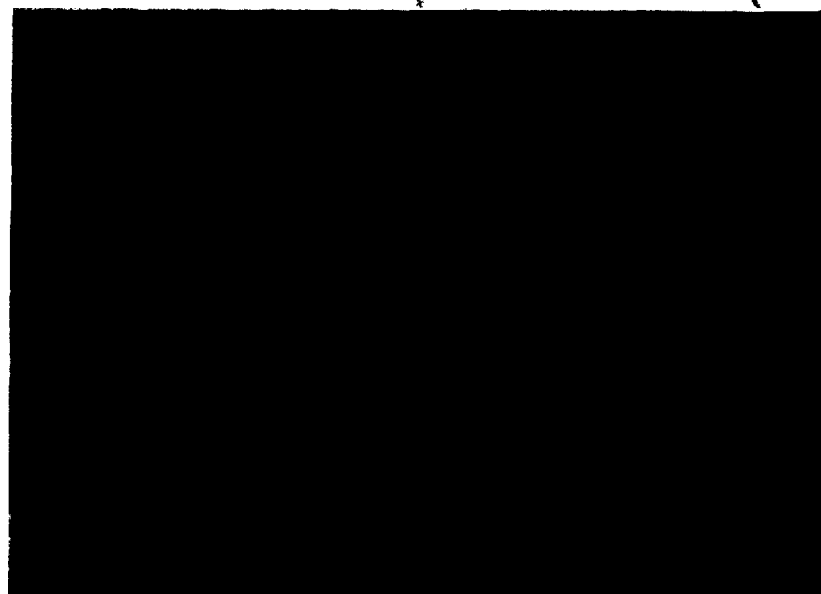


Fig. 2 (x. 40)

Basalto.

Fig. 2ª (x. 40)



Fig. 1 (x. 52)



Fig. 1^a (x. 52)

Fonolita.



Fig. 2 (x. 40)



Fig. 2^a (x. 40)

Basalto.

fonolita cuya matriz es de textura hialopilitica, esto es, formada por microlitos y granos de minerales envueltos en vidrio. Este último entra en bastante proporción en la matriz y su textura íntima es un tanto fluidal (fig. 1^a). Si se examina la microfotografía 1 y se la compara con la 1^a, se ve que una gran parte de los microlitos está oculta, y esto es debido a que encima o debajo de ellos hay una capa de vidrio que, por ser isótropo, forma a modo de un manto negro que los oculta a la vista. Las diferencias en la textura íntima del vidrio no se ven tampoco porque siendo todo él igualmente isótropo, el color negro es el mismo en todas las regiones del campo. El fenocristal de piroxeno *aegirina* está maclado, según h^1 , y una de las series de láminas hemitrópicas está extinguida, por lo cual su color negro la hace confundirse con la matriz. Otro tanto les sucede a los granos de minerales opacos.

Examinemos ahora la microfotografía 1^a, para obtener la cual se han interpuesto sobre el polarizador las dos láminas de mica y yeso, conservando, sin la menor variación, los demás elementos ópticos que han servido para obtener la microfotografía 1. Lo que primero llama la atención es el aspecto del fenocristal de *aegirina*. La hoja de la izquierda se destaca ahora bien sobre la matriz, pues aun cuando el tono de color sea el mismo para ambas, el color propio de la *aegirina* y su alto índice de refracción originan bastante contraste entre ambos cuerpos. Los cruceros, inclusiones y demás detalles contenidos en esta macla se ven ahora y se pueden estudiar bien. En el vidrio se puede observar a primera vista su textura fluidal, bastante marcada en esta roca, y además, varias manchas redondas de color verdoso, que indican un comienzo de formación de *clorita*. Los granos grandes y pequeños de magnetita y los de piroxeno se destacan ahora con claridad. Por último, el número de microlitos por unidad de superficie ha aumentado en proporción notable, porque ahora se ven todos los que en realidad contiene la matriz.

Como la finura de la imagen y su buena definición no pierden nada con la interposición de las láminas, cabe emplear para la observación objetivos potentes que resuelvan porción de detalles interesantes, que son invisibles con el pequeño aumento de las microfotografías 1 y 1ª y, en general, con el de las demás que acompañan este trabajo. Así lo hemos comprobado prácticamente repetidas veces, empleando aumentos hasta de 500 diámetros. Las microfotografías se han obtenido adrede con poco aumento, con objeto de mostrar el fenómeno en su conjunto y para que el lector pueda apreciar bien las diferencias entre las microfotografías obtenidas con láminas y las que lo han sido sin ellas.

Las figuras 2 y 2ª (aumento $\times 40$) representan un basalto, y en ellas se acentúan las diferencias que hemos señalado para la matriz de las 1 y 1ª. Compárese ante todo la diferencia de visibilidad de los microlitos de *labrador* entre la 2 y la 2ª. Aquí el vidrio está muy cargado de granos de *magnetita*, y esto origina bastante opacidad en dicha matriz; pero así como en la 2 no se pueden distinguir las partes realmente opacas de las que lo son por isotropía, en la 2ª se diferencian claramente las unas de las otras. Muestran también estas microfotografías el salto uniforme de los colores de polarización. Por ejemplo, el cristal grande de olivino del centro ha pasado del amarillo del primer orden al de segundo; el que está encima del anterior ha pasado del rojo del primer orden al azul verdoso del tercero, y así sucesivamente en los demás; pudiéndose notar que los saltos o pasos en cuestión son iguales; esto es, que corresponden a intervalos iguales dentro de la gama de Newton; cosa que se comprueba fácilmente examinando el cuadro de los colores de polarización citado antes.

Las microfotografías 3 y 3ª (aumento $\times 45$) representan una andesita con la matriz vítrea en parte, y muestran, como las anteriores, el mayor número de detalles que aparecen en la ma-

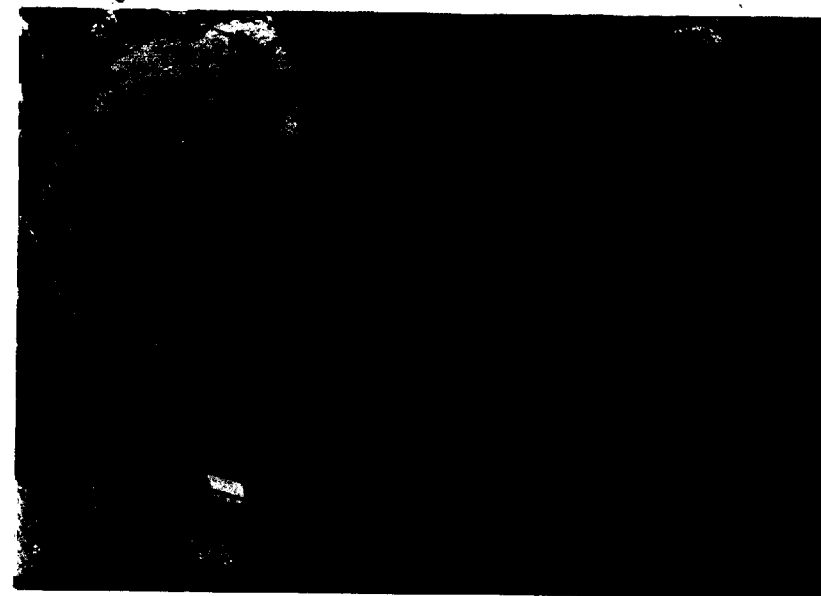


Fig. 3 (x. 45)

Fig. 3ª (x. 45)

Andesita.

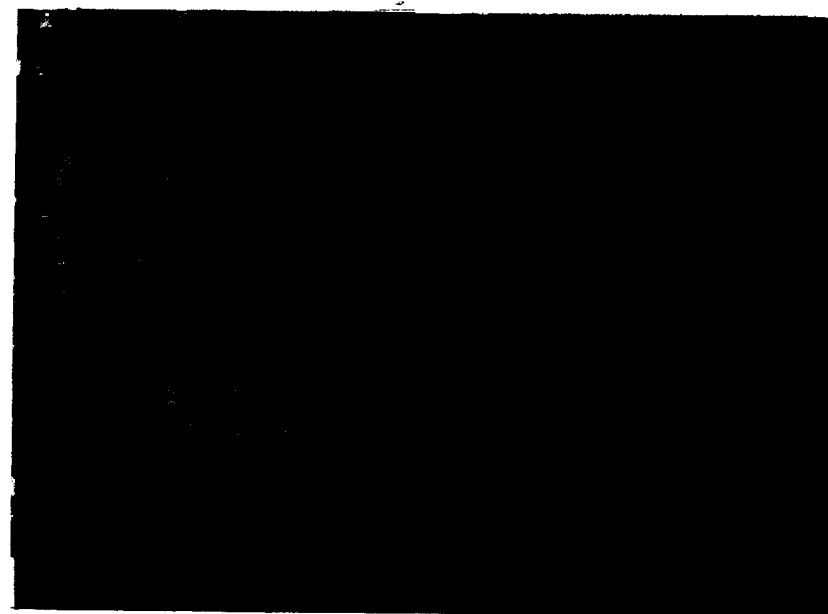


Fig. 4 (x. 30)

Fig. 4ª (x. 30)

Andesita.



Fig. 3 (x. 45)



Fig. 3^a (x. 45)

Andesita.



Fig. 4 (x. 30)



Fig. 4^a (x. 30)

Andesita.

triz cuando se interponen las láminas. Pero su principal finalidad es mostrar la utilidad del procedimiento en el estudio de las maclas. Las del cristal grande de *hornablenda* se ven, en realidad, tan claras en una como en otra microfotografía, pero fijándose en los pequeños cristales de feldespato contiguos e incluidos en el de anfíbol, se percibe en seguida el efecto de las láminas. Todos estos pequeños cristales de feldespato, así como el grande anfíbol que ocupa la parte superior de la microfotografía están maclados, y estas maclas sólo se ponen de manifiesto cuando se interponen las láminas.

Las figuras 4 y 4.^a (aumento $\times 30$) representan también una andesita, y muestran hasta adónde puede llegar la influencia del vidrio en la matriz de una roca. La de ésta contiene con relativa abundancia elementos bastante grandes (nótese que el aumento es tan sólo de 30 diámetros), la mayoría de los cuales qued³, sin embargo, oculta por el vidrio. Aquí no ocurre como en la roca 2 que la matriz es en parte opaca; al contrario, la transparencia del vidrio es notable, y envueltos por este vidrio hay numerosos elementos imposibles de ver sin el auxilio de las láminas. En efecto, obsérvese que entre los elementos mayores hay multitud de microlitos y granos que componen una textura afanítica típica, que es característica de esta roca. En la microfotografía 4.^a se percibe con claridad esta textura, la cual, estudiada después con mayor aumento, muestra bien los elementos antedichos. En cambio, en la microfotografía núm. 4 los sitios ocupados por estos elementos aparecen completamente negros porque el vidrio los envuelve. Sólo se libran de esto y son visibles en la microfotografía 4, los que por su mucho tamaño llenan todo el espesor de la preparación sin que haya capa de vidrio encima ni debajo de ellos.

Las microfotografías 5 y 5.^a representan una traquita cargada de óxido de hierro, y su aumento es de 40 diámetros. Muestran el influjo de las láminas en esas maclas complejas de feldespato,

que tanto abundan entre los fenocristales de las rocas eruptivas porfídicas. Basta comparar las dos microfotografías para hacerse cargo de la diferencia y de la mayor claridad con que se destacan los individuos maclados cuando se intercalan las láminas. La matriz de esta roca es opaca.

Por último, las microfotografías 6 y 6^a (aumento $\times 45$) son de una andesita con bastante óxido de hierro en su matriz, y se han hecho para mostrar la utilidad de las láminas en el estudio de las aglomeraciones de minerales, que también es frecuente encontrar en las rocas eruptivas. En estas aglomeraciones cada trozo o cristal está casi siempre orientado en distinto sentido que los demás, y por esto es casi seguro que una parte de aquéllos estará extinguida cuando los restantes no lo estén. Esto, y la pequeñez de algunos de los trozos, que es causa de que el vidrio de la matriz los envuelva, trae como consecuencia que haya cierto número de elementos invisibles, como muestra la microfotografía 6. Estos elementos se ponen de manifiesto cuando se intercalan las láminas, quedando negras o casi negras sólo aquellas regiones de la matriz que, por estar muy cargadas de magnetita, son opacas.

DATOS ÓPTICOS DE LAS MICROFOTOGRAFÍAS

Las seis que acompañan este trabajo son dobles, esto es, que en cada placa del tamaño 9×12 se han obtenido dos pruebas: unas designadas con los números 1, 2, 3,, etc., obtenidas con los nicols cruzados y sin láminas auxiliares, y las otras designadas 1^a, 2^a, 3^a,, etc., que se han obtenido también con los nicols cruzados; pero habiendo interpuesto entre el polarizador y el condensador las dos láminas auxiliares descritas, que son: una de mica, de $\frac{1}{4}$ de longitud de onda, y otra de yeso, que da el color de polarización violeta del segundo orden. Las

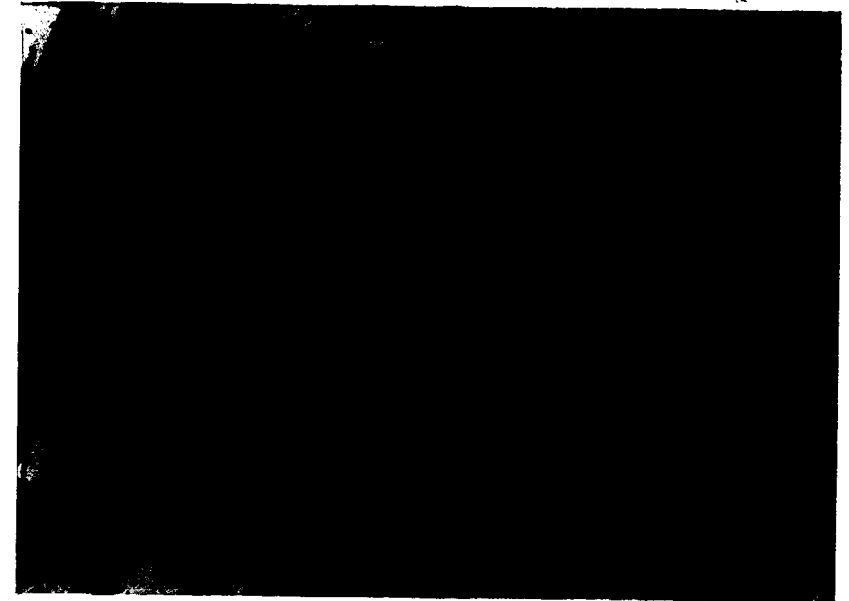


Fig. 5 (x. 40)

Traquita.

Fig. 5ª (x. 40)

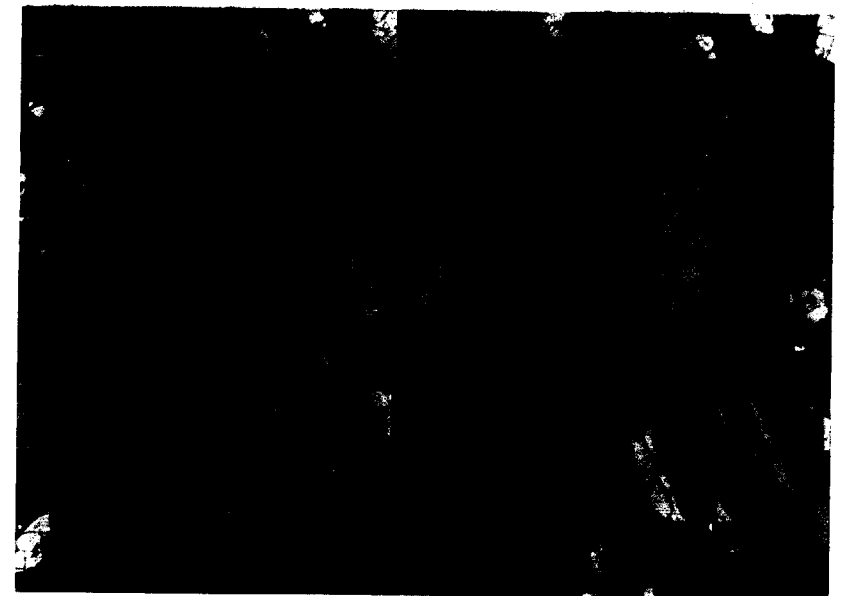


Fig. 6 (x. 45)

Andesita.

Fig. 6ª (x. 45)

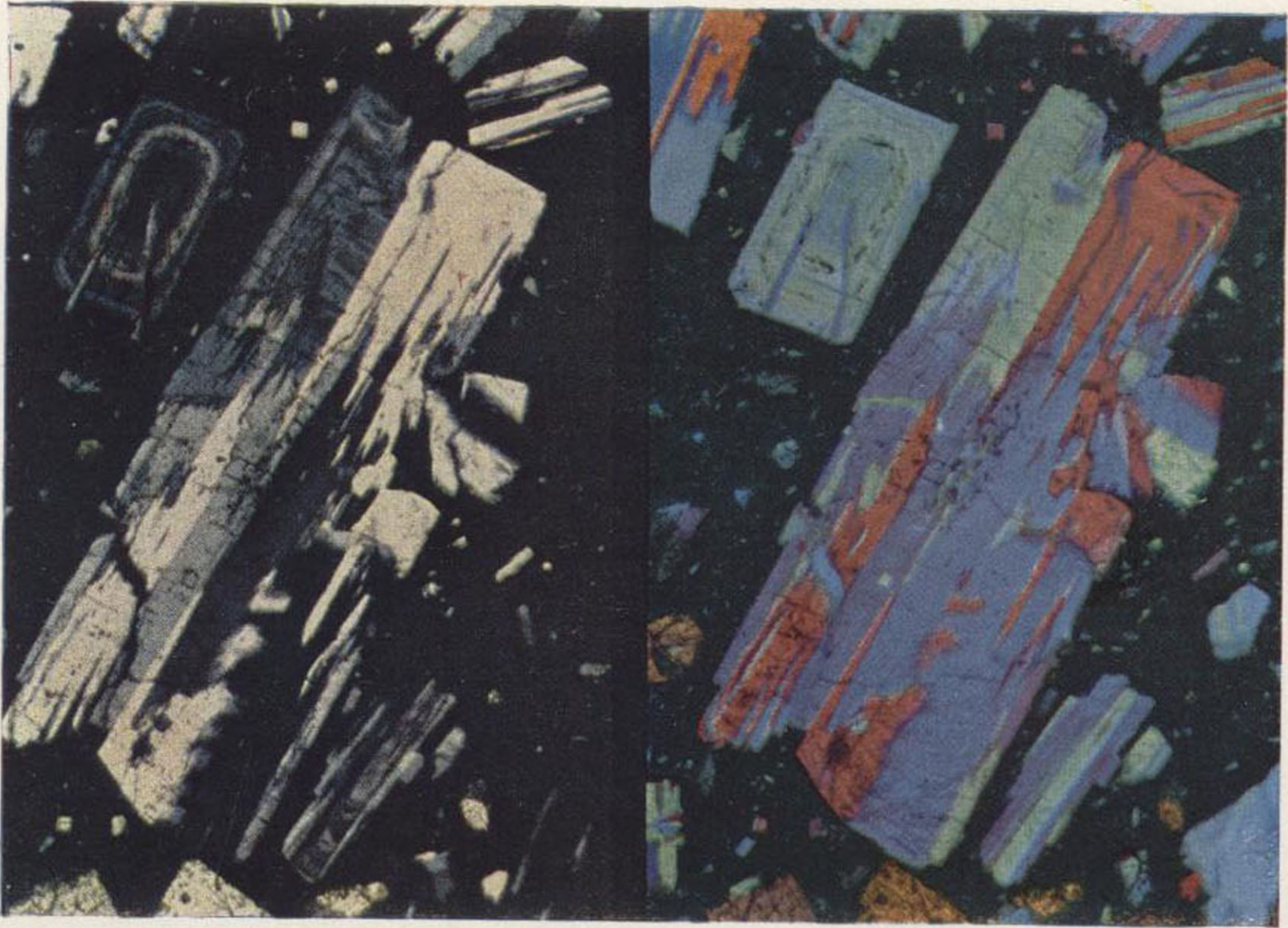


Fig. 5 (x. 40)

Fig. 5^a (x. 40)

Traquita.

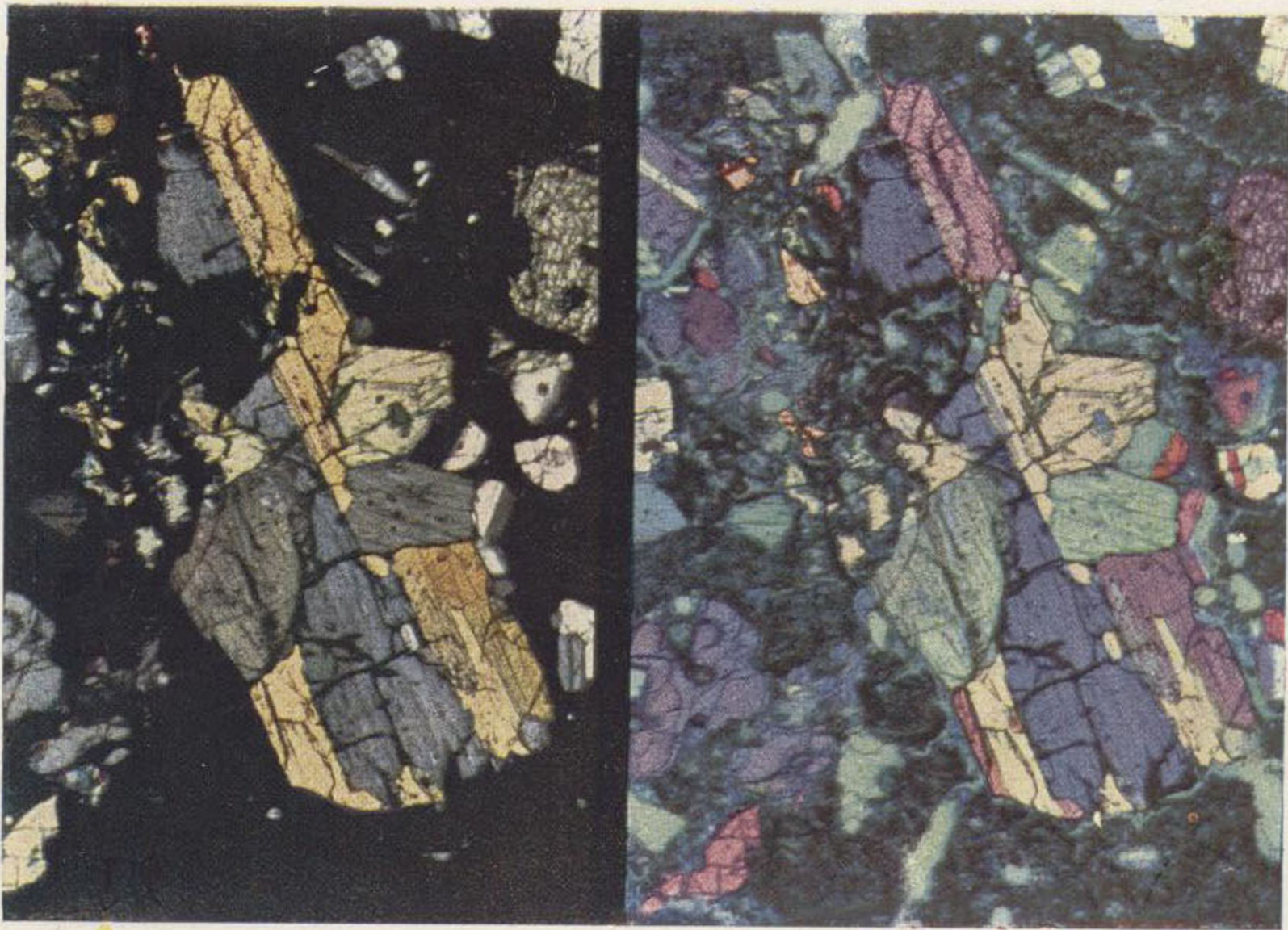


Fig. 6 (x. 45)

Fig. 6^a (x. 45)

Andesita.

direcciones n_g de las dos láminas están superpuestas una a otra y a 45 grados de los planos de vibración de los nicoles. Se ha empleado un *châssis* multiplicador, que ha permitido obtener sucesivamente las dos microfotografías con sólo correr el portaplacas del *châssis*, sin tener que separar éste de la cámara ni tocar al tornillo de enfocar ni a ningún otro de los elementos de aparato. La única modificación introducida al pasar de una prueba a su inmediata en la misma placa ha sido la interposición de las dos láminas.

Los elementos ópticos comunes a todas las microfotografías son:

Luz.—Eléctrica Nernst, obtenida con la lámpara de Kohler.

Polarizador.—Montado sobre el banco de óptica y provisto de la lente auxiliar núm. 7, colocada entre el polarizador y el colector de la lámpara. El objeto de esta lente es hacer pasar a través del polarizador todo el haz de luz que emerge del colector.

Condensador.—Vidrio de gafas núm. 17.

Objetivo.—Planar de 20 milímetros de distancia focal.

Prisma.—Uno de reflexión total, colocado a continuación del analizador, que desvía los rayos en ángulo recto para que penetren en la cámara.

Cámara.—De fuelle largo, para obtener distintos aumentos sin tener que cambiar el objetivo.

Microscopio.—Modelo «Orueta», construido en el taller de automática que dirige el ingeniero D. Leonardo Torres Quevedo.

Placas.—Autocromas Lumière.

NOTA.—En todas las figuras los planos de vibración de los nicoles son paralelos a los lados del rectángulo de cada microfotografía.

Madrid, enero 1922.

UN SONDEO
EN EL
CARBONÍFERO DE LEÓN
TRABAJO PÓSTUMO
DE
DON RAMON DE URRUTIA

UN SONDEO
EN EL
CARBONÍFERO DE LEÓN

TRABAJO PÓSTUMO DE D. RAMÓN DE URRUTIA

La desgracia ha hecho que sea yo quien tenga que publicar este último trabajo del inolvidable maestro; al cumplir este deber deseo expresar a su memoria todo mi cariño y agradecimiento.

RAMÓN M.^a DE ROTAECHE.

En 1920 encomendó el Instituto Geológico a D. Ramón de Urrutia el estudio previo para la investigación por sondeo de la posible prolongación de la cuenca carbonífera de León y Palencia, por debajo de los terrenos más modernos.

A nadie mejor pudo confiar esta misión el Instituto, pues Urrutia, competentísimo en todas las materias que abarca nuestra profesión, era verdadero especialista en los estudios de geología industrial.

En Asturias, donde pasó buena parte de su vida, se citan hoy sus trabajos como modelos y su autoridad como indiscutible en cuestiones estratigráficas; realizó trabajos geniales de investigación en Castillo de las Guardas, donde dirigía las minas de pirita ferro-cobrizo, y en Bilbao, donde pasó sus últimos

años, se considera que sus estudios (muchos inéditos) sobre aquella cuenca minera son lo más completo y definitivo que existe. Sus teorías quedaron confirmadas en el sondeo de la mina *Primera* que cortó 40 metros de carbonato a los 280 de profundidad, y ha hecho concebir esperanzas sobre la duración de la cuenca vizcaína que hace años se hubieran considerado fantásticas.

Desde que se construyó el ferrocarril de La Robla a Valmaseda, ha sido Bilbao el centro de los negocios de toda la cuenca carbonífera que servía dicha línea; Urrutia, que era muy conocido en la villa como especialista en minas de carbón, fué, puede decirse, consultor único de cuantos proyectaban asuntos en aquella zona. Esto le obligó a hacer una serie de expediciones que aprovechó como geólogo expertísimo para reunir una colección de datos cuya mutua relación le dió al fin idea exacta de la complicada estratigrafía de aquel país.

Cuando el Instituto Geológico le encargó el estudio mencionado, sólo necesitó consultar sus apuntes, y de ellos entresacó los datos para los croquis y cortes que publicamos.

Como sus trabajos anteriores se referían a problemas industriales que constituían otros tantos casos aislados, dejaban forzosamente vacíos en las observaciones de conjunto, y para colmarlos y realizar un verdadero estudio completo se disponía a emplear algunos días en el terreno, cuando le sorprendió la muerte, antes de cumplir estos propósitos, sin escribir la descripción de sus cortes y bosquejos.

Así se ha perdido con Urrutia un completo estudio geológico minero de las comarcas que tan bien conocía. Para que no se pierda en absoluto tan hermosa labor, el Instituto ha decidido que se publiquen sus dibujos tal cual él los dejó, pues los considera de gran interés para el estudio completo de toda la zona, que algún día ha de realizarse.

En primer lugar damos por su importancia el corte medio de la cuenca estefaniense cantábrica, que hasta ahora no se había publicado de manera tan acabada, y que es utilísimo para el geólogo y para el industrial.

El *Boletín Oficial del Ministerio de Fomento* publicó en su núm. 52, año V, un interesante trabajo de los ingenieros señores Landecho y Viladomat referente a la cuenca de Matallana, en el que se inserta un corte debido a Urrutia, pero el autor consideraba más completo este que ahora publicamos, si bien aun abrigaba sobre él algunas dudas, lo que no es extraño en hombres de verdadero mérito.

¿Se puede acaso considerar alguna vez definitivo cualquier trabajo geológico? ¿Lo habrá que no admita rectificación más o menos grande o, al menos, adiciones? Cuanto más sagaz sea el observador y más intensos sus estudios, más fácil es que se le presenten dudas sobre afirmaciones que antes creía terminantes. Por eso si hubiera vivido Urrutia habría continuado perfeccionando este corte.

Lo describe así (en sentido ascendente), lám. 1.^a:

A. Tramo pizarroso de la base, que contiene en la parte alta una capa *c*, por lo general, potente y sucia y un carbonero *c'*, muy próximo a ella, más alguna otra vena sin importancia; suelen abundar en estos bancos las impresiones de *Pecopteris* y *Annularias*; *Pecopteris polymorpha* y *Annularia stellata*, principalmente.

B. Gran banco de pudinga cuarzosa, con cantos de muy diversas dimensiones, desde los muy gruesos hasta los del tamaño de una avellana. En muchos sitios desaparecen y la roca degenera en arenisca cuarzosa de grano grueso, que, a su vez, se va haciendo arcillosa y pasa a arenisca pizarreña, y aun a pizarra, en algunos tramos. Con este horizonte coincide en la parte SO. de la cuenca un banco de brecha pizarreña de elementos silurianos.

C. Tramo de areniscas y pizarras que contiene de 16 a 20 capas de carbón, y que puede dividirse en dos subtramos: el *inferior* (en que dominan las areniscas), comprendido entre el conglomerado o arenisca *B* y un banco de gonfolitas *g'*, entre cuyos cantos de caliza suelen hallarse otros pequeños de arenisca devoniana; el *superior* se compone de una alternación regular de pizarra-capas-arenisca, que se repite 16 ó 18 veces.

La gonfolita *g'* desaparece en muchos sitios en los que es difícil ver la separación de los dos subtramos.

Este tramo C tiene espesor muy variable: desde sólo 150 metros que conserva en gran parte de su recorrido, en el que todas las capas de carbón se reducen a vetas o lechos de pizarra carbonosa inexplorable, hasta 500 ó más metros, y 8 ó 12 capas de 0,60 ó un metro de potencia. Bien que esto último es excepcional (Villablino), pues, generalmente, donde el tramo es explotable sólo tienen regular potencia la primera capa *c* del subtramo inferior, una o dos de la primera mitad del subtramo superior y otras tantas en su mitad más alta.

En todo el tramo abundan en las pizarras, a la vez que los *pecopteros*, los restos de *calamites Cistii*, Broug.

D. Banco de arenisca cuarzosa, que en algunos sitios tiene lechos de conglomerado avellanado y, a veces, constituye una pudinga de elementos gruesos.

E. Tramo esterial de pizarra.

F. Pizarras de la base del tramo medio, que unas veces se presenta concordante con el inferior y otras discordante.

G. Tramo de areniscas, generalmente pizarreñas y a menudo micáferas, que alternan con pizarra y 7 u 8 capas de carbón. Hacia la parte media un banco de gonfolita *g*, que en algunos sitios se transforma en pudinga cuarzosa mediante la sustitución gradual de los cantos de caliza, por cantos de cuarzo y del cemento calizo, por uno arenoso; la pudinga cuarzosa degenera a la vez en arenisca.

Las capas de carbón que reúnen mejores condiciones de explotación son las dos *cc* a uno y otro lado de la gonfolita separadas entre ellas 50 metros y con un carbonero intermedio.

En la parte alta del tramo hay bancos de areniscas cuarzosas y feldespáticas con abundantes impresiones de *Calamites Suckovi*, y otras huellas y restos vegetales.

H. Tramo estéril de pizarras con algunos bancos delgados de areniscas pizarreñas.

I. Pizarras y areniscas pizarreñas, y en la base bancos de areniscas cuarzosas y feldespáticas llenas de impresiones vegetales. Contiene este tramo de cinco a seis capas de carbón, de potencia muy irregular: desde 10 a 40 centímetros que conservan en la mayor parte de su corrida hasta varios metros que alcanza alguna de ellas (Sabero).

J. Tramo estéril pizarroso.

Hasta aquí la explicación de Urrutia. El nivel J era el que más dudas le inspiró, pues no se explicaba que sólo en Sabero presentase las extraordinarias potencias que allí se registran.

Realmente es muy compleja la estratigrafía de la cuenca leonesa-palentina, quizás como en ninguna otra de la Península. Además de su tectónica complicadísima, pues los pliegues se repiten con frecuencia increíble y radios de plegamientos inverosímiles por lo reducidos, faltan en absoluto los horizontes que pudieran servir como línea de referencia; ya lo habrá advertido el lector en la explicación de Urrutia: las pudingas pasan a areniscas, y éstas a pizarras dentro de un mismo nivel; la potencia de las capas varía entre límites muy amplios y, por último, no son característicos los fósiles hallados hasta ahora.

Todas estas deficiencias se hubieran subsanado con una explicación del conjunto de la cuenca, donde se especificasen los caracteres locales que sirvieron a Urrutia para trazar el corte sintético que antecede; es decir, el trabajo que se disponía a realizar.

Ninguna explicación dejó el autor acerca de las demás láminas que publicamos; de algunas ni aun *la significación de los colores*. A falta de la explicación genuina damos a continuación la sucinta, que conocemos por *sus conversaciones*.

El «Esquema estratigráfico» (lám. 1.^a) representa la visión sintética que tenía Urrutia de la estratigrafía de la cordillera cantábrica, cuya zona asturiana habría recorrido y examinado minuciosamente. En él destacan los característicos plegamientos de los Picos de Europa como anillos alargados, de sección anticlinal en sus afloramientos de cuarcita siluriana y sinclinal en los de caliza carbonífera; *pliegues tóricos* los llamaba gráficamente D. Ramón.

Adviértese que consideraba estefanienses las manchas carboníferas de la vertiente septentrional de la divisoria cantábrica desde Infiesto y la Marea, hacia Levante (de acuerdo con las publicaciones del ingeniero Sr. Patac), y lo mismo la que penetra cerca de Pajares, al Oeste de la cuenca asturiana. Esta última mancha había atraído tiempo atrás su atención y sospechaba, contra la creencia general, que no pertenecía al westfaliense. A propósito de esto escribió a D. Luis de Adaro, quien, según creemos, encargó que visitase el terreno al Sr. Cifuentes, facultativo de Minas, que gozaba de su confianza, y que luego de su examen manifestó que, a su juicio, no había motivo para alterar la clasificación de westfaliense asignada a la zona carbonífera de Pajares. Sin embargo, años después, cuando Urrutia conoció más profundamente la cuenca de León, se afirmó en su creencia de que desbordaba por la vertiente septentrional de la divisoria cantábrica a Poniente y a Levante de la cuenca asturiana y cuando Patac publicó su trabajo, se encontró de acuerdo con él en este punto, y así lo dibujó en el presente estudio.

Apréciase también en este esquema la intensidad que en el NO. de la Península alcanzaron los movimientos hercinianos que motivaron ya una pequeña transgresión en el devoniano, el

cual, casi concordante con el siluriano en la mayor parte de la extensión de sus depósitos, presenta, no obstante, en algunos puntos ligeras discordancias, cuales son las que muestra el bosquejo hacia el cruce del meridiano de Infiesto con un paralelo poco al Norte de Riaño.

La caliza carbonífera se depositó en los Picos de Europa y en casi toda la vertiente Norte de la cordillera, directamente sobre el siluriano, o, en todo caso, sobre la caliza de crinoides, llamada *mármol griotto*; en cambio, al Sur de la cordillera, y también al Norte, en la parte occidental de la cuenca, existen potentes bancos de areniscas devonianas, entre el siluriano y la caliza de montaña; van señalados de rojo en el esquema, sin duda porque el horizonte más conocido es el de areniscas ferruginosas explotables y, en algunos puntos, explotadas.

El depósito westfaliense de Asturias es casi concordante con la caliza carbonífera, tal vez por haber coincidido con un período de calma en los movimientos orogénicos. En cambio, debieron alcanzar éstos su mayor extensividad antes que comenzaran a depositarse los sedimentos estefanienses, que por esta causa descansan directamente, en discordancia sobre el siluriano, en sus cuencas occidentales: Cangas, Villablino, Tremor, etc., en tanto que al Mediodía y a Levante es la caliza de montaña la que sirve de base al carbonífero superior productivo.

Se aprecia mejor esta discordancia en la lámina 2.^a, en las figuras 1.^a y 4.^a, que representan el croquis estratigráfico de Sabero y el corte medio de la *Grina a Cistierna*. Especialmente en la cubeta más meridional afloran en la rama Norte los dos gonfolitas y la pudinga silíceas; mientras que al Sur se *estrellan* en profundidad contra la caliza, la pudinga y una de las gonfolitas, de modo que no aflora más que *la superior* de éstas.

No deja de ser extraño que en casi ningún punto de Asturias ni de León se encuentre el estefaniense sobre el westfa-

liense; sólo en Teverga cita este fenómeno Patac. ¿Ocurrirá así en la parte más septentrional de la cuenca asturiana, allí donde el secundario oculta los estratos carboníferos? Esto pudieran dilucidarlo el sondeo de Caldones y los restantes que se ejecuten continuando el plan iniciado.

El plano y corte de Guardo (lám. 3.^a) dan idea de la complicada estratigrafía de aquella comarca.

A lo largo de los arroyos Valdecastro y Valdelera y del río Carrión, geólogos eminentes han creído ver los afloramientos de innumerables capas distintas. Urrutia confirma, en cambio, que son pocos pliegues, repetidos y tan violentos, que ocurre, por ejemplo, que desde que las capas empiezan a cruzar el arroyo de Valdelera hasta que atraviesan el río Carrión (unos 2 kilómetros en línea recta), forman hasta 11 sinclinales, con sus anticlinales correspondientes.

Esta zona de Guardo es una de las que presentan todos los tramos del estefaniense cantábrico, desde las capas inferiores a la pudinga silícea, hasta las más superiores correspondientes a las magníficas de Sabero, que aquí están representadas por unos pobres carboneros.

También es notable el pliegue o serie de pliegues de Brañuelas (figuras 3.^a, 4.^a y 5.^a de la lámina 3.^a), que presenta un conjunto de afloramientos *digitados*. El corte *AB* demuestra que las capas inferiores no afloran al Norte de la cubeta a causa de la discordancia; mientras que las superiores desaparecen al Sur a consecuencia de la erosión. Por último, el detalle de la rama *ab* (fig. 5.^a) es un ejemplo de la facilidad con que puede incurrirse en un error estratigráfico si con una observación superficial se toma por discordancia lo que sólo es efecto de una serie de pliegues cortados por la superficie del terreno en puntos de distintos buzamientos.

En la lámina 2.^a se representa la cuenca de Sabero, que Urrutia conocía muy bien, pues dirigió allí explotaciones y dejó

imborrable recuerdo. Explicaba la extraordinaria potencia de las capas por el doble pliegue (que aparece en las figuras y cortes), comprobado por trabajos posteriores, que al mismo tiempo han evidenciado la clarividencia del autor.

Ya hemos advertido antes, que en el borde septentrional de la cubeta las capas estefanienses son casi concordantes con la caliza, pero que en el meridional hay marcada discordancia y su forma denota que en esa rama estaba muy levantada la caliza cuando comenzó el depósito estefaniense.

Al estudiar el punto concreto de la ubicación de los sondeos se inclinó Urrutia a reconocer la zona del Sur de Sabero (en la forma que luego veremos), y se decidió a esto guiado principalmente por consideraciones industriales.

El resultado financiero de la explotación de casi toda la zona de La Robla ha sido desastroso; especialmente en las minas de antracita.

Hoy, mientras en Asturias se venden los cribados de gas y de vapor a unas 50 pesetas sobre vagón en la mina y su precio de coste se acerca a las 40, las mismas clases en las antracitas de Palencia se cotizan a 80 pesetas con precios de costo que nunca llegan a 30; aunque los menudos de antracita siguen valiendo hoy bastante menos que los de gas (unas 20 pesetas de diferencia), la utilidad por tonelada es mucho mayor en aquéllas. Así, una mina corriente en España que tenga 60 por 100 de menudo, menor de 10 milímetros, 20 por 100 de 10 a 25 milímetros y 20 por 100 mayor de 25, daría los siguientes resultados, según fuera de antracita en la línea de La Robla, o de carbón graso de Asturias comparando los precios de 1912 con los de marzo de 1922 (1).

(1) Estos datos han variado mucho desde que se escribió este trabajo hasta su publicación.

	Antracita 1912.	Graso 1912.	Antracita 1922.	Graso 1922.
Precio coste	14	14	25	40
Precio medio de venta.....	13,50	19	35	36
Utilidad.....	»	5	10	»
Pérdida.....	0,50	»	»	4

Los menudos de antracita se han vendido antes de la guerra a 4 y 5 pesetas sobre vagón en Guardo o Santibáñez, con precios de costo que oscilaban alrededor de 10 pesetas; los cribados se vendían a unas 30 pesetas, de modo que no se podían trabajar las minas cuya proporción de menudos era grande, como sucede en casi todas.

En cambio, en Sabero se ha dado el caso, sin igual en la cuenca asturiana, de haberse obtenido (antes de la guerra) interés remunerador a un capital de 8 millones de pesetas con una explotación de 100.000 toneladas anuales.

Era, pues, acertado el juicio de Urrutia acerca del valor económico de la prolongación de la cuenca de Sabero. Sin embargo, estas condiciones han variado mucho después de la guerra.

No hay duda de que si Urrutia estuviese entre nosotros sentiría atenuarse su pesimismo acerca del porvenir de la cuenca estefaniense leonesa al ver como estos años, gracias a su calidad y a su situación respecto al mercado interior, van sus carbones sustituyendo a muchos de Asturias, sobre todo en los ferrocarriles y otros consumidores de carbón de vapor. Sabiendo esto quizá no se hubiera limitado a señalar los sondeos que figuran en el croquis de la lámina 1.^a entre los ríos Porma y Cea.

Aunque resulte algo incongruente, creemos oportuno transcribir aquí a la letra lo que Urrutia escribió hace unos años con relación a un sondeo en aquella región del ferrocarril de La Robla:

«El corte vertical de Norte a Sur es muy variable; los siguientes cortes, que son los más generales, pueden dar idea de su configuración en ese sentido (lám. 4.^a).

»Se ve que en unos sitios, como en el corte (A) (lám. 4.^a), afloran las dos ramas del pliegue que en conjunto forman las capas, pero en otros, como en el (B) y en el (C), únicamente aflora la rama Norte, y la rama Sur está recubierta por el terreno cretáceo o por los aluviones cuaternarios, lo que ha inducido a pensar en reconocer la prolongación de la cuenca al Sur, por debajo de estos terrenos más modernos, y hacer algunos sondeos, como los de Villaverde y Cervera.

»Por otra parte, si bien en general esta faja carbonífera tiene poco ancho de Norte a Sur, hay sitios, como en el valle del Cea, donde se extiende hacia el Norte en una extensión hasta de 15 a 20 kilómetros, formando una serie de ondulaciones, como representa el corte (D), o bien se encuentran otras fajas paralelas, separadas unas de otras por los terrenos inferiores, tal como indica el corte (E). Esto mismo puede repetirse hacia el Sur, por debajo de los terrenos más modernos, y, por tanto, tener la cuenca en ese sentido una extensión mucho mayor de la que correspondería a los cortes (B) y (C), presentándose en la forma que representan los cortes (F) y (G).

»Es decir, que puede extenderse por debajo de esos terrenos más modernos, bien sin solución de continuidad o bien formando una serie de fajas o islotes separados por los terrenos inferiores en la misma forma que en la parte descubierta, circunstancia que se debe tener muy en cuenta para su reconocimiento en profundidad.»

Es posible que al Sur de Sabero ocurra algo parecido a lo que indica el corte G; puede apreciarse estudiando en la lámina B el corte medio entre los meridianos de Cistierna y La Ercina.

Ya hemos dicho que la zona de Sabero era la que más in-

teresaba a Urrutia cuando señaló los sondeos guiado de consideraciones industriales. Opinaba que esa zona pertenece al tramo más alto de la cuenca. Si nos fijamos en el corte citado veremos que los pliegues van adquiriendo mayor amplitud hacia el Sur, según se van alejando de la divisoria cantábrica, y que, por tanto, es posible que el sinclinal que, probablemente, sigue al de Sabero, y que esté oculto por terrenos más modernos, sea más amplio y profundo que aquél y haya admitido también con él, y aun en mayor escala, todos los sedimentos estefanienses, desde los más antiguos hasta los contemporáneos de Sabero.

El plan de Urrutia era determinar por sondeos las características de este posible sinclinal (o sinclinales, pues es fácil que haya más de uno oculto). Para ello trazaba primero un perfil transversal, según un meridiano, y marcado por una serie de sondeos de 200 en 200 metros, según la línea *AB*. Supongamos que resulta que los puntos *O* y *O*₁ de este corte corresponden a las mayores profundidades de los sinclinales en el plano vertical del corte; entonces se darían otras dos series de sondeos siguiendo las líneas *MN* y *PQ* orientadas Este 10° Sur, que es, próximamente, el rumbo de los ejes de plegamiento; estos segundos sondeos, espaciados 400 metros, determinarán, en unión de los anteriores, la extensión de la formación investigada.

El croquis de la lámina 1.^a indica las probabilidades de hallazgo; allí se ve que el sinclinorio de Tremor desaparece bajo los recubrimientos, paralelamente al anticlinal siluriano que, oculto a trechos por los terrenos superiores, señala el croquis desde Tremor hasta Sabero. En La Ercina hemos recorrido sus afloramientos.

Es evidente que tanta importancia tiene para un sondeo el estudio del recubrimiento como el del terreno recubierto, objeto de la investigación; sin embargo, en todo lo que Urrutia ha dejado hecho se hace muy poca referencia a ese punto y es

porque, como dijimos al principio, faltaron al autor los días de labor de enlace de trabajo que se disponía a ejecutar en el campo cuando murió.

No debemos ocultar que algunos indicios hacen temer que exista una falla importante al Sur de la zona carbonífera actualmente explotada. Son éstos: lo regular de la alineación que limita por el Sur el carbonífero a lo largo del ferrocarril de La Robla; el buzamiento invertido que hemos observado en muchos puntos del recubrimiento, y donde se ve que las calizas secundarias buzan fuertemente al Norte; y, por último, la existencia de un característico banco de pudingas y arena que parece denotar con persistencia una zona de descomposición alineada de Este a Oeste.

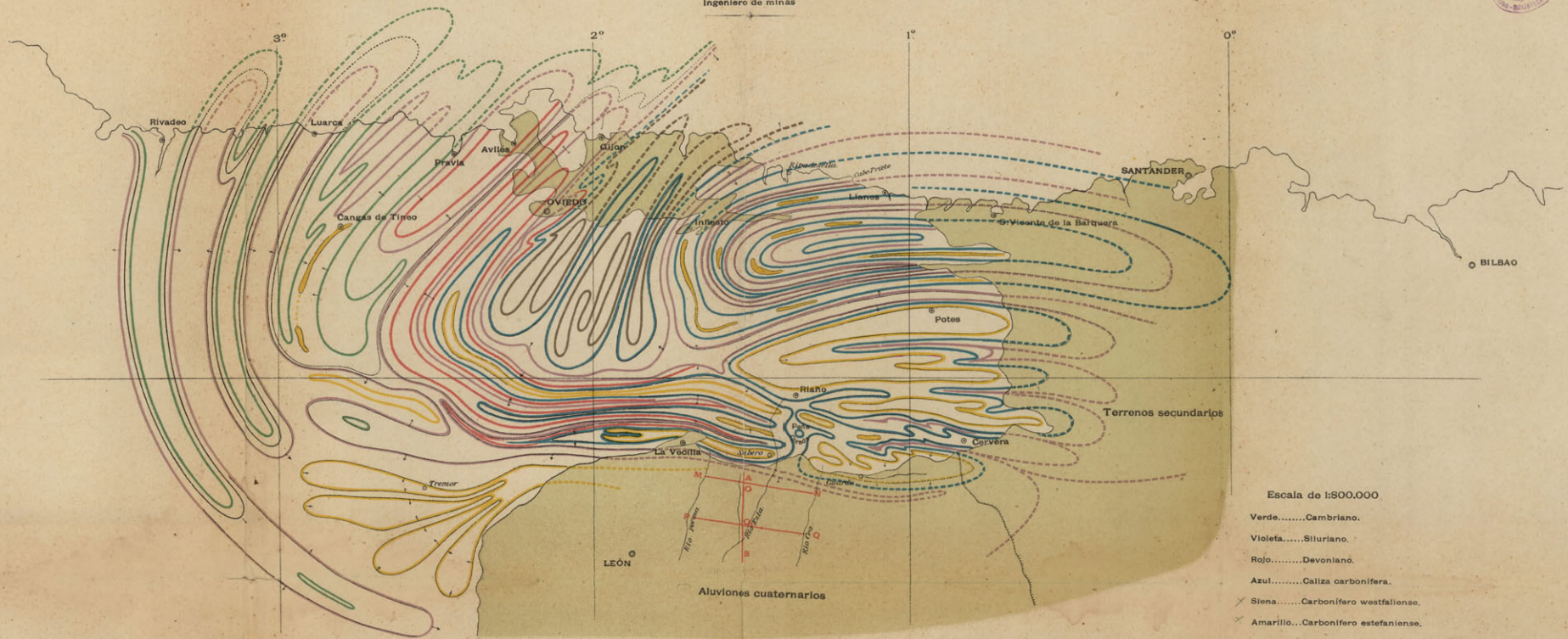
¿Existe en realidad esa falla?; y en tal caso, ¿qué importancia podrá tener su salto?

Esta truncada explicación que hemos forjado con los datos fragmentarios que poseíamos, da idea de la labor interesantísima que queda por hacer al Instituto Geológico, y que consistirá, ante todo, en la continuación del estudio de Urrutia (sin lo cual no se podría tener idea de la profundidad aproximada de los sondeos ni de su coste).

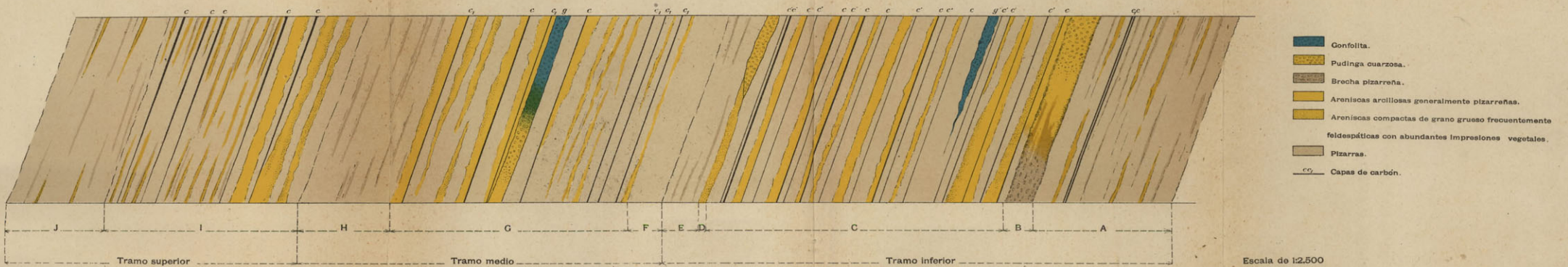
En suma, realizar lo que cortó el prematuro fallecimiento del sabio ingeniero, al que siempre se deberá la iniciación de ese estudio, si se termina, y a cuya memoria habría que agradecer el feliz resultado, si se obtiene.

ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO DE LOS ESTRATOS PRIMARIOS DE LAS PROVINCIAS DE ASTURIAS Y LEÓN

Por D. Ramón de Urrutia y Llano
Ingeniero de minas



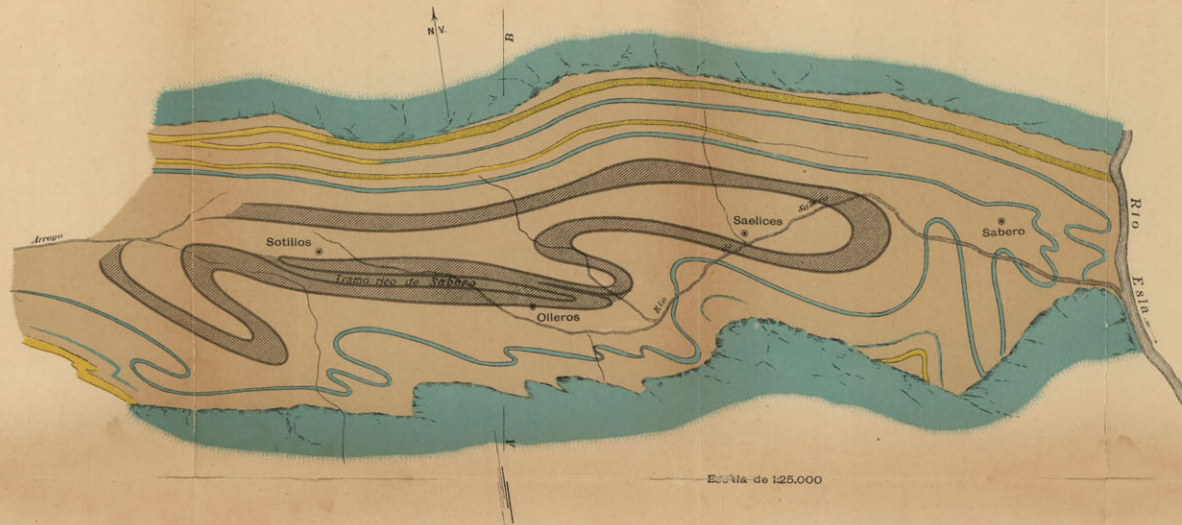
CORTE CARACTERÍSTICO DE LA FORMACIÓN HULLERA



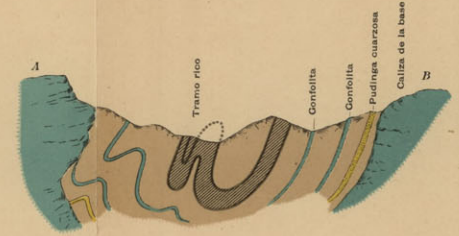


CROQUIS ESTRATIGRÁFICO DE SABERO

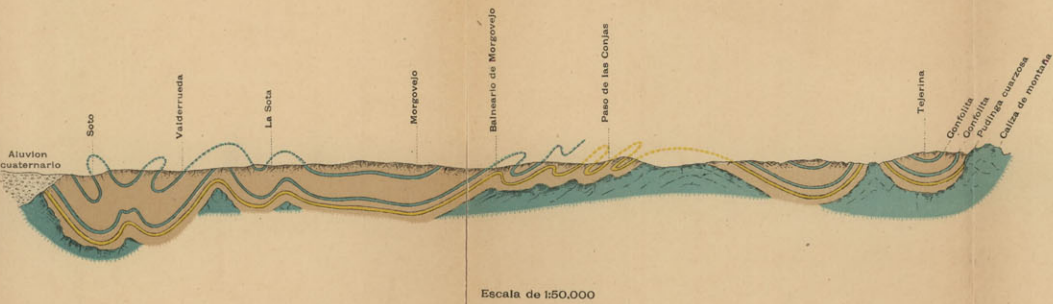
Por D. Ramón de Urrutia y Llano
Ingeniero de Minas



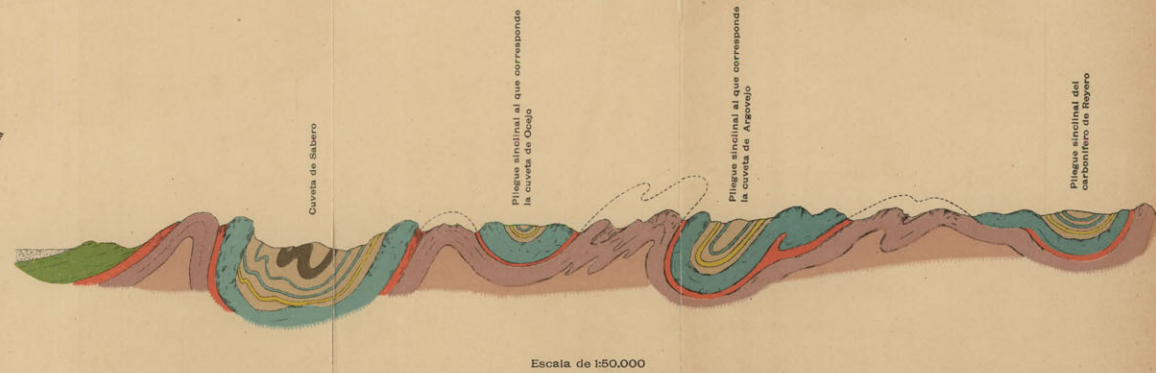
CORTE POR AB



CORTE ESTRATIGRÁFICO DE SOTO A TEJERINA



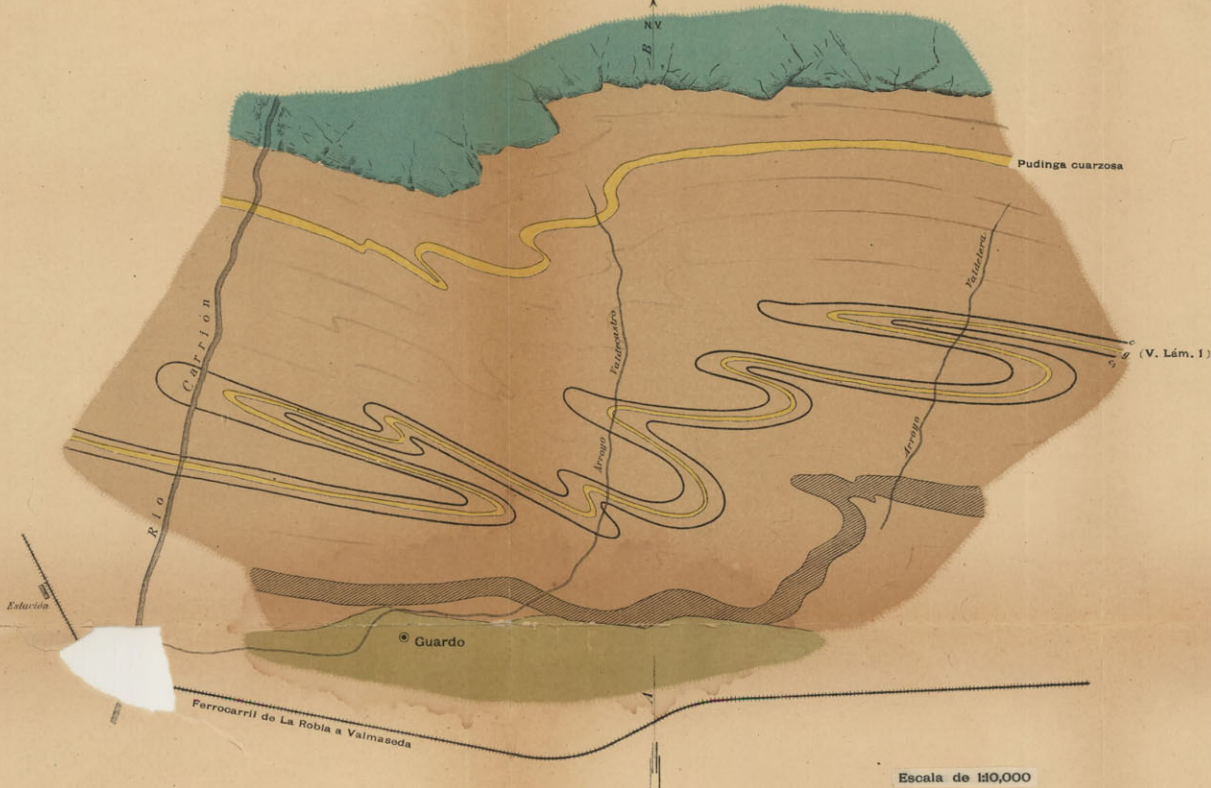
CORTE MEDIO ENTRE LOS MERIDIANOS DE CISTIENA Y LA ERCINA



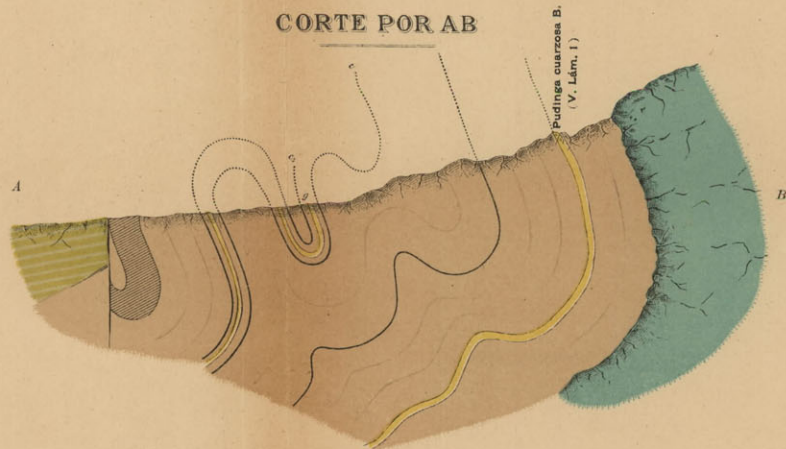


CROQUIS ESTRATIGRÁFICO DE GUARDO

Por D. Ramón de Urrutia y Llano
Ingeniero de Minas



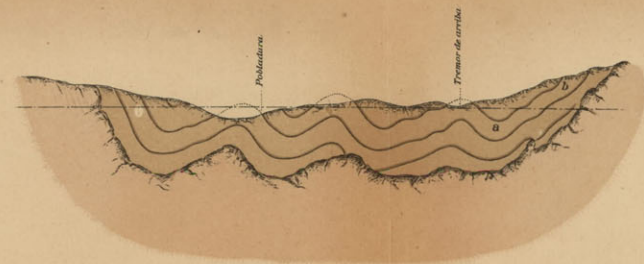
CORTE POR AB



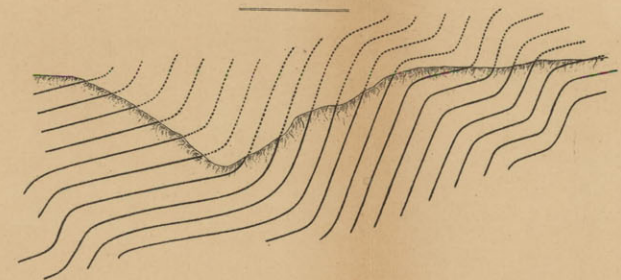
CROQUIS ESTRATIGRÁFICO DEL CARBÓNIFERO DE BRAÑUELAS



CORTE AB.

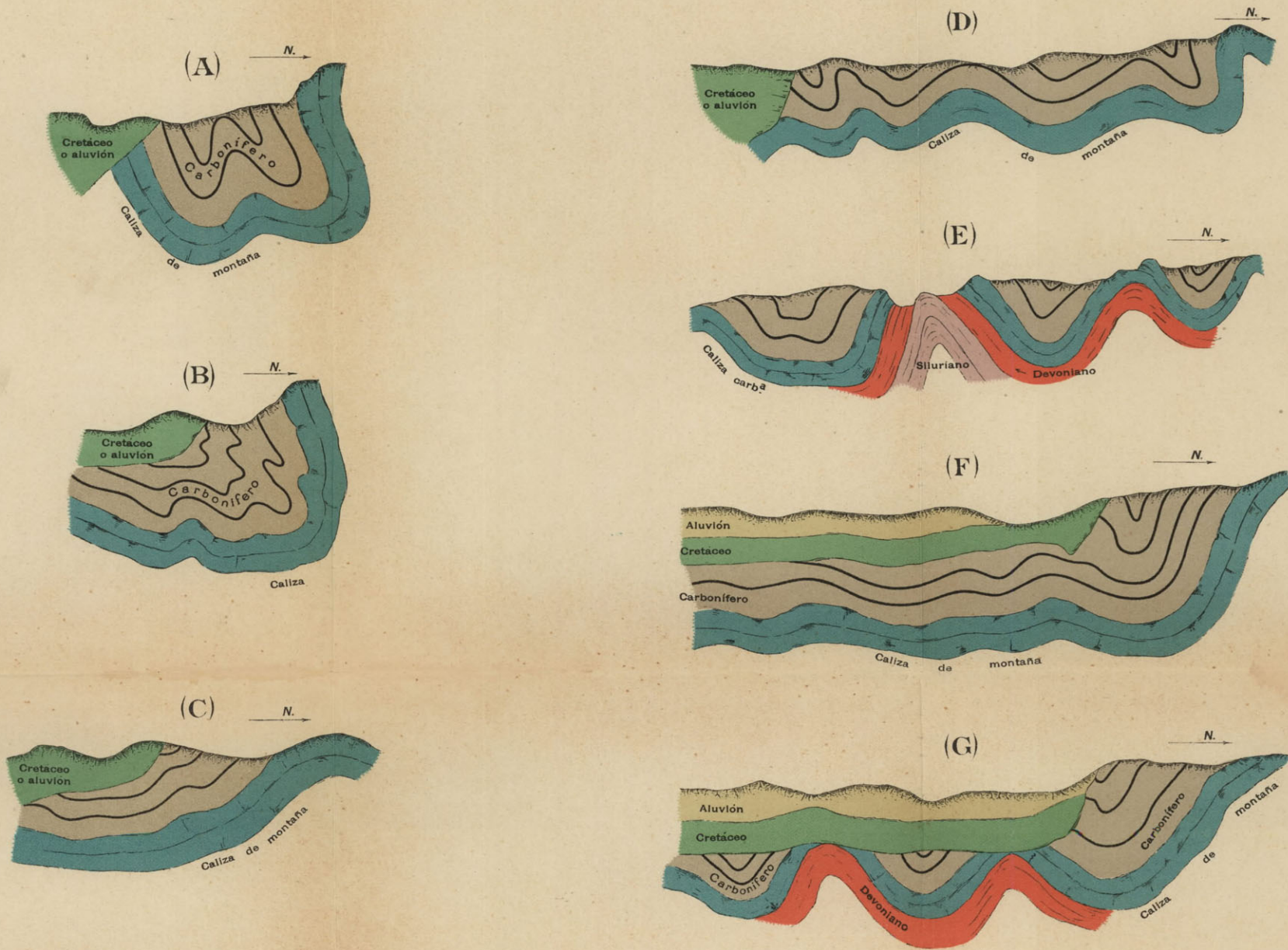


DETALLE DE LA RAMA ab



EJEMPLOS DE RECUBRIMIENTO.

Por D. Ramón de Urrutia y Llano
Ingeniero de Minas



LOS LÍMITES DE LAS MANCHAS ARCAICAS Y PRIMARIAS
EN LOS
CONFINES DE LA PROVINCIA DE HUELVA
CON EL ALEMTEJO EN PORTUGAL
POR
ENRIQUE DUPUY DE LÔME
Y
PEDRO DE NOVO



LOS LÍMITES DE LAS MANCHAS ARCAICAS Y PRIMARIAS
EN LOS
CONFINES DE LA PROVINCIA DE HUELVA
CON EL
ALEMTEJO EN PORTUGAL

Desajustes entre los nuevos mapas geológicos de España y Portugal.—En el nuevo mapa geológico de la Península, publicado en 1919 por el Instituto Geológico, se han introducido muchas modificaciones que denotan el gran progreso de los trabajos realizados desde la aparición de la edición precedente en el año 1893. Para la parte portuguesa se han utilizado en nuestro mapa los datos más recientes de la Comisión del Servicio Geológico de aquel país y ha resultado coincidencia casi total en todas las manchas fronterizas, a pesar de que el nuevo mapa portugués (1899) difiere también mucho de los anteriores, y sin que por esta vez se hayan formado como en otras ocasiones Comisiones mixtas hispano-lusitanas encargadas del ajuste entre las manchas geológicas fronterizas (1).

(1) En 1878 efectuaron juntos una expedición Nery Delgado y Gonzalo Tarín, quienes examinaron la región fronteriza de Huelva y luego sostuvieron correspondencia acerca de sus comunes observaciones o de las que cada uno hizo después. En 1888 fué a Portugal D. José Macpherson y más tarde Fernández de Castro y Cortázar, que llevaban la concreta misión de armonizar las observaciones a cada lado de la frontera y luego de establecido este

Esta circunstancia abona la precisión del trabajo realizado por los centros geológicos de ambos pueblos iberos, ya que en tan larga frontera, que comprende unos 1.200 kilómetros, sólo se advierten ligerísimas diferencias que hay que atribuir al criterio personal de cada observador acerca de la división de determinados pisos. Sólo en dos zonas son más notorias y no tienen fácil explicación las diferencias entre los mapas; una en la provincia de Zamora, al Sur de la Puebla de Sanabria, donde las manchas arcaicas y paleozoicas no coinciden con las inmediatas de Tras os Montes y otras entre el Alemtejo y Huelva. Estas últimas manchas son las que presentan mayores diferencias, por lo cual el director entonces de este Instituto, don Rafael Sánchez Lozano, decidió que fueran revisadas para hacer las rectificaciones correspondientes (véase la lámina).

Cuando hubo que renovar, por hallarse agotada, la hoja número 42 de la edición en escala 1 : 400.000, se puso de manifiesto que las fajas devonianas representadas en el mapa portugués en el SE. de Alemtejo se truecan en silurianas en la provincia de Huelva y que una mancha de la última formación que se señala en la provincia española no tiene correspondiente al otro lado de la frontera; asimismo se observaba que una mancha de estrato-cristalino que llega a la frontera de Alemtejo no seguía por la región onubense. En estas circunstancias no era conveniente proceder a una nueva edición de la hoja por no parecer natural estos cambios de terrenos en un límite puramente político, como es el de España y Portugal entre Huelva y Alemtejo.

Hacíase necesaria una rectificación modificando la hoja es-

acuerdo, se encargó de su representación sobre el mapa geológico el Sr. Puig y Larraz valiéndose de los datos que le proporcionaron.

El Sr. Puig estuvo muchas veces en Lisboa y recorrió la frontera en Zamora y otras provincias con los geólogos portugueses para la cuestión de límites.

pañola, caso de que resultara equivocada. De todos modos, el asunto merecía cuidadoso examen, ya que el estudio de la provincia de Huelva se debe al sabio ingeniero D. Joaquín Gonzalo Tarín, cuyos trabajos, como resultado de detenidas observaciones, no pueden rectificarse sin motivos muy fundados que obliguen a ello.

Estudio que nos encomendaron.—El director de este Instituto nos comisionó para que determináramos los límites de las manchas dudosas de la zona fronteriza de Huelva. Desde luego supusimos que no debíamos esperar, salvo circunstancias excepcionales favorables, que una primera visita resolviese por completo el problema planteado, que se fundaba sobre todo en una apreciación de caracteres paleontológicos, lo que aumentaba su indeterminación. Decidimos estudiar primero todos los antecedentes de clasificación de los discutidos terrenos, examinando para ello así los documentos escritos, como los fósiles y rocas recogidos en la comarca; trasladarnos a ésta después y, sumados los datos reunidos a nuestras observaciones personales, dictaminar sobre la rectificación necesaria, si esto era posible desde luego, o marcar la orientación para las futuras investigaciones en el caso, mucho más probable, de que no pudiéramos resolver el asunto de primer intento.

Visita a la Comisión del Servicio Geológico de Portugal.—Con arreglo a este plan nos dirigimos primero a Lisboa para examinar las rocas y fósiles de Alemtejo y procurarnos el mayor número posible de datos verbales y escritos.

Aunque nuestra expedición no hubiera tenido otro objeto ni más resultado que el de proporcionarnos la satisfacción de visitar aquel Centro científico portugués, daríamos por bien empleado nuestro viaje. Nunca pudimos esperar tantas facilidades para el desempeño de nuestra misión, lo mismo por parte de

los ilustres geólogos que allí nos recibieron y nos dieron la sensación de estar en nuestra casa, como por la inmensa cantidad de material científico que acumularon en el Museo de la Comisión los tan conocidos sabios portugueses Delgado, Ribeiro, Vasconcellos, Cabral, marqués de Saporta, Torres, Gómez, Pereira de Costa, Wenceslao de Lima y el infatigable Choffat.

Debemos expresar aquí nuestro agradecimiento al jefe de Estudios de la Comisión, D. Francisco Luis Pereira de Sousa, eminente sismólogo, alma de la Comisión, quien no sólo nos mostró sus Museos, colecciones, biblioteca y almacenes, sino también los demás centros científicos de Lisboa, cuyo elogio no hacemos en el grado que, a nuestro juicio, merecen, pues parecería exageración debida al agradecimiento. Igualmente nos ayudaron mucho en nuestras investigaciones D. Jorge de Macedo Oliveira Simões, ingeniero civil al servicio de la Comisión, y el veterano colector Romão Sousa. En tan grata compañía estudiamos los antecedentes que necesitábamos, a la vez que aprendíamos algo respecto de la organización de la Comisión del servicio geológico. No tenemos oportunidad ni espacio para ocuparnos con detalle de todos sus aspectos, y sólo citaremos lo que más directamente nos interesaba.

El método allí empleado con frecuencia para el estudio geológico de una región es el siguiente: el geólogo encargado del estudio comienza por fijar los distintos niveles en aquellos puntos donde cada uno se manifiesta con mayor claridad y, luego de relacionarlos por medio de itinerarios, encarga a un colector que, siguiendo éstos, trace otros tantos cortes en los que figuren dichos niveles y que recoja ejemplares de rocas y fósiles. De ese modo, a cada corte geológico consignado en las Memorias corresponde una colección de rocas y fósiles que se almacenan por el orden en que se hallaron y que son fidelísima imagen de lo que se observa en el terreno. Este método hace posible que escaso número de geólogos, ayudados por

colectores muy prácticos, levanten el mapa geológico de una región rápidamente, ahorrando muchas fatigas. Como modelo de esta colaboración puede citarse la del famoso Nery Delgado y su colector Romão Sousa. Siguiendo este método se hicieron los cortes de la región que debíamos recorrer, y que pudimos examinar después de haberlos estudiado en las publicaciones de la Comisión.

Debemos también dedicar unas palabras de gratitud al director de Minas de Portugal, quien obtuvo permiso del Gobierno para que atravesáramos la frontera por el sitio que nos fuera necesario.

RESUMEN HISTÓRICO DE LAS OPINIONES EMITIDAS ACERCA DE LA EDAD DE LAS CAPAS DE S. DOMINGOS

De las dos zonas fronterizas de Huelva que difieren en los mapas español y portugués, la que corresponde a la mancha arcaica sólo requería un reconocimiento sobre el terreno, pues su determinación dependía únicamente de sus caracteres litológicos y situación estratigráfica.

Mucho más complicado y difícil era el ajuste de las manchas paleozoicas que exigía, además del examen de fósiles y rocas que hicimos en Lisboa y del reconocimiento del terreno, que después realizamos, un detenido estudio de las opiniones emitidas sobre aquellas formaciones.

Para su mejor comprensión vamos a puntualizar los sucesivos aspectos del asunto.

Mapa portugués de 1876.—En el primer mapa geológico oficial portugués que se editó en 1876, bajo la dirección de C. Ribeiro y J. P. N. Delgado, figuraron como silurianas las

manchas de Alemtejo, de cuya prolongación por Huelva nos ocupamos; debe advertirse que en aquel mismo año acababan de exponer Mallada y Egozcue la conveniencia de separar el siluriano del cambriano (1) y eran recientes o aun no se habían realizado las largas expediciones de Mallada, Gonzalo Tarín y Macpherson por Extremadura, y en Portugal se iniciaba entonces la enorme labor de Nery Delgado, que tanto ha ayudado al conocimiento de los terrenos primarios, no sólo en la Península sino en todo el mundo (2).

(1) A mediados del siglo pasado se empezaron a estudiar los terrenos paleozoicos de España, pero los primeros geólogos que lo hicieron, Hausmann (1842), Luján (1851), y luego Rosales, Rodríguez y Pastor, consideraban reunidos los dos sistemas cambriano y siluriano, y reunidos figuran en los primeros mapas geológicos de la Península: los de Verneuil y Collomb y Maestre.

N. Delgado estudió el cambriano con independencia en Portugal en 1870 (*), lo que no es extraño, pues, proporcionalmente tiene más extensión este terreno en el país vecino donde mide 10.000 kilómetros cuadrados.

En España Mallada y Egozcue en su Memoria geológico-minera de la provincia de Cáceres publicada en 1876, demostraron la necesidad de separar el siluriano de gran parte del terreno infrayacente.

(2) Barrois demostró en su obra *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie* que en el Norte existe el cambriano separado del siluriano.

Mallada y Egozcue emprendieron en agosto y septiembre de 1872 el estudio geológico-minero de la provincia de Cáceres, y empezaron tan ardua labor por la visita de todos los yacimientos de fosfatos. Siguieron este trabajo, aunque con largas interrupciones, en 1873 y 1874; por último, en el invierno de 1875 Mallada, ya solo, dió cima a la tarea, publicándose al año siguiente—1876—la Memoria geológico-minera de la provincia de Cáceres por los dos ingenieros referidos.

Gonzalo Tarín fué destinado en 1867 a la provincia de Huelva, y como resultado de sus estudios publicó en 1870 en Sevilla una carta geológico-minera.

La Comisión del Mapa Geológico de España le encargó en 1876 que continuara sus estudios por aquella provincia. Entonces se atribuían al siluriano muchos terrenos donde ya en 1865 se habían encontrado Posidonomyas, y que al otro lado de la frontera clasificaron Ribeiro y Delgado como del carbonífero inferior. En abril de 1877 escribió en Huelva la «Reseña» publica-

(*) «Breves apontamentos sobre os terrenos paleozoicos», *Revista de Obras Públicas e Minas*, Lisboa, 1870, núm. 1, Janeiro.

Límites determinados por Delgado y Tarín en 1878.—

En 1878 los referidos geólogos Nery Delgado y Gonzalo Tarín se concertaron para limitar los terrenos paleozoicos de la frontera que ambos habían estudiado: el primero, en Alemtejo, y el segundo, en la provincia de Huelva, cuyo mapa y Memoria terminó algunos años después. Juntos recorrieron aquellos terrenos primarios, y al SO. de Encinasola hallaron un yacimiento de graptolitos, lo que contribuyó luego a clasificar como silurianas las pizarras de Barrancos en vista de sus analogías con la formación fosilífera que habían reconocido en Huelva (1).

Hallaron los graptolitos en un lentejón carbonoso relacionado con filadios muy semejantes a las pizarras de S. Domingos, lo que indujo a Delgado a creer que estas últimas capas pertenecían al mismo horizonte que las de Barrancos.

Terminados los trabajos de esta Comisión, Gonzalo Tarín

da en el tomo V de nuestro BOLETÍN (1878), acompañada de un mapa en bosquejo. En 1878 hizo con Delgado un reconocimiento de la frontera, y ambos se convencieron de la existencia del siluriano superior en la Sierra Alta, demostrada por varias especies de graptolitos hallados en término de Encinasola. Así consta en una nota en la página 311 del tomo citado.

En otros parajes halló después nereites y graptolitos, resultado igual al que consiguió Delgado en Barrancos, en la prolongación portuguesa de la faja. Pero también existe allí el cambriano, según lo demuestra el *Archaeocyathus Marianicus* encontrado por Macpherson más al este en las calizas pizarreñas del Campayo de Cazalla.

(1) En la primera reseña geológica de Huelva publicada en el tomo V del BOLETÍN, quedó indeterminada la edad de ciertos terrenos de la parte septentrional de la provincia, cuya prolongación por Alemtejo figuraba como cambriana.

Durante las excursiones posteriores a esa publicación halló Tarín varias especies de graptolitos que atribuyó a la fauna tercera de Barrande y determinó las siguientes: *Monograptus Nilssoni*, Barrande; *M. latus*, Mac Coy; *M. Lunaei*, Barrande; *M. convolutus*, Hisinger; *M. Priodon*, Bronn; *Diplograptus palmeus*, Barrande.

La primera vez que halló graptolitos, fué cerca de Encinasola cuando lo acompañaba Delgado, quien buscó luego la prolongación de estas capas en Portugal y encontró los graptolitos en la zona de Barrancos, resultado que comunicó a Tarín.

prosiguió sus estudios en Huelva y Nery Delgado sus interesantes investigaciones del primario de Portugal.

Estudios de Nery Delgado desde 1870 hasta 1908.—E 1870 publicó Nery Delgado su primera nota sobre el paleozoico de Portugal y en 1875 una Memoria en la que procuró demostrar la existencia del siluriano en el sur de aquella nación, fundándose en el descubrimiento, cerca de las minas de S. Domingos, de los nereites y otros géneros afines, tales como la *Grossopodia* y *Lophoctenium*, hasta entonces desconocidos en la Península, pero cuya clasificación y fijación de edad presentaba dificultades casi insuperables. Sin embargo, basándose sobre todo, en la existencia en las pizarras de S. Domingos de diferentes formas de nereites (género al que confiesa que concedió demasiada importancia) y también en otras consideraciones, asimiló esas pizarras de Portugal con la *tatonic slate*, les atribuyó igual situación geológica que a las de Quebec (Canadá), por lo que hubo de incluirlas en el siluriano y, probablemente, en la base de la fauna segunda; con arreglo a este criterio, señaló en el mapa una faja siluriana arrumbada a N.-NO., desde las minas de S. Domingos a Aljustrel, poco más o menos en la misma posición que la faja, algo más ancha, que figura como devoniana en el mapa de 1899.

En 1878 realizó la excursión, ya mencionada, con Gonzalo Tarín por la provincia de Huelva, en la que hallaron el importante yacimiento de graptolitos del SO. de Encinasola; las rocas relacionadas con el yacimiento de graptolitos se asemejaban tanto a las pizarras con nereites de S. Domingos, que ambas circunstancias indujeron a Delgado a considerar silurianas las pizarras de Barrancos y de S. Domingos.

A propósito de esto sostuvo una discusión con el doctor F. Roemer de Breslau, quien al principio se inclinaba a atribuir a un nivel inferior del *culm* las capas de S. Domingos; pero

luego confesó que le habían convencido las razones con que abogaba Delgado por su inclusión en el siluriano. No obstante, los nuevos estudios de Delgado le indujeron a conclusiones muy distintas, como vamos a ver.

Durante los años 1879 a 1881 consultó con varios paleontólogos alemanes, quienes le dieron pareceres opuestos y por esta causa fué retrasando hasta 1908 la publicación de lo que había podido comprobar, con sus propias observaciones, sobre punto tan complicado de la geología del bajo Alemtejo. Consignó también en esta última Memoria su hallazgo de fósiles devonianos dentro de la zona siluriana de Barrancos, fenómeno que asegura se repite con notable regularidad. Respecto de las pizarras de S. Domingos, cree, de acuerdo con Gumbel, que tal vez sean devonianas y contemporáneas de las calizas que las acompañan, con inclusiones de fósiles devonianos.

Radica la verdadera dificultad de esta determinación en la propia naturaleza de los nereites, únicos fósiles hallados en las debatidas capas. En sus últimos estudios apenas se preocupó Delgado de fijar la edad de los nereites y sólo se ocupó de discurrir sobre las opiniones emitidas por distintos paleontólogos acerca de su naturaleza; las conclusiones sentadas por Nery Delgado en tales controversias pueden hoy considerarse clásicas en el mundo científico.

Opinión de Richter.—Las cartas que se cruzaron entre Nery Delgado y el doctor Richter de Saafeld muestran que este ilustre profesor alemán había estudiado minuciosamente las capas con nereites de Wursbach en Turingia sin fijar de manera precisa la edad de este nivel fosilífero y que más tarde añadió que dichas capas, que supuso correspondientes a las de S. Domingos, eran superiores a las de graptolitos y se inclinaba a atribuir las al siluriano y que las formas que se asemejan a los

neraites en el devoniano y en el *culm* no eran verdaderos nereites.

De manera que Richter no aceptaba que hubiese en Turin dos horizontes distintos de nereites, pero en Portugal ha dos yacimientos: uno en Barrancos y otro en S. Domingos, d caracteres muy diversos y que corresponden a dos diferentes niveles geológicos.

De sus cartas se deduce que Richter quiso determinar la edad de unas capas con nereidos, basado en la clasificación de estos fósiles que no fijan un sólo horizonte geológico, sino que según se ha visto después, existen en pisos muy distintos entre sí.

Este criterio hace difícil aplicar sus afirmaciones a la zona portuguesa que examinamos, y motiva el que en sus sucesivas opiniones encontremos frecuentes contradicciones y conceptos muy confusos.

Opiniones de Gumbel, Geinitz, Liebe y Roemer.—No es extraño que por tan largo tiempo subsistiera la discusión sobre el nivel geológico que ocupan las capas de S. Domingos, pues en la continuada correspondencia que sostuvo Nery Delgado con muchos sabios extranjeros se encuentran, además de las citadas opiniones de Richter, las de los conocidos paleontólogos Gumbel, Geinitz, Liebe y Roemer, cada uno de los cuales refirió los nereites a un terreno distinto.

Gumbel declaró que las pizarras con nereites de Portugal correspondían a las Nereitenschichten del Fichtelgebirge, y las atribuía al devoniano inferior; Geinitz se apartaba del parecer de la mayoría de los geólogos alemanes que referían al *culm* las capas de Wurtzbach y las consideraba representantes europeas de las pizarras tónicas del Norte de América, si bien incluyéndolas en el siluriano inferior, fauna segunda; el profesor Liebe opinó al principio que las capas de Wurtzbach eran del

siluriano inferior, conclusión en la que coincidió con Geinitz, quien se apoyaba en consideraciones paleontológicas y Liebe en las litológicas y estratigráficas; no obstante, este mismo geólogo sostuvo luego que tales pizarras pertenecían al *culm*.

Ya hemos dicho que si Richter atribuyó el discutido nivel al siluriano (opinión que compartía en 1876 Fernando Roemer), luego advirtió que era muy aventurado fijar la edad de las capas de S. Domingos basándose en la presencia de los nereites, por ser muy insegura la distinción de géneros y especies y además porque tales formas se encuentran en muy distintos niveles paleozoicos, y con discreto criterio que, sin embargo, pudiera parecer ecléctico, insinuó que puesto que en aquella región abundaba el *culm*, también pudieran pertenecer los nereites a la parte inferior de este terreno, nivel de la *Posydonomya Becheri*.

Observaciones de Barrois.—En una nota acerca de las pizarras con nereites de Bourg d'Oueil (Alto Garona), incluida en los *Anales de la Sociedad Geológica del Norte de Francia* (1883-1884), examinó Barrois las opiniones formuladas hasta la fecha, lo mismo acerca de la naturaleza de los nereites que sobre la edad probable de los distintos yacimientos conocidos.

Insiste en la gran analogía entre el yacimiento fosilífero de Bourg d'Oueil y el de S. Domingos e indica la edad probablemente siluriana de estas capas, pero en cuanto a las pirenaicas indica que sólo mediante observaciones estratigráficas detenidas podrá determinarse con certeza la edad del horizonte a que pertenecen.

Edad de las capas de S. Domingos, según Choffat.—Posteriormente a la época en que Nery Delgado desplegó su actividad, el renombrado Choffat realizó una intensa labor; desde muchos años antes y hasta su muerte, ocurrida hace poco,

llevó el peso de las investigaciones geológicas en la nación vecina.

Al morir Delgado se encargó Choffat de sus publicaciones póstumas, y dijo, respecto de las discutidas capas de S. Domingos, que lo esencial no era considerarlas pertenecientes al siluriano superior o incluirlas en el devoniano inferior, sino advertir que son de muy distinta edad que las de Barrancos. A nuestro juicio es muy acertada esta apreciación de Choffat y creemos que en nada altera el valor de un mapa geológico la indeterminación de un nivel correspondiente a formaciones muy afines de una comarca. Pero luego surgieron dos cuestiones que motivaron la urgente resolución del asunto: la manifiesta disparidad entre los mapas español y portugués, debida al acuerdo tomado por los geólogos lusitanos de considerar devoniana toda la comarca de S. Domingos, y la atribución de las capas en litigio a la parte alta de la formación devoniana, como vamos a ver.

Investigaciones paleontológicas de Pruvost y conclusiones que de ellas dedujo.—Choffat envió a Pruvost varios fósiles hallados en Pomarão (a poca distancia al Sur de S. Domingos), que recogió en aquel punto el colector Sr. Sousa y que figuraban en un corte, trazado por éste, en que se consideraban las capas que contenían esos fósiles íntimamente relacionadas con los niveles pizarreños con nereites idénticos a los de S. Domingos. Pruvost clasificó los fósiles y halló, entre otros, *Clymenia levigata*, Munst; *Phacops granulatus*, Munst; *Orthis arquata*, Phillips; *Cyprycardina escalaris*, Phillips; *Petraia radiata*, Munst; característicos del piso fameniense y dedujo: primero, que el afloramiento de pizarras con nereites de Pomarão pertenece a la cumbre del devoniano superior, piso fameniense; segundo, que parece razonable extender la misma conclusión a los demás asomos de pizarras de S. Domingos,

pues, tomando por guía el corte citado, se advierte que el islote de Pomarão, como la faja de Mértola, no son sino reaparición de las pizarras de S. Domingos en medio de la faja del *culm* del bajo Alemtejo. Los caracteres petrográficos de las pizarras son análogos, pero no completamente iguales a los de Pomarão y, por lo que dice Pruvost, esta analogía se refiere precisamente a las pizarras con nereites de ambas zonas. Afirmó también que al norte del macizo arcaico de Évora hay devoniano inferior y al sur el superior, y cree posible que al sur del macizo haya niveles inferiores al fameniense. (En Portugal parece que no existe el piso medio).

Cita la discusión acerca de la edad de estas pizarras, iniciada por Delgado, desde cuya época se sabe lo difícil que es deslindar en el sur de Portugal los diversos tramos paleozoicos, por razón de su concordancia; señala la disposición de las fajas de nereites, que son tres paralelas, que corresponden a S. Domingos, Mértola y Pomarão, y dice que tienen estructura isoclinal, con buzamiento al norte; cree prematuro fijar la edad de toda la faja paleozoica basándose sólo en caracteres litológicos y estratigráficos y afirma, acertadamente, que también es arriesgado fijarla basándose en el carácter paleontológico de un punto determinado. En cuanto a la existencia de nereites en diversos horizontes geológicos, dice que ello indica condiciones idénticas de sedimentación, pero no sincronismo, sino sólo que se trata de formaciones homotaxas.

Investigaciones paleontológicas de Gonzalo Tarín y sus conclusiones.—Durante sus investigaciones, para luego redactar la Memoria y manchar el mapa de la provincia de Huelva, halló Gonzalo Tarín en el puerto de Buenavista, al sur de Encinasola y en el Rocho de los Molinos de San Bartolomé, señales de fósiles en una pizarra arcillo-micáfera, verde amarillenta, tableada, lustrosa y de mediana dureza, de la que sobresalían

en relieve de color pardo. Los describió y clasificó como *Nereites Ollivanti*, *N. Sedgwickii* y *N. flexilis*.

En 1878 dió cuenta del descubrimiento de la tercera fauna primordial en las pizarras ampelíticas y más tarde halló los vestigios tan discutidos, que unas veces se han considerado simples surcos originados por cantos que resbalaban sobre sedimentos blandos; otras veces pistas de gusanos; otras restos de algas, etc., y que ahora suelen considerarse producidos por unos anélidos llamados nereites. Las huellas que encontró en la Sierra Alta de Huelva, cerca de las capas con graptolitos, se compararon con las que describe Barrois vistas en Bourg d'Oueil (Pirineos), las que estudió Richter en Turingia y las descubiertas por Nuide en Inglaterra, Escandinavia y Canadá, países todos donde se han atribuido al siluriano superior.

Gonzalo Tarín, en la época, ya lejana, en que escribió su Memoria, se inclinaba a clasificar como silurianas las rocas situadas al sur del macizo arcaico y que sólo contenían nereites, porque al norte de aquel macizo los encontró asociados con los graptolitos; hemos visto que esta deducción no se admite actualmente como cierta, pues los nereites no fijan edad. Menciona la opinión del distinguido naturalista marqués de Saporita, quien creyó que los nereites eran más bien pistas que la impresión del animal muerto, idea que encontró muy acertada.

De todos estos estudios se infiere que sólo Pruvost ha podido determinar de modo positivo y apoyándose en documentos paleontológicos, la edad de uno de los niveles de nereites del Bajo Alemtejo; que, muy discretamente, no quiso afirmar nada concreto sobre toda la masa de pizarras que hay entre ese nivel y el macizo arcaico de Évora; que las indecisiones de Delgado y de los autores alemanes antes citados se deben a que no contaban con otros fósiles que los nereites y a que casi siempre prescindían (excepto Roemer) de la gran extensión

vertical de tales formas y, por último, que sólo un estudio simultáneo de los fósiles que se hallen en lo sucesivo y de la tectónica del país podrá dilucidar su complicada estratigrafía.

ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO

Datos basados en las afirmaciones de Pruvost.—Ya hemos visto que los estudios de Pruvost se basaron en un corte del colector Sousa, que comprendía desde el norte de S. Domingos hasta el Guadiana y al que correspondía una colección de rocas y fósiles que fueron los que examinó el paleontólogo francés. Dicho corte era, sin duda, puramente litológico y en él se limitaron a deslindar el *culm* más caracterizado del resto de las capas que atribuyeron al devoniano superior (luego del examen de los fósiles), suponiendo el *culm* incluido en isoclinales devonianos.

Admitida la condición de fósiles típicos del fameniense para los hallados en Pomarão y comprobado en los cortes su sincronismo con los nereites, nos parece probable que Pruvost razonase del siguiente modo: dentro del *culm* de Pomarão hay una inclusión de devoniano caracterizado por los fósiles tales y cuales; con éstos se asocian unas capas de nereites como las de S. Domingos, luego estas últimas son devonianas. Pero como en aquella región es muy difícil el deslinde petrográfico y estratigráfico entre el arcaico y el paleozoico, y dentro de éste entre el siluriano, el devoniano y el *culm*, admite muchas soluciones la extensión de uno de los mencionados terrenos generalizando lo observado en un punto con fósiles clasificables.

No podemos olvidar que aunque la atribución al devoniano de la gran zona figurada como tal en el mapa se basa en una

generalización, se funda además en consideraciones estratigráficas.

Observaciones estratigráficas de Gonzalo Tarín.—Afirma este geólogo que las capas que penetran desde S. Domingos en la provincia de Huelva son muy análogas a las que asoman en términos de la Puebla, el Almendro y el Alosno, pero tan metamorfizadas que es imposible distinguir, sin más que datos locales, los estratos silurianos de los más elevados de la serie estratigráfica, que, por su carácter paleontológico, sabemos que corresponden al *culm.* Así, las pizarras de S. Domingos, Tarsis, la Zarza y Río Tinto, no ofrecen la menor diferencia, aunque las de las dos primeras localidades son silurianas, y las otras del *culm.*

El principal razonamiento de Tarín para clasificar el paleozoico de Huelva y ante las dificultades expresadas, fué que, a falta de fósiles al sur del macizo arcaico de Évora necesitaba acudir a los caracteres litológicos y estratigráficos, pues contaba como único guía con la fauna de nereites, que afirma que halló al norte del macizo, *debajo de las capas con graptolitos.*

Investigaciones de Nery Delgado.—Conocidísimo es el magistral estudio que hizo este ilustre portugués de las diversas formaciones geológicas de su patria y especialmente de la comarca de Barrancos. En esta labor, que ocupó los mejores años de su vida, sentó algunas conclusiones que se han incorporado a la ciencia universal. Fué principalmente paleontólogo, pero en los puntos en que escaseaban o eran indeterminados los fósiles necesitó acudir a razonamientos estratigráficos y, apoyado en ellos, estudió las capas de nereites, sin llegar a afirmar rotundamente que fuesen silurianas, aunque las figuró como tales en su primer mapa.

Al tratar de sus estudios paleontológicos dijimos que en

sus últimos años consideró devonianas las repetidas capas, a causa, sin duda, de lo que acababa de observar en Barrancos, donde halló *puntos fosilíferos devonianos aislados entre las capas silurianas*, disposición que juzgó producida por la estructura isoclinal; generalizó este razonamiento aplicándolo al paleozoico del sur del macizo arcaico de Évora.

Extensión del devoniano en el mapa portugués del año 1899.—En 1893 publicó la Comisión del Mapa geológico de España una nueva edición del de la Península, en el que figuran como silurianas las zonas con nereites en las dos naciones ibéricas; pero el nuevo mapa portugués de 1899 muestra trocádo en devoniano todo el siluriano al sur del macizo arcaico de Évora y formado por dos fajas principales separadas por otra arcaica; la más septentrional comienza algo al SO. de Beja y se dirige, casi de oeste a este, hasta Ficalho, frente al pueblo español de Rosal de la Frontera; la segunda se inicia en Montesbellos, junto a una mancha de mioceno lacustre y se prolonga, con 10 kilómetros de anchura media, hasta Corte do Pinto y las minas de S. Domingos. En esta faja nótase una circunstancia muy interesante respecto de la tectónica local, y es que hacia la mitad de su longitud el borde meridional se resuelve en digitaciones separadas por fajitas carboníferas muy alargadas, aunque menos alargadas y más anchas que otras de la misma formación incluídas en la faja devoniana cerca de Alcaria Ruiva (la más importante de estas digitaciones es la faja de Mértola). Con tal disposición armoniza la del islote de Pomarão, manchita devoniana aislada que asoma más al sur.

Parecer de Pereira de Sousa.—Debemos consignar ahora los resultados de nuestra entrevista con el Sr. Pereira de Sousa cuando hablamos con él acerca del asunto al consultar los datos reunidos en la Comisión del Servicio geológico.

Conviene advertir que este distinguido geólogo ha dedicado con preferencia sus estudios a la sismología, rama de la Geología, en la que es verdadera autoridad; por esto presta especial atención a la Geología desde el punto de vista estratigráfico y tectónico y sin duda, imprimirá este carácter a los nuevos estudios que se realizan en Portugal bajo su dirección. Como en las etapas anteriores la índole dominante de los trabajos geológicos lusitanos fué el paleontológico, ambos aspectos del problema se complementarán ahora de la manera satisfactoria de que es tan buen ejemplo el acabado estudio del carbonífero del Algarbe que realiza actualmente el Sr. Pereira de Sousa.

En su interesante Memoria «Contribuição para o estudo do carbonico inferior e médio em Portugal e sua comparação com o d' Espanha» afirma que debe desaparecer del mapa geológico de Portugal la designación de *culm* que hoy reservan la mayoría de los geólogos para la facies terrigena del carbonífero inferior y añade que sus estudios le han confirmado que en el carbonífero inferior y medio de Portugal hay que distinguir los pisos dinantiense y muscoviense (1).

El Sr. Pereira nos hizo advertir, con su claro criterio, la posible resolución en isoclinales de todas las fajas paleozoicas del Alemtejo; hallamos muy acertadas sus observaciones sobre los diversos mapas de la comarca, y luego de visitarla, nos inclinamos, más que a ninguna otra, a la opinión del ilustre jefe

(1) El régimen batial que se advierte en Portugal en el devoniano superior al sur del Tajo, perdura en el dinantiense inferior; luego se presenta en este mismo piso una formación caliza con políperos, que denota régimen nerítico; pero aun antes del muscoviense se renovó la facies batial, que se prolongó hasta el carbonífero medio, y sólo en la última parte de esta formación se advierte ya un retorno al régimen nerítico, demostrado por la abundancia de restos vegetales. Al muscoviense sigue el stefaniense, que presenta ya depósitos continentales con carbón.

de la Comisión geológica de Portugal, como se verá en las conclusiones que más adelante consignamos.

NUESTROS ESTUDIOS EN ALEMTEJO

Dificultades que hemos hallado para el desempeño de nuestro cometido.—Una vez en S. Domingos, empezamos por recorrer las inmediaciones de las minas en busca de los puntos fosilíferos que señalaba en aquel paraje un mapa de detalle que nos proporcionó en la Comisión geológica el Sr. Romão Sousa. Mucho lamentamos que este laborioso geólogo no pudiera acompañarnos, pues con su ayuda habiéramos hallado en seguida los citados puntos fosilíferos y toda nuestra tarea se hubiese reducido a seguir por España el nivel reconocido en S. Domingos, pero no fué posible realizarlo así, y de esta falta se resiente todo el estudio presente a causa de la escasa fortuna que tuvimos en el hallazgo de fósiles.

Sabido es lo que contribuye la casualidad al hallazgo de esos restos; encontrado un horizonte fosilífero, se recogen a veces por miles los ejemplares, pero sólo por el azar o a fuerza de tiempo se logra hallar el yacimiento cuando para encontrarlo es preciso reconocer una extensa comarca.

Caracteres litológicos de la zona inmediata a las minas; aureola metamórfica.—Así, pues, nos dedicamos a buscar las capas de nereites por toda aquella zona en un terreno ondulado, montuoso en unos sitios, entrellano a trechos, y que con los mismos caracteres se presenta desde el Guadiana hasta la frontera española y desde el norte de Mértola y S. Domingos hasta Pomarão; el suelo es poco fértil, con escaso manto de

tierra, poco cultivo y monte bajo muy claro, circunstancias que facilitan el que en todas partes pueda observarse la estructura del terreno que está formado por capas de mediano grueso otras muy delgadas que se arrumban al SE. con ligeras varia-



Lophotamium Richeri (?).
Punta S. del embalse de las minas de S. Domingos, Alentejo (Portugal).

ciones. Adviértense allí tres principales clases de rocas sedimentarias: pizarras arcillosas rojo oscuras muy delgadas y arcillosas, grauvacas grises o pizarras muy duras y otras muy silíceas algo clásticas, talcosas y muy satinadas, que son las que contienen las nereites. Además hay pizarras más oscuras y arcillosas, aunque muy parecidas a las últimas, y bancos gruesos de

caliza negra. Todos los estratos están muy trastornados y caprichosamente abarquillados, y hasta los puntos fosilíferos están dentro de la aureola metamórfica de la formación cuprífera.

Por todas partes asoman las rocas hipogénicas relacionadas con el criadero; son porfídicas, blancas, rojas o verdes y muy



Al pie de la Rochona, camino de las minas de S. Domingos.

cuarcíferas. Fácilmente se comprende que la existencia de estas rocas y la del yacimiento cuprífero con el metamorfismo consiguiente y, en definitiva, todo lo que constituye la aureola metamórfica ha contribuido a aumentar la confusión por la analogía resultante en todas las rocas a que se ha extendido, lo



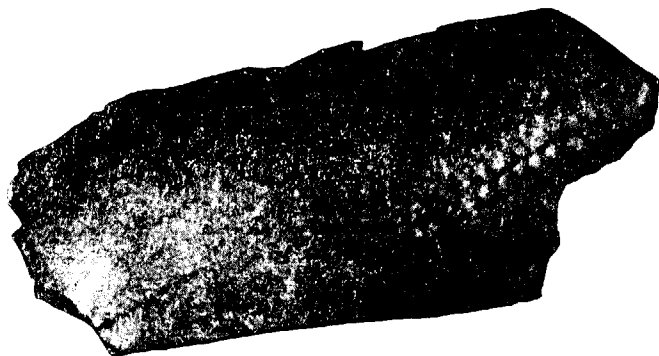
Lophotamium Richeri (?).
Punta S. del embalse de las minas de S. Domingos, Alemtejo (Portugal).



Al pie de la Rochona, camino de las minas de S. Domingos.

mismo entre los filadíos inferiores del siluriano y los superiores del estrato-cristalino que entre los silurianos (o devonianos) y los del carbonífero.

En varios puntos próximos a las minas y también, sin duda, a los señalados como fosilíferos en el mapa, hallamos algunos nereites, pero tan mal conservados, que su clasificación es casi imposible. Junto al extremo sur del embalse que proporciona agua a las minas hay una serie de capas paleozoicas con fre-

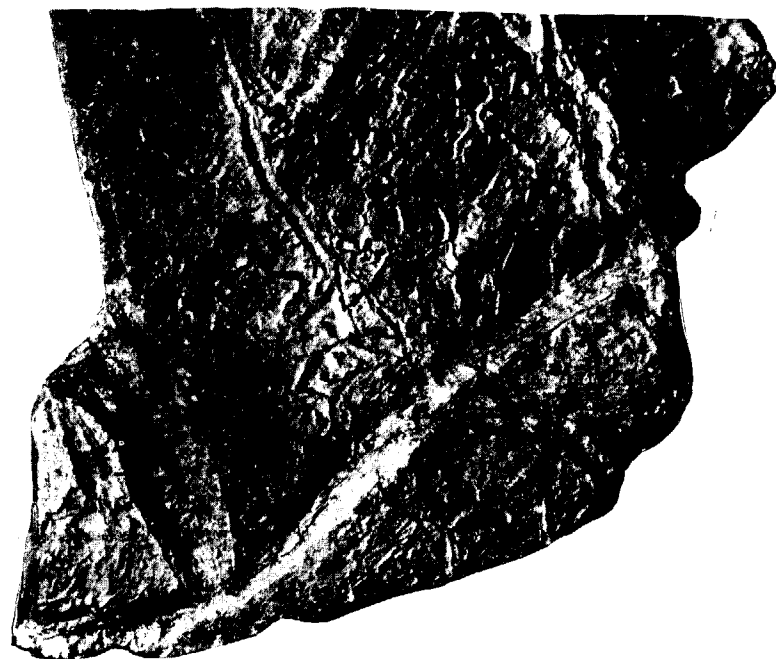


Al pie de la Rochona, camino de las minas de S. Domingos.

cuentes vestigios fósiles, a pesar de estar cortadas por un dique de rocas hipogénicas.

Tal vez en repetidas ocasiones pisaríamos en nuestra excursión las capas en que se encuentran los mejores ejemplares, pero no las vimos, por lo que tuvimos que concretarnos a observar las rocas y sus relaciones estratigráficas con los lechos en que hallamos los poco valiosos restos que pudimos recoger; la mayor parte se hallan inmediatas al camino que conduce de las minas a Santa Ana de Cambas y al oeste del punto geodésico Rochona (197), donde existen unas trincheras en pizarras satinadas con pequeños nereites.

Al norte del camino de S. Domingos a Mértola, pasado el lago próximo a la mina, también encontramos fósiles en pizarras más cuarcíferas.



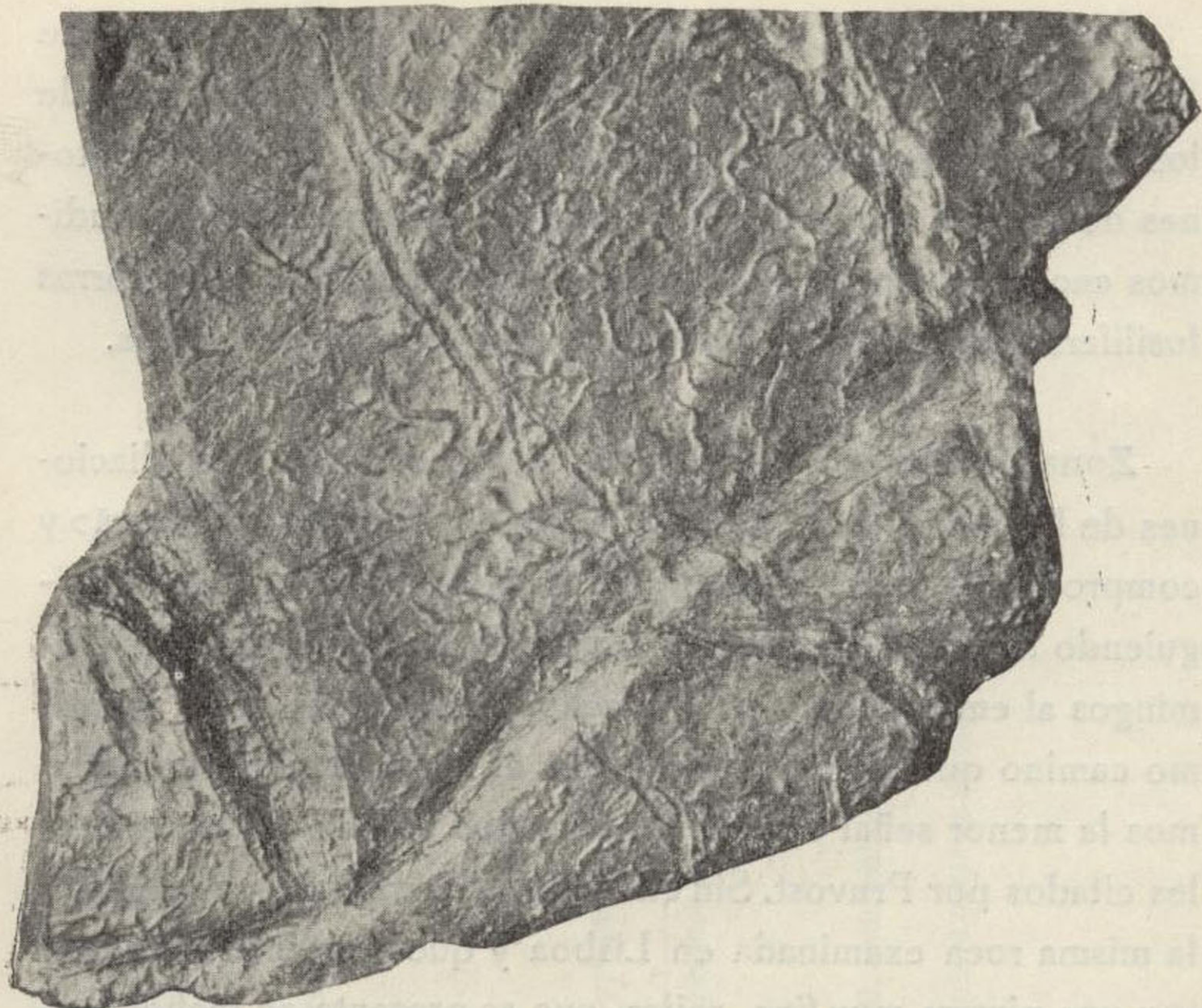
Orilla S. del embalse de las minas de S. Domingos.



Punta S. del embalse de las minas.



Al pie de la Rochona, camino de las minas de S. Domingos.



Orilla S. del embalse de las minas de S. Domingos.



Punta S. del embalse de las minas.

Como en la obra de Nery Delgado sobre los nereites de S. Domingos se citan varios precedentes de las escombreras de los pozos, reconocimos minuciosamente estos grandes montones de piedras extraídas del interior de la mina, pero no pudimos encontrar ningún fósil, pues, indudablemente, las pizarras fosilíferas han quedado tapadas por los escombros azoicos.

Zona de Pomarão.—Después de recorrer las inmediaciones de las minas de S. Domingos nos trasladamos a Pomarão y comprobamos el corte que figura en el estudio de Pruvost, siguiendo las trincheras del ferrocarril desde las minas de S. Domingos al embarcadero de Pomarão. Aunque seguimos el mismo camino que recorrió el colector al hacer el corte no hallamos la menor señal de nereites y menos aún de los otros fósiles citados por Pruvost. Sin embargo, encontramos y recogimos la misma roca examinada en Lisboa y que contenía los nereites: una pizarra muy fina, rojiza, que se presenta en lechos delgados, junto a bancos calizos y en relación con asomos hipogénicos. Según el estudio de Pruvost y los cortes y explicaciones verbales de Sousa, en las calizas están los fósiles que el primero clasificó de famenienses y en las pizarras los nereites.

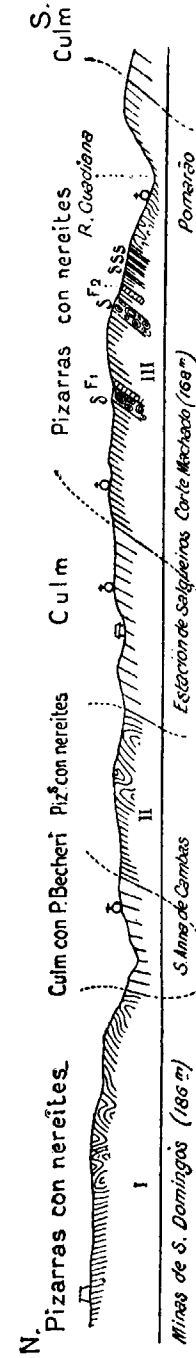
Sabíamos que se hallaban los nereites en esas estrechas hileras cuya prolongación hacia España debía verse claramente; empleamos muchas horas en su busca y de este modo pudimos formarnos idea muy precisa de la estructura del suelo de la región.

Predominan allí tres clases de rocas: las citadas pizarras, otras muy azules y lustrosas y, además, unas grauvacas carboníferas muy oscuras, con trozos angulosos de pizarras y pintas carbonosas.

Su buzamiento y orientación son los mismos que los observados en días anteriores; pero, a nuestro juicio, la naturaleza del suelo *difiere en absoluto de las inmediaciones de la mina y*

CORTE DE S. DOMINGOS A POMARÃO

Según las notas del colector (Nery Delgado ha examinado las muestras e indicado la edad de sus diferentes partes, pero no lo ha comprobado sobre el terreno).



I, faja de pizarras con nereites de S. Domingos; II, anticlinal de Mertola; III, anticlinal de Pomarão.

(Las alturas son próximamente el doble de las longitudes).

sólo algunas pizarras lustrosas recuerdan a las de nereites de la última localidad.

También la topografía difiere de la de S. Domingos, los relieves son mayores, como correspondientes a pliegues más marcados y menos desgastados por la denudación.

En suma, nos persuadimos de que en Pomarão hay dos niveles del paleozoico plegados juntamente: el carbonífero, muy bien caracterizado y representado por gruesos bancos de grauvacas carbonosas, y otro piso de pizarras lustrosas azules y otras más arcillosas rojizas en lechos delgados, que alternan con algunos niveles calizos, que admitimos como devonianos, pues en ellos se encontraron los fósiles característicos del fameniense.

NUESTRAS OBSERVACIONES EN HUELVA

Terminadas nuestras investigaciones en Portugal, casi desprovistos de fósiles, y, por lo tanto, sin niveles fijos que nos sirviesen de guía segura para cotejar las formaciones a un lado y otro de la frontera, modificamos nuestro plan primitivo de pasar a España siguiendo los niveles fosilíferos, y emprendimos una tarea mucho más penosa, cual era reconocer detenidamente en Huelva la formación paleozoica desde el macizo arcaico del Norte hasta el carbonífero.

Algo facilitó nuestra empresa la disposición del suelo, que se compone de una serie de colinas achatadas, separadas por valles arrumbados al NE., este o SE., según la dirección de las capas paleozoicas, que determinan la red fluvial secundaria de la comarca, y cortada por otros valles transversales (más bien collados) de menor importancia. En este país montuoso es poco espeso el manto de tierra vegetal y con mucha frecuencia

deja al descubierto la roca viva, lo que facilita mucho las observaciones.

En vista de tales circunstancias adoptamos el método de dar varios cortes transversales, casi de norte a sur, o sea normalmente a las capas, buscando entre éstas los niveles de nereites y acaso alguna inclusión de las calizas con fósiles devonianos.

Serie de terrenos desde la faja arcaica del Norte al carbonífero del Almendro.—Partimos del macizo arcaico de Évora, de cuya prolongación por Huelva trataremos más adelante.

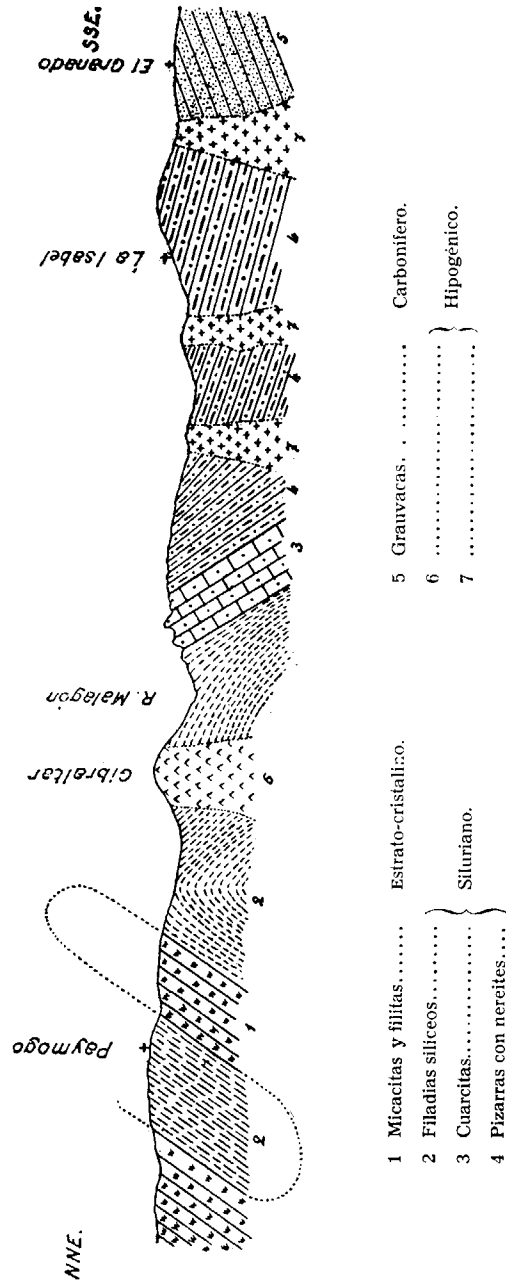
Desde el borde meridional de este macizo los varios cortes que seguimos nos mostraron que hasta la zona del carbonífero, que se extiende ya casi sin interrupción desde el Granado y el Almendro hacia el sur, el suelo se compone de capas de pizarras lustrosas, grauvacas y pizarras arcillosas que suelen buzarse al norte, y que de norte a sur se arrumban sucesivamente al NE., al este, al SE. y acaso al sur como si las capas de la zona portuguesa de S. Domingos se desplegasen en haz al penetrar en España.

En Santa Bárbara, junto a los depósitos del estrato-cristalino, predominan los filadios silurianos con los que alternan a veces grauvacas de estructura pizarreña, rocas peculiares del sistema siluriano.

Entre Santa Bárbara y Paymogo predomina la pizarra arcillo-talcosa o micáfera, áspera y, por lo general, verde amarillenta y con ella alterna otra más arcillosa, que se asemeja a las del *culm*; con ambas variedades se interestratifica la grauvaca que lleva en su masa trocitos del filadio.

Véanse también al sur de Santa Bárbara algunos niveles discontinuos y de poco espesor de una cuarcita análoga a la que en S. Domingos acompaña a la pizarra con nereites.

CORTE DE PAYMOGO AL GRANADO



En Paymogo asoman filadías arcillo-talcosas micáferas y silíceas, teñidos por óxidos de hierro y con filocillos glandulares de cuarzo.

Pasado el espolón arcaico que hay al sur de Paymogo, las capas que buzaban al norte tienden a la horizontalidad y luego se inclinan.

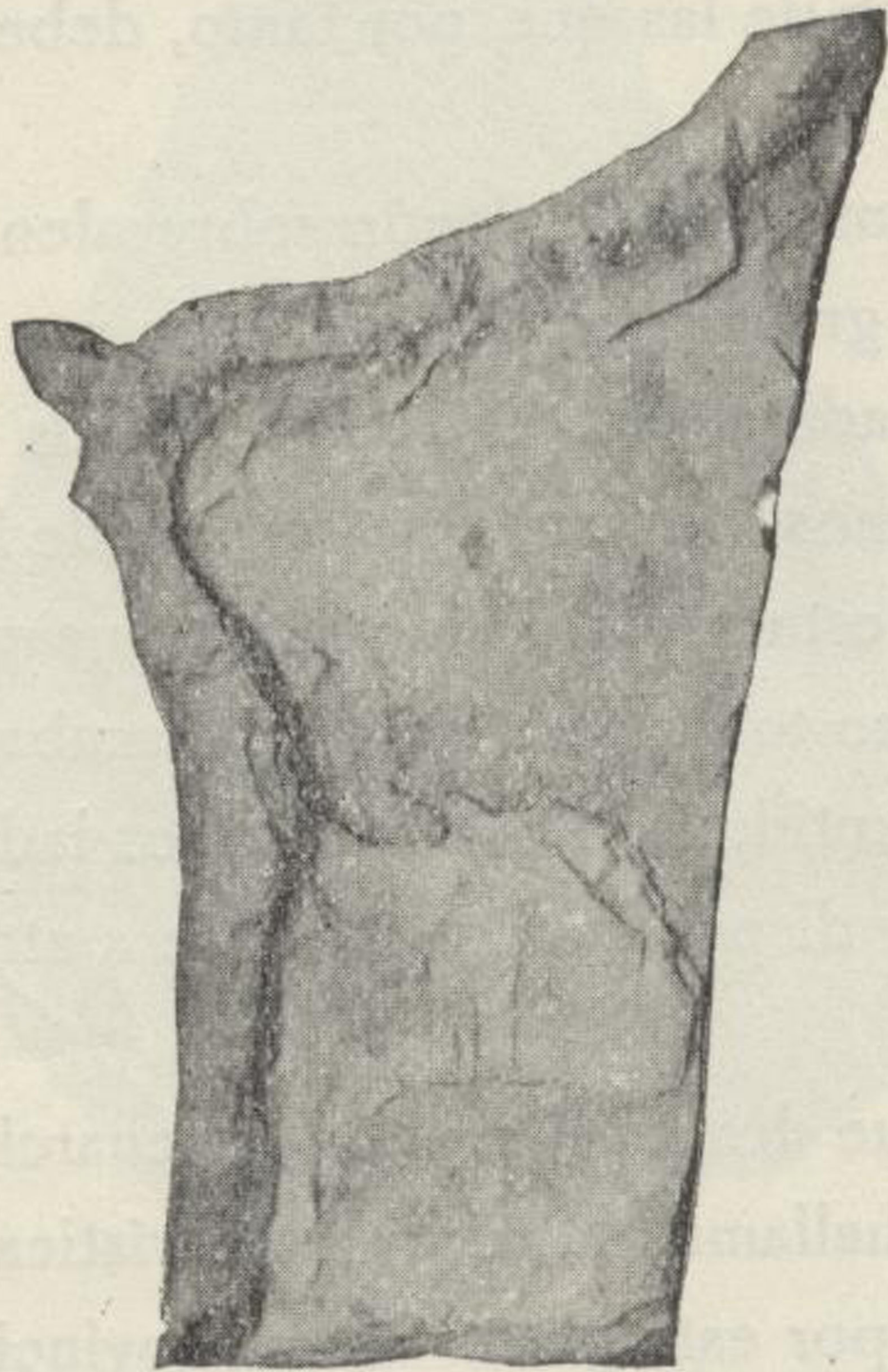
Desde Paymogo hacia el sur síguense cortando rocas azoicas lustrosas, muy silíceas, hasta que a 10 kilómetros al sur del



Casa del Duque, Paymogo (Huelva).

pueblo se alcanza un nivel potente de cuarcitas que forman una alta y alargada loma, cerca de la Casa del Duque. Asociada con estos bancos de cuarcitas y formando lechos delgados, hay una roca muy silícea análoga a la cuarcita y también a las pizarras silíceas y lustrosas de S. Domingos, roca en que hallamos nereites.

En Portugal, entre el macizo porfídico de Trempancho y las minas de S. Domingos, abundan las grauvacas pizarreñas mezcladas con pizarras más o menos silíceas y sus estratos corres-



Casa del Duque, Paymogo (Huelva).

ponden a los que continúan por España, sobre todo las cuarcitas que asoman en S. Domingos y en la Alquería de la Vaca.

Las pizarras están allí, como en España, endurecidas por la sílice y a veces salpicadas de chispas de mica; son suaves y satinadas, ya ocráceas, ya moradas, y entre ellas se presentan algunos estratos de grauvacas muy duras que en ocasiones tienen pedacitos de filadio en su masa; es decir, que son rocas completamente análogas a las de la serie que termina en la Alquería de la Vaca, de las que, por tanto, deben suponerse contemporáneas.

Entre el Chanza y el Malagón sobresalen algunas cumbres de cuarcitas; la grauvaca alterna allí con una pizarra más arcillosa que la situada al Norte. A 250 metros al sur de la Casa del Duque hallamos la roca característica de S. Domingos, que se prolonga por esta parte de la provincia española.

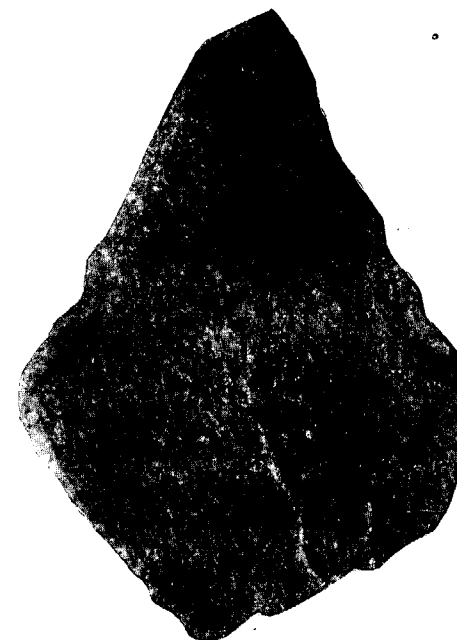
Resulta que en toda esta faja que acabamos de describir hay completa identidad de rocas a ambos lados de la frontera, y su naturaleza y disposición nos induce a atribuirles a la base del paleozoico.

Repetimos que desde el crestón de cuarcitas, cercano a la Casa del Duque hallamos la roca característica de S. Domingos que se prolonga por esta parte de la provincia española, pero al mismo tiempo se advierte cierto cambio en las rocas que ya no son de aspecto tan antiguo, sino que se asemejan más a las de S. Domingos y aun ofrecen indicios ciertos de restos orgánicos.

Por ellas se continúa hasta llegar al carbonífero cortado por asomos hipogénicos; más al sur, antes de la mancha continua del Granada, vuelven a cruzarse las rocas de S. Domingos.

Rocas hipogénicas.—Mencionemos ahora los múltiples asomos hipogénicos que se ven en esta parte de la provincia, todos ellos pórfidos de variados colores. El primero, situado al

norte del crestón de cuarcitas cerca de la Romanera (mina de cobre abandonada), es una gran masa de pórfido blanco; crúzase luego otros varios asomos hipogénicos en las varias manchas aisladas de carbonífero que antes citamos, e importa hacer constar, por lo que luego diremos, que *tanto los asomos hipogénicos*

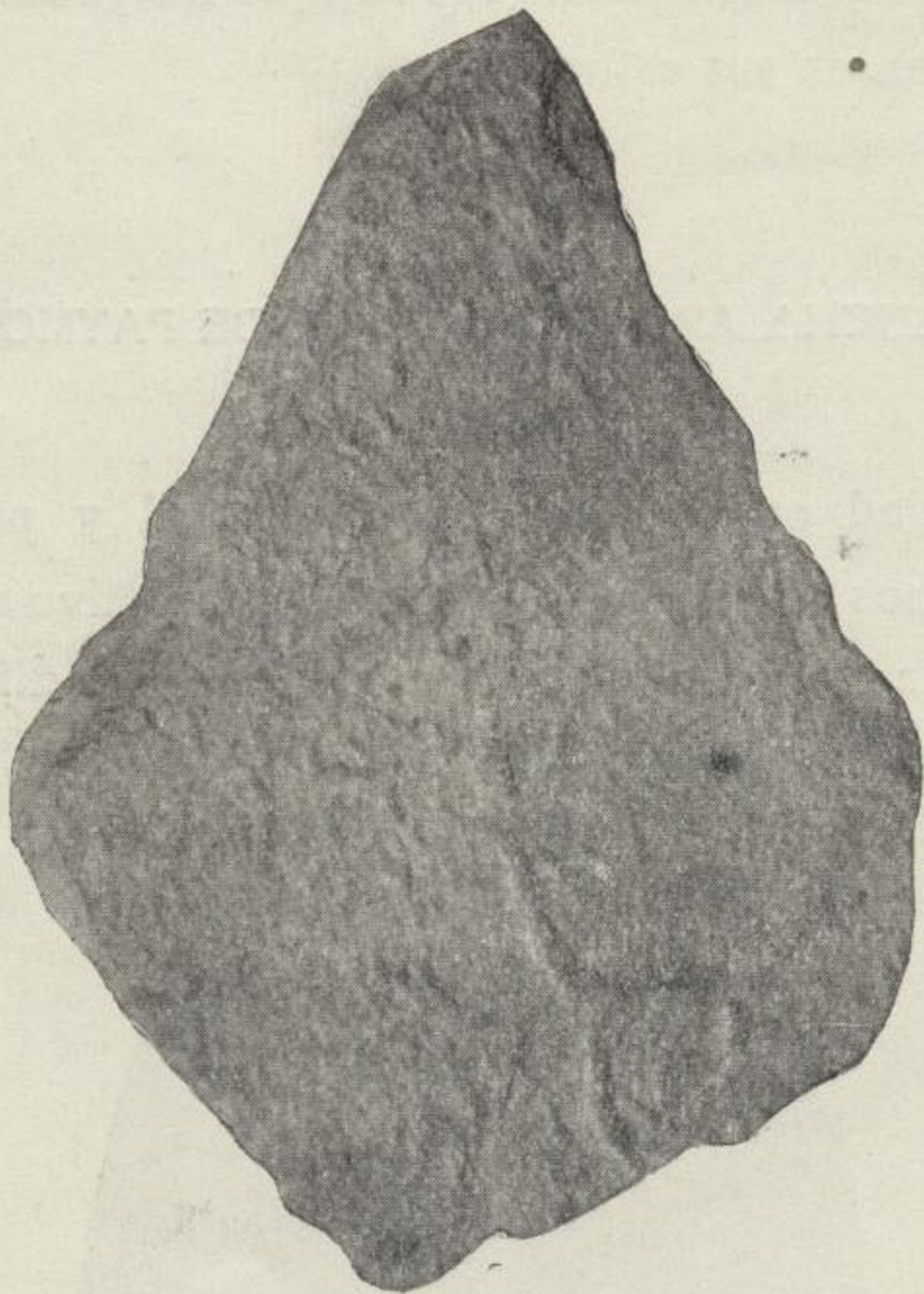


Siluriano. Casa del Duque, Paymogo (Huelva).

génicos, como las manchitas carboníferas, están señalados con admirable precisión en el mapa de Gonzalo Tarín.

Además, conviene consignar que casi todo el mapa de la provincia de Huelva se halla salpicado de asomos de distintas rocas hipogénicas, mientras que en el mapa de Alemtejo no figura ninguno al sur del macizo arcaico.

Tenemos, pues, al sur de éste una faja paleozoica de aspecto muy antiguo, lo mismo en España que en Portugal y que alcanza hasta la altura de S. Domingos y de la Casa del Duque;



Siluriano. Casa del Duque, Paymogo (Huelva).

más al sur otra faja de facies más moderna a la que llamaremos de la formación de S. Domingos; aún más al mediodía la formación carbonífera y aparte de ella, en Portugal, el islote de Pomarão, formación francamente devoniana no señalada en Huelva, y en esta provincia muchas manchas hipogénicas que no figuran en el mapa portugués aunque los geólogos lusitanos las mencionan en sus estudios.

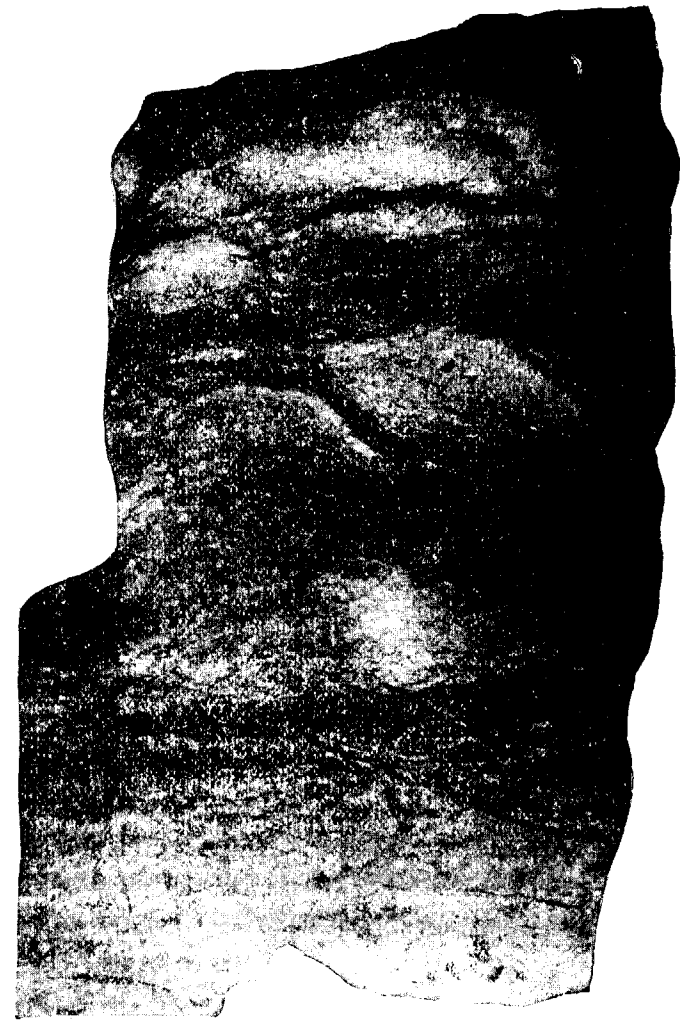
MANCHA ARCAICA DEL NO. DE PAYMOGO

Disparidad entre los mapas español y portugués.— Aunque hemos expuesto primero todo lo relativo a las manchas paleozoicas a causa de la mayor complicación y dificultad de su



Siluriano. Diez kilómetros al sur de Paymogo (Huelva).

estudio, el primer punto en que se advierte la disparidad de los mapas, por el orden cronológico de terrenos, es una mancha siluriana que en el mapa español se extiende entre Paymogo y Santa Bárbara y penetra en Portugal; en el mapa portugués falta en absoluto dicha mancha siluriana y toda aquella zona



Siluriano. Al sur de la Alquería de la Vaca, Paymogo (Huelva).



Siluriano. Diez kilómetros al sur de Paymogo (Huelva).



Siluriano. Al sur de la Alqueria de la Vaca, Paymogo (Huelva).

fronteriza se compone exclusivamente de estrato-cristalino, formación que, según veremos, debe extenderse por España.

Un territorio montuoso y deshabitado compone todo aquel rincón de Huelva; es probable que al recorrer el Sr. Gonzalo Tarín aquella delatada provincia, pernóctase un día en Santa Bárbara y otro en Paymogo y marchase de un pueblo a otro por las capas paleozoicas, que más al sur ocupan muchos kilómetros cuadrados y con harta lógica extendiese esta última formación por el mencionado rincón (de unos 100 kilómetros cuadrados) que tal vez dejó sin explorar.

Debe aducirse en su descargo que ninguna diferencia topográfica delata por aquella parte el cambio de terreno y solamente luego de conocido se comprueba que el suelo formado por el estrato-cristalino es más feraz que el correspondiente al paleozoico, diferencia que se advierte lo mismo en los cultivos que en el monte alto o bajo que cubre el terreno.

Puede recorrerse atentamente la comarca sin sospechar que a pocos metros comienza una formación geológica distinta de la que se pisa. Pudiera también decirse para justificar el imperfecto deslinde de la mancha paleozoica que sus estratos inferiores están muy metamorfeados y se componen de pizarras cloríticas, talcosas y micáceas que difieren poco de las arcaicas, pero esta explicación no es aplicable a un observador tan docto y atento como Gonzalo Tarín, y más si se tiene en cuenta que idénticas condiciones concurren en el paleozoico del sur de Paymogo y en el arcaico que en él penetra como un espolón, no obstante lo cual ambas formaciones están muy bien deslindadas.

Forma de la mancha arcaica.—Reconocida detenidamente la comarca, se advierte que el paleozoico queda limitado por el estrato-cristalino a unos 2 kilómetros al NO. de Paymogo, según una línea arrumbada hacia Santa Bárbara de SO. a NE.,

dirección general de las capas en el paleozoico de la región. Corresponde esta mancha al depósito arcaico más meridional de Huelva, que se extiende, sin interrupción, desde el este de la villa de Zufre hasta más allá de Rosal de la Frontera y hacia



Casa de Carabineros, Paymogo (Huelva).

el oeste y ensancha en Portugal, donde la estudiaron Ribeiro y Delgado.

El paleozoico forma un golfo, en que penetra el arcaico al oeste de Paymogo, y al sur de este pueblo se presenta de nuevo un saliente del arcaico, muy bien señalado en el mapa de Gonzalo Tarín.

El tramo superior del estrato-cristalino comienza en la comarca con las micacitas propiamente dichas y continúa con la larga serie de estas rocas, en las que se intercalan las pizarras cloríticas, anfibólicas y talcosas, además de las calizas y otras rocas menos frecuentes; constituyen lo más alto del grupo unas



Casa de Carabineros, Paymogo (Huelva).

filitas más arcillosas y menos cristalinas, tan semejantes, a veces, a las de las otras formaciones superiores, que es muy difícil su mutua separación.

En Huelva dificultan aún más el deslinde de estos terrenos las alteraciones producidas por un metamorfismo en los estratos superpuestos al arcaico, que motiva el que se confundan con los de éste; acúsase más la confusión en la comarca metalífera, donde abundan y son mayores los asomos de rocas hipogénicas.

Según afirma Gonzalo Tarín, *las capas paleozoicas concuerdan con las arcaicas*; pero es lo cierto que en esta mancha arcaica, lo mismo sus bancos de micacitas que las inmediatas pizarras paleozoicas, *buzan al norte* y se arrumban al NE.; por tanto, sólo podría haber concordancia existiendo una enorme inversión, difícil de concebir como no se admita la estructura isoclinal. Lo que ocurre, a nuestro juicio, es que en aquella parte las capas paleozoicas que buzan al norte se apoyan en la cabeza de las arcaicas con manifiesta discordancia, que llamaremos tectónica, ya que debe entenderse por concordancia estratigráfica la igualdad de grados de pendiente y dirección entre formaciones en inmediato contacto e inmediatamente superpuestas la una a la otra.

Queda, pues, sentado que en esta zona hay que modificar el mapa español con arreglo al portugués.

CONCLUSIONES

Síntesis de las observaciones de Gonzalo Tarín, Nery Delgado y Pruvost.—Gonzalo Tarín en su minucioso estudio de la provincia de Huelva hubo de fijarse en las pizarras de

nereites relacionándolas con las de graptolitos situadas al norte del macizo arcaico y declaró que en todo el paleozoico situado al sur de ese macizo no logró encontrar más señales de fósiles que los nereites y, en consecuencia, clasificó esa zona de siluriana, apoyándose en los caracteres litológicos y estratigráficos, ya que los paleontológicos eran insuficientes.

La gran variedad y número de las manchas geológicas, sus contornos perfectamente precisados y la representación exacta de los asomos hipogénicos, aun los más reducidos, demuestra que la zona ha sido estudiada con rara perfección.

Es el de Gonzalo Tarín un magnífico trabajo estratigráfico en que, no sin fundamento, se prescinde de las deducciones a que pudieran conducir las observaciones paleontológicas, por lo escasas.

Nery Delgado estudió detenidamente y durante muchos años el paleozoico de Portugal y, lo mismo que Gonzalo Tarín, halló nereites al sur del macizo arcaico de Évora. En el mapa cuya formación dirigió con Riveiro, señaló como siluriana toda la comarca de S. Domingos, pero ya hemos visto las distintas opiniones que mantuvo en el transcurso de su vida sobre la edad de las capas de nereites; en el segundo mapa hecho bajo su dirección y la de Choffat refirió esa zona al devoniano.

Se advierte que los dos mapas portugueses están menos detallados que el de Huelva por la gran extensión de las manchas, la regularidad de sus contornos y la falta de las hipogénicas.

Nery Delgado hizo valiosos estudios paleontológicos de puntos especiales.

Pruvost examinó en París los fósiles que le enviaron de Lisboa; hecha su clasificación y utilizando el corte (indudablemente litológico) del colector, calificó como de niveles famenienses las calizas donde recogió fósiles en el islote de Pomarão y las pizarras con nereites que las acompañan.

Creemos que el estudio de Pruvost se prestaba a motivar y

motivó una exagerada generalización estratigráfica basada en el estudio paleontológico de puntos especiales.

Resumen crítico de las ideas estratigráficas de Delgado y Pruvost.—La faja paleozoica de S. Domingos fué objeto de un estudio minucioso de Nery Delgado, quien no logró resolver las dudas que siempre tuvo acerca de la edad de sus terrenos; consultó con los geólogos especialistas más conocidos de su época, pero éstos le dieron opiniones completamente contrarias, pues las mismas dificultades que Delgado en S. Domingos hallaron ellos en Turingia.

Siempre se inclinó a considerar siluriana la mencionada faja, pero de distinto nivel que el de Barrancos; en sus últimos años no se negaba a admitir que fuese devoniana y en cierta época llegó a afirmar que pudieran existir, lo mismo en la zona de S. Domingos que en la de Barrancos, *fajas silurianas con fósiles devonianos*.

A nuestro juicio, gran parte de estas indecisiones se deben a haber prescindido demasiado de las condiciones estratigráficas y tectónicas, fiándose exclusivamente de las observaciones paleontológicas, determinación mucho más difícil cuando únicamente se cuenta con organismos como los nereites, que sólo determinan las facies y no tienen valor para fijar la edad de un terreno, porque aparecen desde el cambriano hasta las épocas más modernas, y, sobre todo, porque es muy lógico que las facies y sus faunas se repitan en los diversos pisos del paleozoico de una comarca en que están tan concordantes.

Para resolver el problema era indispensable encontrar *dentro de la faja* fósiles diferentes de los nereites y que caracterizaran algún terreno.

Este fué, al parecer, el resultado del estudio de Pruvost sobre los fósiles manifiestamente devonianos; pero en realidad sólo demuestra que *algunas capas* del islote de Pomarão son

famenienses, pues si bien junto a ellas hay nereites, el mismo Pruvost afirma que son distintos de los de S. Domingos, y nosotros añadimos que los estratos de ambas fajas, aunque parecidos, difieren.

En vista de la clasificación que acababa de hacer en los cortes estudiados, insinuó Pruvost que pudiera haber allí *repetidas inclusiones*, pero sin hacerse solidario, en modo alguno, del criterio que condujo años antes a figurar como devoniana toda aquella parte del Alemtejo.

Nuestro juicio sobre la teoría tectónica de Pereira de Sousa.—Amplíemos ahora lo que antes indicamos acerca de nuestra entrevista con Pereira de Sousa, quien, observando la inclusión de devoniano del islote de Pomarão y los puntos aislados de fósiles de igual edad que figura Delgado en su último estudio sobre el siluriano de Barrancos, supone deben ser asomos de fajas devonianas, fundado en que, entre el macizo arcaico de Évora y la faja costera secundaria del Algarve, tal vez exista una serie de pliegues isoclinales que motiven la alternancia de fajitas devonianas, silurianas y del carbonífero con el devoniano; hallamos muy acertada esta hipótesis desde el punto de vista de la tectónica, pero hay otra porción de fenómenos que complican la estructura del suelo, principalmente los asomos hipogénicos, muy abundantes en el mapa de Huelva y que no figuran en el de Portugal, si bien ya hemos dicho que Delgado y la generalidad de los geólogos portugueses, aun cuando no figuraban en sus mapas manchas hipogénicas de poca importancia relativa, las conocían muy bien toda vez que las citaban en sus Memorias; tal ocurre con el gran asomo hipogénico relacionado con el yacimiento cuprífero de S. Domingos.

Creemos que esos múltiples asomos hipogénicos que hay en la comarca son muestra suficiente de su fracturamiento y

explican la interrupción de las inclusiones y el que éstas aparezcan como puntos aislados.

Modificaciones que deben hacerse en el mapa español.— Resultan indicadas algunas modificaciones en la hoja de nuestro mapa, cuya nueva edición se está preparando, y más adelante podrán figurar otras en ediciones sucesivas, cuando se rectifiquen o ratifiquen nuestras conclusiones mediante estudios más detenidos.

Refiriéndonos a las primeras diremos que desde el macizo arcaico hasta la Casa del Duque todo el suelo es anterior al devoniano y debe señalarse como siluriano lo mismo en España que en Portugal.

Desde la Casa del Duque hasta Valdeviñas se extiende el nivel de las pizarras de S. Domingos y, aunque no negamos que haya incluida alguna faja devoniana, opinamos que hasta que se encuentren bancos con fósiles característicos no procede modificar nuestro mapa y por eso acuñamos la faja devoniana portuguesa al norte del carbonífero de Valdeviñas.

En cuanto a la faja, sin duda devoniana, de Pomarão, la terminamos entre las Isabeles y el Almendro, donde no aparecen las rocas de la formación.

Respecto de las segundas, creemos que en las fajas paleozoicas que ciñen por el norte y el sur el macizo arcaico de Évora se repite la estructura isoclinal y que cuando se complete el estudio alternarán en el mapa una serie de fajas silurianas con otras, muy estrechas, de inclusiones devonianas y, análogamente, en el carbonífero, fajas con frecuencia interrumpidas por asomos hipogénicos.

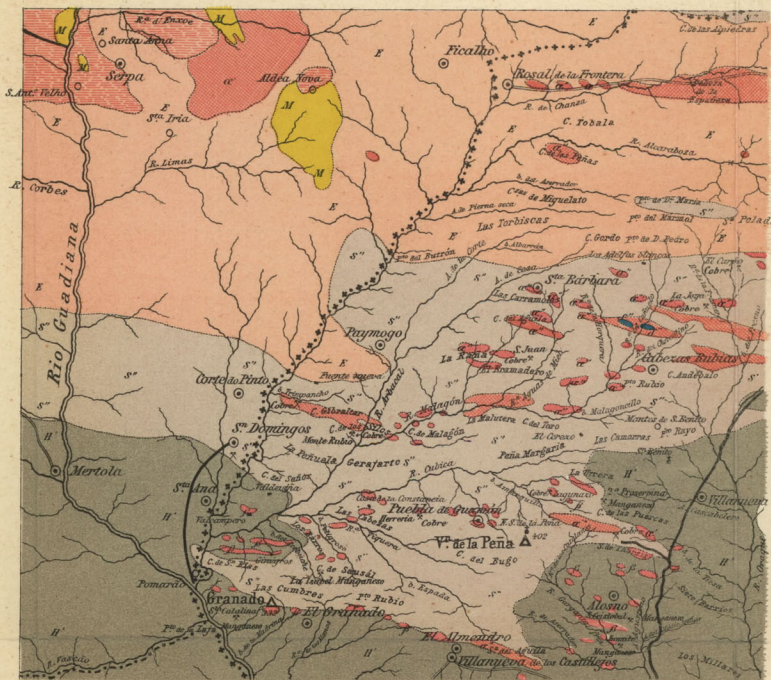
Ya hoy se advierte esta disposición en el mapa de Huelva de Gonzalo Tarín y en el nuevo del Algarve de Pereira de Sousa.





MANCHAS FRONTERIZAS QUE FIGURAN EN LOS SUCESIVOS MAPAS GEOLÓGICOS.

MAPA DE LA ZONA ANTES DE 1899



DISPARIDAD DE LOS MAPAS PORTUGUÉS DE 1899 Y ESPAÑOL DE 1893.



MAPA ACTUAL DE LA ZONA FRONTERIZA



LOS LÍMITES DE LAS MANCHAS ARCÁICAS Y PRIMARIAS EN LOS CONFINES DE LA PROVINCIA DE HUELVA CON EL ALEMTEJO EN PORTUGAL

Por D. Enrique Dupuy de Lôme y D. Pedro de Novo
Ingenieros de Minas

EXPLICACIÓN

M Mioceno.	Rocas hipogénicas
II Carbonífero inferior	β Basaltos, &
D Devoniano	β' Dioritas, diabasas, &
S' Siluriano superior	α' Pórfidos
E Estrato cristalino	α Granitos

ESCALA DE 1:400.000

Equidistancia de las curvas 100 m.

Método que debe seguirse en las ulteriores investigaciones.—En el islote de Pomarão y en la zona de Barrancos se ha determinado la edad devoniana por el hallazgo de fósiles característicos; estos puntos no bastan para deslindar las fajas devonianas y será necesario hallar, por medio de un estudio minucioso de la región, otros puntos fosilíferos que nos permitan efectuar el deslinde.

Únicamente encontrando fósiles característicos de los distintos sistemas paleozoicos podrá llegarse a formar un mapa geológico preciso de tan complicada zona. Los estudios litológicos en terrenos de análoga composición y muy sometidos a intensa acción metamórfica, no podrán resolver el problema y tampoco nos darían mucha luz las observaciones estratigráficas por minuciosas que fuesen, pues no hay que olvidar que a cada paso los estratos están dislocados y su continuidad interrumpida por los frecuentísimos asomos hipogénicos.

Este estudio, tan interesante para el conocimiento del paleozoico en la frontera de ambas naciones, reuniría la máxima garantía de acierto si se hiciese en colaboración íntima con nuestros amables colegas los geólogos lusitanos.

**DETERMINACIÓN DE LOS FELDSPATOS TRICLÍNICOS
POR MEDIO DE SUS CARACTERES ÓPTICOS**

EN LA

ZONA PERPENDICULAR A LA CARA g^1 (010)

POR

DOMINGO DE ORUETA

Ingeniero de Minas.

DETERMINACIÓN DE LOS FELDESPATOS TRICLÍNICOS
POR MEDIO DE SUS CARACTERES ÓPTICOS

EN LA

ZONA PERPENDICULAR A g^1 (010)

Sabido es que, según ha demostrado Tschermak, los feldespatos triclinicos componen una serie de mezclas isomorfas de dos tipos extremos: la albita y la anortita, cuya composición es la siguiente:

Composición y clasificación de los feldespatos triclinicos.

Albita, $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$, Silicato doble de alúmina y sosa.

Anortita, $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$, Silicato doble de alúmina y cal.

La composición química de los demás términos de la serie está comprendida entre las de la albita y la anortita, encontrándose en las rocas mezclas isomorfas con todas las proporciones imaginables de dichos dos tipos extremos. Valiéndose de procedimientos de química sintética, ha demostrado Dax que todas las mezclas posibles de albita y anortita se pueden obtener en forma de cristales homogéneos. Además, dentro de un mismo cristal, se da en la Naturaleza con frecuencia el caso de una composición química diferente entre la del centro y la de la periferia del cristal; fenómeno que se pone de manifiesto al extinguirse aquél no uniformemente, sino por zonas sucesivas (extinción zonar), cuando se hace girar la preparación que lo contiene entre los nicoles cruzados.

Estas infinitas mezclas de albita y anortita se han dividido en seis tipos para facilitar su estudio y establecer términos de comparación. Estos seis tipos, y sus proporciones respectivas de albita (Ab) y anortita (An), son los siguientes:

Albita, desde $Ab_1 An_0$ hasta $Ab_6 An_1$.

Oligoclasa, desde $Ab_6 An_1$ hasta $Ab_3 An_1$.

Andesina, desde $Ab_3 An_1$ hasta $Ab_1 An_1$.

Labrador, desde $Ab_1 An_1$ hasta $Ab_1 An_3$.

Bytownita, desde $Ab_1 An_3$ hasta $Ab_1 An_6$.

Anortita, desde $Ab_1 An_6$ hasta $Ab_0 An_1$.

Esta división es la que hoy día admiten los petrógrafos americanos, que son los que más atención han prestado en estos últimos tiempos a los análisis químicos de las rocas y sus minerales. No concuerda exactamente con la de otros autores contemporáneos, pero las diferencias no son grandes, aunque sí las suficientes para probar lo artificial que es una agrupación como ésta, que no traduce, ni mucho menos, las variaciones continuas y progresivas que en realidad ofrecen los feldespatos triclinicos en su composición química.

Procedimientos
para la deter-
minación.

Es de sumo interés para el petrógrafo determinar lo más rigurosamente posible la clase o clases de plagioclasas que entran en la composición de las rocas que estudia, y no sólo en lo que atañe a los fenocristales, si la roca es porfídica, sino más todavía en lo que se refiere a los microlitos. En efecto, en la clase de los unos y los otros se basa principalmente la clasificación moderna de las rocas eruptivas, especialmente la de las volcánicas, y existe, además, una relación constante e íntima entre la composición del feldespato dominante en la roca y la naturaleza y edad de ésta, cosas ambas que contribuyen muy mucho a acrecentar la importancia de la referida determinación.

La solución que inmediatamente surge para resolver este problema es la de hacer una selección de cada uno de los fel-

despatos componentes por medio de los líquidos densos (métodos de Retgers, Goldschmidt, Rosenbusch, Washington, etc.) y analizar después químicamente cada uno de los elementos separados. Pero este procedimiento, que es uno de los que han servido de base a la moderna clasificación americana de las rocas, es inaplicable al estudio corriente que el petrógrafo hace a diario, por el mucho tiempo que exige, por su complicación y por otras varias razones.

Por fortuna existe una relación tan íntima e invariable entre la composición química de un feldespato y sus propiedades ópticas, que el estudio de éstas puede sustituir al conocimiento de aquéllas, invirtiéndose entonces el problema, esto es: deduciendo la composición química del feldespato de los resultados que se obtienen midiendo ciertas constantes ópticas. De aquí la extraordinaria atención que hubo de prestarse al estudio óptico de los feldespatos triclinicos desde los primeros tiempos de la ciencia petrográfica. Uno de los fundadores de ella, el ingeniero de Minas francés M. Michel Levy, ha sido el autor de los métodos mejores y más rápidos para la determinación en cuestión; métodos que, perfeccionados, como es natural, dados los progresos de la petrografía, son los que todavía se emplean de preferencia a los demás.

Varias son las constantes ópticas de los feldespatos triclinicos que se aplican para clasificarlos; pero entre todas ellas, sobresale por su exactitud y facilidad de su práctica la de medir los ángulos de extinción que forman entre sí o con la línea de separación los individuos maclados por la ley de la albita, por la de Carlsbad, o simultáneamente por las dos. Por fortuna, los cristales maclados por estas leyes son tan frecuentes en las rocas eruptivas, que bien se puede afirmar constituyen la regla general, y que lo excepcional es encontrar en las preparaciones de estas rocas un cristal simple, no maclado, de feldespato triclinico. Este hecho ha contribuído también no poco a la im-

portancia y universalidad que hoy día alcanza el estudio óptico de estas maclas.

Propiedades de la zona perpendicular a g^1 .

Entre las infinitas secciones de plagioclasas que el petrógrafo encuentra al estudiar sus rocas, se destacan por sus propiedades especiales las pertenecientes a la zona perpendicular a la cara g^1 , o sea (010) (1). Estas propiedades son las siguientes:

1.^a La braquipinacoide g^1 es la cara de asociación de la macla de la albita, y, por consiguiente, las dos series de laminillas hemitrópicas de los cristales maclados por esta ley se extinguen simétricamente a uno y otro lado de la línea de macla. Estos ángulos de extinción son fijos e invariables para cada variedad de feldespato y constituyen, por lo tanto, un carácter excelente para su determinación.

2.^a La cara g^1 es también la de asociación de los cristales maclados por la ley de Carlsbad, y es bastante frecuente el caso, sobre todo en los microlitos de plagioclasa, de individuos maclados simultáneamente por ambas leyes. Cuando tal ocurre, las secciones normales a g^1 son perpendiculares a las dos mitades del cristal maclado por la ley de Carlsbad, a más de serlo a las laminillas hemitrópicas de la macla de la albita. Pero en la macla de Carlsbad la posición del plano de sección respecto a los ejes cristalinos del individuo maclado, no es la misma para las dos mitades u hojas de la macla, como lo es en el caso de las dos series de laminillas de la ley de la albita. En efecto,

(1) Con objeto de no tener que repetir a cada paso las dos notaciones que más se emplean hoy día para designar los elementos de un cristal, que son las notaciones de Levy y Miller, exponemos a continuación la equivalencia de una a otra para las tres caras que hemos de citar a cada paso en este trabajo:

Base	Notación de Levy p .	Notación de Miller (001)
Braquipinacoide.	— — g^1	— — (010)
Macropinacoide.	— — h^1	— — (100)

en esta última ley cada individuo maclado ha girado 180° alrededor de un eje perpendicular a la cara g^1 , y en el caso de la macla de Carlsbad el giro, también de 180° , se verifica alrededor de un eje paralelo a la cara g^1 , puesto que está determinado por la arista h^1g^1 ; debido a lo cual, la orientación óptica de uno de los individuos resulta invertida, después del giro, respecto a la del otro. Dicho de otro modo; si el plano de sección normal a g^1 forma cierto ángulo a con determinada dirección óptica de una de las hojas de la macla de Carlsbad, formará un ángulo de $180^\circ - a$ con la misma dirección óptica de la otra mitad. Se deduce de esto, que en las secciones normales a g^1 que estamos considerando, las dos hojas de los cristales maclados por la ley de Carlsbad, no se extinguen simétricamente a uno y otro lado de la línea de macla como sucede con las laminillas hemitrópicas de la ley de la albita, en las que la orientación óptica no cambia con el giro, sino que se extinguen en ángulos distintos el uno del otro, a contar de la línea de macla; resultando que a cada valor del ángulo de extinción en una de las mitades corresponde otro valor para el ángulo de extinción de la otra, y estos *pares de ángulos* son fijos e invariables para cada feldespato y constituyen, por lo mismo, un carácter para su determinación tan valioso como el suministrado por las laminillas de la ley de la albita, sirviendo además de comprobación a este último.

3.^a La cara g^1 es el plano favorito de aplastamiento de los plagioclasas. Especialmente los microlitos están siempre, o casi siempre por lo menos, aplastados según esta cara. Por lo tanto, las secciones perpendiculares a g^1 muestran a los microlitos con una forma alargada, que los hace resaltar de los cortados en otra dirección y los caracteriza a primera vista. Se puede asegurar, además, que los microlitos así cortados atravesarán a la preparación en todo su espesor, sin tener encima o debajo delgadísimas capas de vidrio o minerales que oculten o alteren

sus caracteres ópticos. Su birrefracción será, por lo mismo, la que corresponda al espesor total de la placa y a la dirección óptica del plano de sección, y sus contornos aparecerán limpios, sin bordes de penumbra, sea cual sea esta dirección.

Estas propiedades demuestran, como dijimos antes, la excepcional importancia que tienen las secciones normales a g^1 para la determinación óptica de los plagioclasas, y a estudiar las propiedades de la zona que las contiene y a sacar partido de sus caracteres ópticos se refiere el cuadro que acompaña a este trabajo y las explicaciones que siguen.

DESCRIPCIÓN DEL CUADRO Y DE LOS PROCEDIMIENTOS EMPLEADOS PARA TRAZARLO

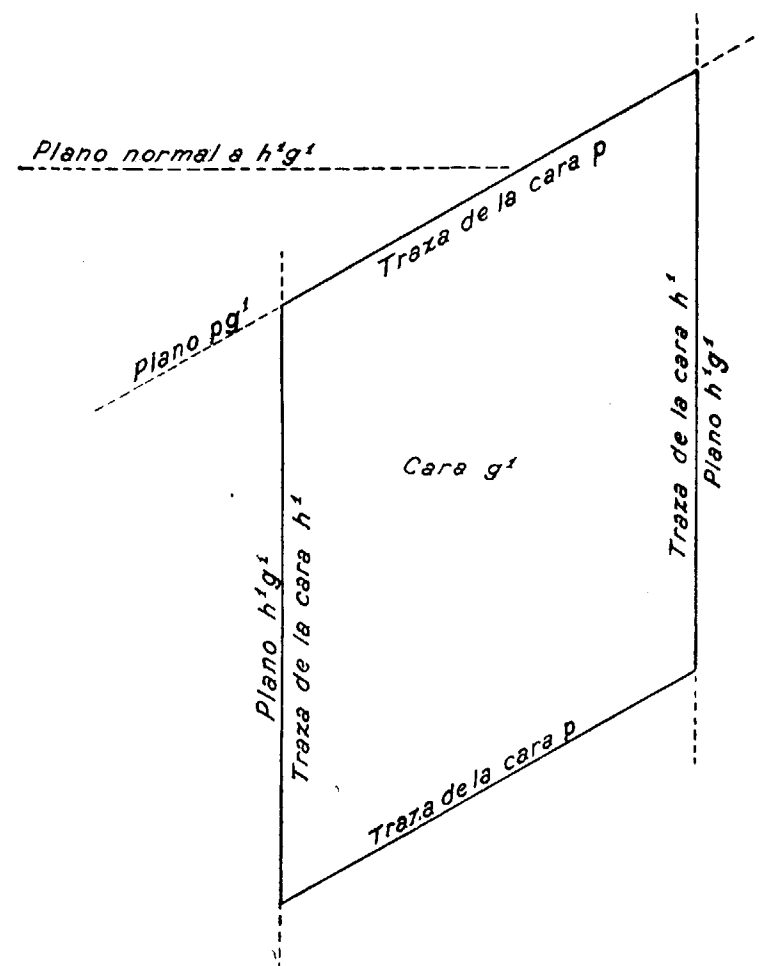
Descripción.

El cuadro se compone de 11 diagramas, que corresponden a otras tantas variedades de plagioclasas, desde la albita pura hasta una anortita del Vesubio, en la cual la proporción de albita y anortita es de 1 y 20, respectivamente. Es esta anortita, tal vez, el plagioclasa más cálcico encontrado hasta la fecha. Las variedades están ordenadas en el cuadro en el sentido de alcalinidad decreciente. Empieza en la albita pura y termina en la anortita ya citada.

Las ordenadas del cuadro son los valores de los ángulos de extinción medidos a partir de la línea de intersección de los individuos maclados, bien lo estén por la ley de la albita, bien por la de Carlsbad, bien por las dos a un tiempo, pues ya hemos dicho que para ambas maclas son paralelas las líneas de unión de los individuos que las componen.

Las abscisas son las posiciones angulares del plano de sección, a partir de la línea de intersección de las caras h^1 y g^1 . Comprenden todas las posiciones que puede tomar este plano

en un giro de 180° , a partir de dicha intersección. En cada diagrama están representadas por líneas verticales gruesas las posiciones más importantes de este plano de sección, que son, a



más de la inicial y final, la que coincide con la arista pg^1 y la normal a la arista h^1g^1 . La figura adjunta ayudará a comprender las posiciones anotadas en el cuadro. En ella el plano de la cara g^1 es el del papel. Las posiciones del plano de sección se

entienden con sólo leer lo escrito en la figura y cotejarlo con las anotaciones que encabezan el cuadro.

Las curvas de líneas llenas del cuadro son los lugares geométricos de los ángulos de extinción de las laminillas macladas por la ley de la albita, medidos a partir de la línea de macla, o sea de la traza de la cara g' .

Las curvas de trazos son los lugares geométricos de los ángulos de extinción de una de las hojas o mitades de la macla de Carlsbad (la contigua a la representada por las curvas de línea llena), medidos también a partir de la línea de macla. Así, pues, cuando el cristal está maclado por la ley de Carlsbad, y una de las hojas de esta macla contiene laminillas hemitrópicas de la ley de la albita, el operador dispone de dos ángulos para determinar la variedad de feldespato, uno el correspondiente a las láminas de la macla de la albita y otro el que suministra la hoja de la macla de Carlsbad, ángulo que, como el primero, es invariable y, por consiguiente, característico para cada plagioclasa. Al explicar el manejo práctico del cuadro insistiremos más sobre esto.

Figura también en la cabeza del cuadro el título «Punto común», que corresponde a otra línea vertical gruesa, y sirve para indicar cierta posición del plano de sección, para la cual las dos curvas correspondientes a las albitas y oligoclasas se cortan en un punto situado sobre la línea horizontal 0° . Esto se traduce en la práctica por el hecho de que cuando el cristal está cortado según ese plano aparece constantemente extinguido en todas las posiciones de la platina, y sean cuales sean sus maclas. En los demás plagioclasas, los ángulos de extinción de las dos hojas de la macla de Carlsbad son menores para este plano que para los demás.

Descrito el cuadro, veamos ahora los procedimientos que se han seguido para trazarlo. Se han tomado como base los diagramas, análogos a los nuestros, contenidos en la obra de

Procedimientos seguidos para trazar el cuadro.

Michel Levy *Etude sur la détermination des feldspaths dans les plaques minces* (1.^a fascícula, pág. 32, 1894), y los trazados por J. P. Iddings en su obra *Rock Minerals* (pág. 226, 1911). A ellos hemos añadido cinco diagramas originales nuestros y, además, hemos comprobado y rectificado algunas de las curvas de los autores citados (1).

Hemos empezado por proveernos de cristales de las variedades que figuran en el cuadro, y de cada una de ellas se ha hecho un análisis químico cuantitativo para determinar su composición. Conocida ésta, se han tallado, por medio del aparato de Wulffing, varias secciones de cada especie de plagioclasa, pertenecientes todas a la zona normal a g' y con distintas orientaciones. Estas secciones, montadas en la forma habitual, se han examinado en una platina de Fedoroff de gran tamaño, de un modelo original nuestro, susceptible de cuatro giros, que facilita las operaciones conducentes a la exacta medida de los ángulos, dando a estas medidas una precisión bastante mayor que la que se puede obtener con las pequeñas primitivas platinas de Fedoroff (2). Merced a esta platina nuestra se han podido

(1) Esto no implica crítica alguna hacia los dos eminentes petrógrafos. Es, simplemente, consecuencia natural de los medios especiales de investigación de que se dispone hoy día, que son más perfectos y exactos que los empleados por Michel Levy, cuyas curvas han sido reproducidas en parte por Iddings. Se explica también porque hemos hecho una selección escrupulosa entre minerales previamente escogidos y analizados químicamente con sumo cuidado. Nada de particular tiene, por tanto, que nuestras curvas sean más exactas que las trazadas hace tantos años.

(2) La platina a que nos referimos forma parte del microscopio «Orueta», construido en los talleres de automática que dirige el eminente ingeniero D. Leonardo Torres Quevedo. Los cuatro círculos de la platina miden, respectivamente, 140, 120, 115 y 112 milímetros de diámetro, y con ellos y sus respectivos nonios se aprecian fácilmente los minutos de grado. Esta platina admite preparaciones de cualquier tamaño, y su construcción, precisión y suavidad en los giros son sencillamente admirables, demostrando con ello prácticamente la posibilidad de construir en nuestro país instrumentos científicos de precisión por difíciles y delicados que sean.

rectificar los pequeños errores del tallado y colocar las secciones en posición exactamente normal al plano de macla.

Además de las secciones talladas como queda dicho, hemos tenido delante para cada determinación varias preparaciones petrográficas de cada una de las rocas de que procedían los ejemplares tallados. De este modo hemos podido cotejar unas medidas con otras y repetir varias veces cada una de ellas; operando, además, sobre varios planos de sección intermedios entre los obtenidos por el tallado, pues así lo ha permitido la inclinación grande que se puede dar con nuestra platina al ejemplar que se estudia. Hemos puesto, pues, de nuestra parte cuando hemos podido para obtener curvas de extinción que sean lo más exactas posible y que traduzcan con fidelidad las propiedades ópticas de cada variedad de plagioclasa (1).

MANEJO PRÁCTICO DEL CUADRO

Expuesto lo que antecede, podemos abordar con conocimiento de causa la resolución del problema planteado; esto es, la determinación de la variedad o variedades de plagioclasa contenidas en una preparación de roca en su forma habitual de lámina delgada. Supondremos, porque es el caso más frecuen-

(1) Hay una curva, sin embargo, cuya rigurosa exactitud no nos atrevemos a garantizar. Es la última del cuadro, la de la anortita $Ab_{11}An_{200}$. Hemos encontrado en esta especie irregularidades no vistas en ninguna de las demás. Ejemplares idénticos en todos sus caracteres, incluso en el índice de refracción, han dado ángulos desiguales de extinción, tanto en una macla como en la otra. Trozos escogidos, cuya composición química era la misma, han acusado también diferencias en los citados ángulos. Estas diferencias no son grandes, sin embargo; la mayor no ha llegado a 4° y en la mayoría de los casos ha oscilado entre 1 y 2° . Por esto hemos creído acertar tomando el promedio de los resultados obtenidos en las medidas de 10 ejemplares y trazando las curvas con arreglo a este promedio.

te, que el espesor de la preparación es el normal; esto es, que oscila alrededor de 0,02 milímetros sin exceder de 0,03 en ningún caso. Con este espesor todos los plagioclasas polarizan en gris, salvo la anortita, que lo hace en un tono amarillo muy tenue cuando las preparaciones son algo gruesas, o sea cuando su espesor se aproxima a 0,03 milímetros. El tono de polarización no sirve, por lo tanto, para diferenciar un feldespato de otro.

Lo primero que hay que hacer es buscar una o varias secciones (cuantas más mejor) pertenecientes a la zona perpendicular a g^1 . Se conocen por los caracteres siguientes:

1.º Siendo estas secciones perpendiculares al plano de asociación de las maclas de Carlsbad y de la albita, las trazas de los planos de macla, o sea las líneas que separan a las laminillas hemitrópicas de la macla de la albita y a las dos hojas o mitades de la de Carlsbad, aparecerán limpias, finas, y sin bordes borrosos. Cuando una de las series esté extinguida, el paso de la luz a la sombra se verá perfectamente claro, sin banda alguna de penumbra entre ambas series.

2.º Pero el carácter más categórico y el más fácil de observar, es el que suministra la igualdad de intensidad luminosa de las dos series de laminillas hemitrópicas de la ley de la albita. Si la sección que se está observando pertenece efectivamente a la zona normal a g^1 , habrá ocho posiciones de igual intensidad luminosa, o sea del mismo tono de polarización para las dos series de laminillas en cada revolución completa de la platina. Cuatro de estas posiciones son aquellas en las que las líneas de macla coinciden con los hilos del retículo, o sea con los planos de vibración de los nicoles. Las otras cuatro están a 45° de las primeras. En estas últimas las líneas de separación de las laminillas se destacan menos que en las otras cuatro, debido a que en aquéllas la igualdad de intensidad luminosa sólo afecta a las laminillas, y no a sus recubrimientos y superposiciones si los hay. Para estos sólo hay compensación, pero no

Caracteres ópticos de las secciones normales a g^1 .

igualdad. Como estas partes superpuestas son delgadísimas, en las preparaciones de espesor normal la compensación sólo se acusa por una línea de sombra muy tenue que acentúa la de separación entre las laminillas. En cambio, para las otras cuatro posiciones, para las que están a 45° de los hilos del retículo, la igualdad de intensidad luminosa afecta lo mismo a las laminillas que a sus recubrimientos, y la línea de separación es tan tenue que en muchos casos es invisible, apareciendo entonces el cristal ante el observador, como si fuera monoclinico, y sólo estuviera maclado por la ley de Carlsbad. Basta el más pequeño giro de la platina para que resulte diferente el tono de polarización de las dos series y vuelvan a aparecer las maclas.

3.º El caso más complejo y también el más frecuente es que el cristal contenga las dos maclas, esto es, que esté compuesto por dos hojas macladas por la ley de Carlsbad y dentro de cada una de ellas, o en una sola, existan dos series de laminillas hemitrópicas correspondientes a la ley de la albita. Para facilitar las explicaciones que van a seguir llamaremos, como Michel Levy, (1) y (2) a las dos hojas de la macla de Carlsbad, y (1') y (2') a las dos series de laminillas de la macla de la albita combinadas respectivamente con (1) y (2).

Si colocamos un cristal cortado perpendicularmente a g' y maclado por ambas leyes, en tal posición que las líneas de macla sean paralelas a uno de los hilos del retículo, su aspecto será el siguiente: las dos hojas de la macla de Carlsbad tendrán un tono gris diferente, que será más claro en la una que en la otra, y dentro de cada hoja las dos series de laminillas de la macla de la albita tendrán el mismo tono, o sea la misma intensidad luminosa, acusándose las maclas tan sólo por las líneas negras que las separan.

Un carácter muy frecuente es que entre ambas hojas de la macla de Carlsbad haya *un escalón*, esto es, que la una esté más alta que la otra. Ocurre esto con frecuencia cuando el pla-

no de sección está próximo a $h'g'$. Depende este escalón de la forma misma de la macla cuando un individuo penetra un tanto en el otro. Fácilmente comprenderá esto el lector examinando la figura que de esta macla contienen los tratados de mineralogía.

4.º Si la sección no es exactamente perpendicular a g' , pero le falta poco para serlo, los caracteres que acabamos de exponer no son tan precisos. Hay ligeras diferencias de tono entre las laminillas de la ley de la albita, y las líneas que las separan no son tan limpias ni tan delgadas; pero aun no siéndolo, las secciones en cuestión se pueden utilizar para la determinación del plagioclasa, tomando el término medio de los ángulos que resulten medidos como explicaremos en breve. Si se dispone de una platina de Fedoroff la solución del problema se facilita mucho, porque se pueden aprovechar, dando medidas exactas, secciones próximas a la zona normal a g' . Para ello se colocan las líneas de macla en posición paralela al hilo del retículo, que coincida con el eje horizontal de rotación de la platina (eje \mathcal{J}), y se hace girar la preparación alrededor de este eje, hasta que se obtenga igual intensidad luminosa en las dos series de laminillas de la macla de la albita. Entonces el haz de luz que atraviesa la preparación es paralelo al plano g' , y estamos, por consiguiente, en el mismo caso que si la sección fuera perpendicular a este plano.

Se puede asegurar, sin embargo, que, salvo muy raros casos, se encontrarán secciones perpendiculares a g' en todas las preparaciones de rocas que se examinen, sobre todo si son porfídicas y hay microlitos de plagioclasa en su matriz; caso que es precisamente en el que más interesa determinar la variedad o variedades de plagioclasa. Entre los microlitos de tamaño mediano es adonde más fácil es encontrar secciones pertenecientes a dicha zona, y como estos microlitos abundan tanto, las probabilidades se multiplican. Además, como dichos microlitos co-

responden a un período de enfriamiento rápido del magma, no hay lugar a que se originen diferentes plagioclasas ni a que la composición cambie dentro de un mismo individuo (textura zonar), como sucede en los fenocristales que corresponden a un enfriamiento lento. Así es que son bastante raras las rocas cuya matriz contiene más de una clase de plagioclasa, cosa que simplifica no poco la resolución del problema.

Sentido de las medidas.

Una vez encontradas varias secciones de la zona normal a g' hay que proceder a determinar las dos direcciones ópticas de cada una de ellas, para medir todos los ángulos de extinción en el sentido de la dirección de signo óptico negativo. Esto se lleva a cabo por medio de las láminas auxiliares de yeso, cuarzo o mica, aplicando el procedimiento habitual que describen todos los tratados de petrografía; razón por la cual no nos detenemos a explicar dicho procedimiento (1).

Medida de los ángulos.

Se procederá a continuación a medir los ángulos representados por las curvas del cuadro. Para ello se coloca la línea de macla paralela a uno de los hilos del retículo, y se anota la posición del nonio sobre el círculo graduado de la platina o sobre el que corresponda a los nicols, si en el microscopio con que se trabaja son estos últimos los que giran. Se hace girar el cristal hasta que se haya extinguido una de las series de laminillas de la macla de la albita, eligiendo la hoja de la macla de Carlsbad, en la que la intensidad luminosa sea mayor. Se lee el ángulo que marca el nonio y se anota. Se vuelve a llevar la línea de macla a su posición de paralelismo con el hilo del retículo,

(1) La razón de medir todos los ángulos de extinción en la dirección negativa de la sección obedece, principalmente, en que así lo han hecho hasta ahora todos los que se han dedicado a estos estudios. Es un modo de convenio, universalmente admitido, que se aplica a este caso y a las demás medidas que se realizan en otras caras para la determinación óptica de los plagioclasas.

y se mide el ángulo de extinción de la otra serie de laminillas de la macla de la albita, haciendo girar el cristal en sentido contrario al de antes. Como hemos dicho ya, los dos ángulos serán iguales si la sección pertenece efectivamente a la zona perpendicular a g' .

Como estamos considerando el caso más complejo, que es el de un cristal maclado por las dos leyes, y conteniendo en cada hoja de la macla de Carlsbad dos pares de laminillas de la de la albita, y como hemos operado hasta ahora con la hoja de tono de polarización más brillante, resultará que una de las series de laminillas de la hoja más oscura se extinguirá antes que las de la otra hoja. Se anotará entonces este ángulo, que, como es natural, será menor que el obtenido ya, y que está representado por la curva de trazos de cada diagrama del cuadro. Se verá entonces en este último cuál es el plagioclasa que da estos dos ángulos de extinción, y a él pertenecerá el que se está examinando.

Pero puede suceder que el cristal objeto del examen no esté cortado por el plano que da al ángulo máximo de extinción; plano que, como se ve en el cuadro, está comprendido entre el que coincide con $h'g'$ y el que lo hace con pg' , y bastante próximo al primero. En este caso los ángulos medidos no determinarán con precisión al plagioclasa, pero servirán para excluir a todos aquellos cuyos ángulos de extinción máximos sean menores que los medidos.

Se repiten estas mismas operaciones con otros ejemplares, cosa que, por otra parte, es necesario hacer siempre. Se toman para la clasificación los ángulos mayores que se encuentran.

Conviene fijarse de preferencia en los ejemplares alargados, puesto que sabemos es muy frecuente que los plagioclasas estén alargados en el sentido de la arista $h'g'$ y, por consiguiente, es bastante probable que los ejemplares largos estén cortados por

planos próximos al que da los ángulos máximos de extinción, como se ve en el cuadro.

Pudiera suceder que hubiese en la roca más de un plagioclase; cosa más frecuente en los fenocristales que en los microlitos, dado el enfriamiento lento que ha originado a los primeros y el rápido que determina la formación de los segundos. Este hecho se acusará por ángulos de extinción diferentes, y si estas diferencias se mantienen en varios ejemplares alargados, se puede asegurar que, en efecto, hay más de un plagioclase, y la especie de cada uno se determinará por los ángulos de extinción de sus maclas, medidos como queda dicho.

Resumen de las operaciones.

Aunque sea pecar de prolijos, vamos a repetir abreviadamente la marcha de las operaciones indicadas antes para los cuatro elementos de que se compone un cristal maclado por las dos leyes. Recordemos que hemos llamado (1) y (2) a las dos hojas de la macla de Carlsbad, cada una de las cuales se compone de varias laminillas hemitrópicas de la macla de la albita. Hemos llamado también (1') y (2') a las dos otras series de laminillas de la macla de la albita combinadas, respectivamente, con (1) y (2). Así, pues, en un cristal de esta clase serán (1) y (1') las dos series de laminillas de la macla de la albita contenidas en una de las mitades u hojas de la macla de Carlsbad, por ejemplo, en la de la izquierda del observador, y serán (2) y (2') las contenidas en la hoja de la derecha. Las operaciones a efectuar son:

1.^a Elegir ejemplares alargados en los que las líneas de macla sean finas. Un escalón entre las dos mitades será señal casi segura de que el ejemplar está maclado también por la ley de Carlsbad.

2.^a Llevar las líneas de macla a su posición de paralelismo con uno de los hilos del retículo, por ejemplo, con el vertical, y ver si en esta posición tienen igual intensidad luminosa las dos series de laminillas (1) y (1') en la hoja de la izquierda, y

(2) y (2'), en la de la derecha; entendiéndose bien que, salvo en casos particulares que más adelante detallaremos, la intensidad luminosa no será la misma en ambas hojas, sino que una de ellas se verá más oscura que la otra. Supongamos que la mitad más brillante sea la de la izquierda, compuesta de las series de laminillas (1) y (1').

3.^a Cerciorarse de que esta hoja de la izquierda, con la que estamos operando, está en la dirección negativa, valiéndose de la lámina de yeso, mica o cuarzo.

4.^a Hacer girar el ejemplar hacia la derecha o hacia la izquierda hasta que se extingan las laminillas (1) o las (1') y anotar el ángulo. Hacer girar en sentido contrario el ejemplar hasta que se extinga la otra serie (1) o (1') y anotar el ángulo, que será igual al primero si efectivamente el ejemplar está cortado perpendicularmente a g' . Dicho de otro modo: el hilo del retículo debe ser la bisectriz del ángulo de extinción entre las dos series de laminillas (1) y (1'). No olvidar que las curvas de líneas llenas del cuadro son las que corresponden a estos ángulos.

5.^a Volver a llevar las líneas de macla a su posición de paralelismo con el hilo vertical del retículo y hacer girar el ejemplar en el sentido que convenga hasta que se extinga la serie (2) o la (2') de la otra hoja, midiendo el ángulo de la serie que se extinga antes. Este ángulo ha de ser menor, forzosamente, que el de extinción de (1) o (1'), puesto que la hoja a que corresponden estas últimas ha sido elegida adrede por ser más brillante; esto es, por estar más alejada de su posición de extinción cuando las líneas de macla son paralelas al hilo vertical del retículo. Las curvas de trazos del cuadro corresponden a los ángulos de extinción de (2) o de (2'), y comparados con los de (1) y (1'), que son iguales entre sí, darán el par de ángulos que caracteriza al plagioclase. Además, la diferencia de estos ángulos nos va a servir, como veremos más adelante, para

distinguir a la albita de la andesina Ab_3An_3 , cuyos máximos son iguales, aunque de distinto signo.

Ejemplo: Supongamos que el ángulo de extinción de (1) y (1'), medido desde el hilo vertical del retículo, es de 27° . El de (2) o (2') deberá ser de 13 a 14° y el plagioclasa será el labrador de fórmula Ab_1An_1 , puesto que la línea vertical que en este feldespato corresponde a 27° corta a la curva de trazos en un punto cuya ordenada es 13 ó 14° (1). Si este segundo ángulo fuera sensiblemente mayor o menor, sería señal de que el primer ángulo no es el máximo correspondiente al labrador Ab_1An_1 , y habría que apelar a otro ejemplar.

Examinando el cuadro se ve que cada plagioclasa está determinado por sus dos curvas características y, sobre todo, por sus dos máximos, pues en cualquier plagioclasa se pueden encontrar ángulos pequeños, especialmente en las proximidades del plano de sección perpendicular a h_1g_1 . De aquí la necesidad de repetir las medidas sobre varios ejemplares, como ya hemos recomendado antes.

Hay, sin embargo, dos plagioclasas que se pueden confundir fácilmente uno con otro, por ser iguales sus ángulos máximos. Nos referimos a la albita Ab y a la andesina Ab_3An_3 , cuyos dos máximos de 16° son los mismos. Pero si se examina el grupo de las dos curvas del diagrama de cada uno de ellos, se ve en seguida una diferencia notable. En la albita las dos curvas están casi juntas en todo su recorrido, y en la andesina están sensiblemente separadas, habiendo una diferencia de 10°

(1) Una diferencia de 2 ó 3° no es de mucha importancia, porque no hay que olvidar que los plagioclasas son mezclas isomorfas de Ab y An variables entre todas las proporciones posibles, no siendo extraño encontrar estas diferencias de 2 a 3° aun en rocas similares y procedentes de la misma localidad. Hemos llamado, en el curso de este trabajo, *especies de plagioclasas* a algunos de éstos, pero ha sido simplemente por abreviar la expresión, y no porque, en realidad, los tales feldespatos sean especies minerales bien determinadas.

entre los dos ángulos máximos: uno de la macla de la albita y otro de la de Carlsbad. Así, pues, para resolver la duda y saber prácticamente si se trata de uno u otro plagioclasa, basta proceder como en la operación 5.^a y ver si la diferencia entre los dos ángulos que allí se citan es grande o pequeña. Si excede de 4 ó 5° se puede asegurar que el plagioclasa es andesina, y si está comprendida entre 1 y 3° es señal evidente que se trata de la albita. Como no es posible la confusión con los plagioclasas comprendidos entre estos dos, porque su ángulo máximo es mucho menor de 16° , la determinación ofrece toda la garantía deseable.

En los diagramas del cuadro hay ciertos puntos singulares que conviene señalar. Es uno de ellos el que corresponde a los ángulos de extinción en el plano de sección que coincide con $h'g'$. En este plano las dos curvas se cortan en un punto, como se ve en los extremos derecho e izquierdo de cada diagrama. Esto se traduce en la práctica por el hecho de que el ángulo de extinción es el mismo para las dos hojas de la macla de Carlsbad y las cuatro series de laminillas de la de la albita. El cristal entero aparece extinguido cuando las líneas de macla forman el ángulo característico de cada plagioclasa. Nótese que esta extinción simultánea se realiza, con ligeras diferencias angulares, en todo el recorrido de las dos curvas, en los cuatro primeros plagioclasas. Este fenómeno nos ha servido, como hemos dicho antes, para diferenciar a la albita Ab de la andesina Ab_3An_3 . Sirve también para reconocer casi a primera vista las oligoclasas y la albita Ab_3An_1 , para las cuales las diferencias angulares de extinción entre las dos curvas no exceden de 2 a 3° .

Otro punto singular es el llamado *punto común* en el encajamiento del cuadro. Corresponde, como ya hemos indicado, a un plano de sección próximo al normal $h'g'$, y en él las curvas de los cinco primeros plagioclasas se cortan en un punto

Manera de distinguir la albita y la andesina Ab_3An_3 .

Puntos singulares.

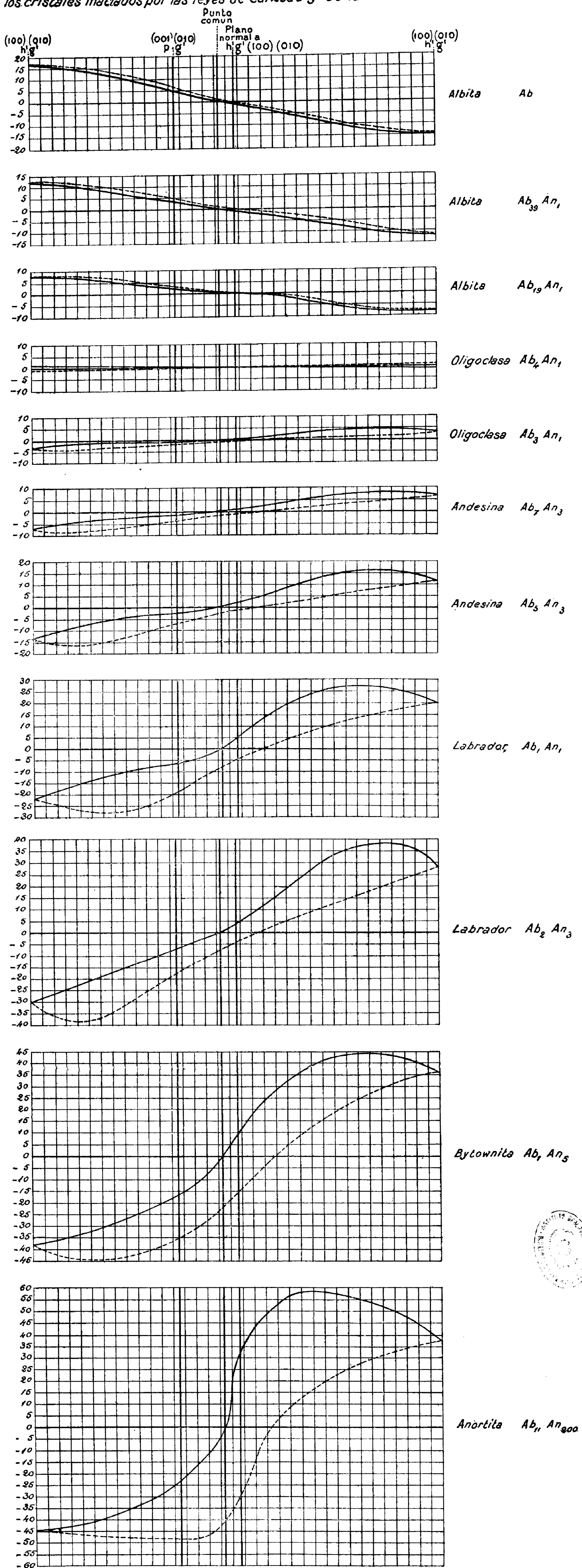
situado sobre la línea horizontal 0° . Esto es, cuando el plano de sección es ese las albitas y las oligoclasas resultan totalmente extinguidas entre los nicols cruzados, y las maclas se revelan tan sólo por las líneas tenues que las separan cuando éstas son paralelas a los hilos del retículo. Para los demás plagioclasas este punto es, o está muy próximo, al de menor diferencia entre las extinciones de las dos maclas Carlsbad y albita.

- Madrid, enero 1922.

DOMINGO DE ORUETA

DETERMINACIÓN DE LOS FELDESPATOS TRICLÍNICOS.

Curvas de extinción en la zona perpendicular a $g'(010)$ de los cristales maclados por las leyes de Carlsbad y de la Albita.



PRINCIPALES MÉTODOS SEGUIDOS

EN ESTE INSTITUTO GEOLÓGICO

PARA LAS

INVESTIGACIONES DE PETROGRAFÍA CUANTITATIVA

POR

ENRIQUE RUBIO

Ingeniero de Minas.

PRINCIPALES MÉTODOS SEGUIDOS

EN ESTE INSTITUTO GEOLÓGICO

PARA LAS

INVESTIGACIONES DE PETROGRAFÍA CUANTITATIVA

El objeto principal que persigo en esta nota, y otras que aparecerán en nuestros BOLETINES, no es sólo el dar a conocer los procedimientos y aparatos más en uso en este Centro para las investigaciones de petrografía cuantitativa, sino también el presentarlo bajo una forma, lo bastante práctica para que pueda servir de guía a las personas que se interesen y comiencen a dedicarse a este género de trabajos. Aspiro, por lo tanto, a que puedan ser de alguna utilidad para otros operadores, evitándoles más de un estudio científico y complejo de las teorías que se aplican en estas medidas, y no pocos titubeos de que se es víctima al empezar esta clase de operaciones, cuando no se dispone de una valiosa enseñanza y ayuda, como aquella con que yo tengo la suerte de contar en la persona del insigne petrógrafo, hoy día subdirector de este Instituto, mi maestro don Domingo de Orueta y Duarte, a quien debo toda la enseñanza y práctica que he podido adquirir en esta rama de la microscopía en mi constante y asidua labor a su lado desde el año 1915. Y como quiera que no a todos será dado contar con una ayuda parecida, me propongo dar a estas notas un carácter tan práctico como posible me sea, describiendo las operaciones de tal modo, que cualquier lector con el aparato de que se trate a la

vista, pueda repetir las investigaciones sin vacilación y sin tener que sujetarse exclusivamente a las obras didácticas que tratan de esta cuestión, y que no siempre son todo lo detalladas y claras que exigen los primeros pasos en esta ciencia.

Esta primera nota se refiere a la medida de la birrefracción, y a ella seguirán las referentes a medidas de índice de refracción, ángulos de los ejes ópticos, dispersión de bisectrices, etcétera, en una palabra, a todas aquellas características ópticas que conducen no solamente a clasificar los diversos minerales, sino también a la determinación de las rocas eruptivas y sus provincias petrográficas.

MEDIDA DE LA BIRREFRACCIÓN

Siempre que la luz atraviesa un medio anisótropo, los dos rayos en que se descompone no emergen al mismo tiempo, y el retraso del uno respecto al otro depende de la velocidad de onda y del espesor de dicho medio.

Al mismo tiempo es sabido que esta velocidad es inversamente proporcional al índice de refracción y directamente a la elasticidad del éter en esa dirección.

Si se denominan, por lo tanto, \mathcal{V}_1 y \mathcal{V}_2 las velocidades de onda de los rayos precitados, n_1 y n_2 sus índices de refracción y, por último, t_1 y t_2 los tiempos que tardan en atravesar el medio de espesor \mathcal{E} , tendremos las siguientes relaciones:

$$\mathcal{E} = t_1 \mathcal{V}_1 = t_1 \frac{1}{n_1}; t_1 = n_1 \mathcal{E};$$

$$\mathcal{E} = t_2 \mathcal{V}_2 = t_2 \frac{1}{n_2}; t_2 = n_2 \mathcal{E}.$$

De ella se deduce que el valor del retraso, que se denomi-

na \mathcal{R} , y que no es otra cosa que la diferencia de los tiempos t_2 y t_1 , se puede expresar como sigue:

$$\mathcal{R} = t_2 - t_1 = n_2 \mathcal{E} - n_1 \mathcal{E} = \mathcal{E} (n_2 - n_1).$$

El color de la polarización de un mineral se debe a este retraso, que da lugar a la interferencia que lo produce, y depende, como se ve, tanto del valor de los índices como del espesor del medio atravesado. Es decir, que en una misma preparación de espesor constante el color de polarización es consecuencia de la diferencia entre los dos índices de los rayos, o lo que es lo mismo, de la clase de mineral que se examina y de la dirección según la cual ha sido cortado al hacer la preparación. Esta diferencia es lo que, en general, se denomina birrefracción, y su valor es un máximo cuando n_2 y n_1 son, respectivamente, el mayor y el menor de todos los índices, condición que se cumple si la sección que se examina está tallada según la dirección cristalográfica que los contiene y, por lo tanto, paralelamente al plano de los ejes ópticos.

Siempre que hablemos de la birrefracción se sobreentiende que se trata de su valor máximo, a no ser que se especifique lo contrario, y la fórmula que nos da este valor es $n_g - n_p = \frac{\mathcal{R}}{\mathcal{E}}$, en la que n_g representa el índice de refracción máximo del mineral que se observa, n_p el mínimo, \mathcal{R} el retraso con que emergen los dos rayos al atravesar el medio anisótropo y \mathcal{E} su espesor.

Esta birrefracción es característica de cada mineral, lo que explica el alto interés de su medida y la importancia que tiene para su clasificación. Una vez conocida conduce, en la mayoría de los casos, a la determinación del mineral que se observa y en otros, a un grupo restringido de especies, entre las cuales

se encuentra el mineral que interesa y que se acaba de clasificar por otras características.

Pero hay más, dentro de minerales de la misma especie hay, a veces, diferencias en la birrefracción, y es de sumo interés para el petrógrafo el conocerlas, pues ellas conducen a deducciones e interpretaciones de fenómenos geológicos por comparación.

La medida de la birrefracción es operación delicada que exige paciencia, y no desanimarse aunque las primeras veces los resultados no sean satisfactorios, pues al poco tiempo la práctica enseña que se trata de una medida que, aunque delicada, es sencilla, que se realiza brevemente y de la que se adquiere el hábito a los pocos ensayos.

En la fórmula que acabamos de citar se ve que la medida consta de dos partes principales: una el espesor del mineral que se observa, y otra el retraso; paso, por lo tanto, a describir con todo detalle la manera de operar, que para esta medida seguimos en el laboratorio del Instituto Geológico, debiendo hacer constar, ante todo, que entre los diversos métodos empleados para su determinación, el que mejor resultado nos ha dado ha sido el del compensador de Babinet-Biot, y que la descripción que sigue supone el empleo de este método, lo cual no impide que aunque con menos frecuencia se apliquen también otros sistemas operatorios con los demás aparatos que posee dicho laboratorio, como son el de la cuña compensadora del ocular universal de Wright, el del ocular compensador de Siedetopf, el del compensador giratorio de Nikitin, el del comparador de Michel Levy y del compensador de yeso y cuarzo.

MÉTODO DEL COMPENSADOR DE BABINET-BIOT

Operación preliminar.—Lo primero que hay que hacer es seleccionar dos o tres preparaciones que contengan seccio-

nes a propósito del mineral cuya birrefracción se trata de hallar, para lo cual se anotan todos aquellos puntos en que por los cruceros que presente el mineral, caras cristalinas si las hay, y sobre todo por su color de polarización más alto que el de otras secciones, demuestren corresponder a la de birrefracción máxima, o al menos estar muy cerca de ella. Durante este examen debe tenerse ante sí el cuadro de Michel Levy con los colores, según los órdenes de Newton que figuran en la mayor parte de las obras didácticas de petrografía, como, por ejemplo, la de Michel Levy y Lacroix, Duparc y Pearce e Iddings. En este cuadro pueden verse los distintos colores en orden creciente desde el negro y gris de primer orden, al blanco de orden superior (1).

Comparando los colores de polarización del mineral en sus distintas secciones con los del cuadro, se elegirá aquel que, como hemos dicho, sea más alto.

Una vez hecho esto y anotada, según un Maltwood (2), la sección que se elija, se transporta la preparación sobre una platina de Federow, se cruzan los nicoles, se hace girar la preparación en su plano hasta la posición de brillo máximo (a 45° de las extinciones), y se coloca el eje de inclinación de dicha platina, de modo que coincida con la citada dirección de tal manera, que cuando se haga girar la preparación sobre este eje, la sección se incline por igual a uno y otro lado de su dirección de mayor brillo. Entonces girando lentamente la platina, primero en un sentido y luego en otro, veremos si el color baja en ambos giros, lo que nos indicará que estamos en una buena sec-

(1) Estos cuadros pueden también obtenerse sueltos en las librerías científicas de París.

(2) Un Maltwood es un buscador que consiste en una microfotografía en celoidina transparente, de una serie de números, cada uno contenido en un cuadro, y que va montada en un portaobjetos que se coloca en la platina del microscopio al mismo tiempo que la preparación, y que sirve para fijar y poder anotar cualquier detalle que interese.

ción; caso contrario, si se ve que en uno de los sentidos el color sube, giraremos hasta obtener el de polarización más alto, y anotaremos el ángulo que forma el nuevo plano que ahora ocupa la preparación, con su primitiva posición horizontal. Este ángulo servirá más adelante para calcular lo que se denomina espesor aparente de la lámina, y si se ve que excede de unos 15°, debe desecharse la sección y buscar otra que esté más próxima de la dirección de birrefracción máxima.

Una vez obtenida por este procedimiento la sección a propósito, se pasa a la operación que puede llamarse primera y que es la medida del espesor.

MEDIDA DEL ESPESOR DE LA PREPARACIÓN

De todas las operaciones necesarias para llegar a calcular la birrefracción de un mineral, esta es la que ofrece más dificultad, aunque, sin embargo, se ha facilitado grandemente merced a los excelentes mecanismos para enfocar que hoy día poseen los microscopios modernos. Con ellos se llega después de alguna práctica a apreciar diferencias hasta de una micra en el grueso de las preparaciones corrientes, esto es, en aquellas que tienen de 2 a 2 1/2 centésimas de milímetros de espesor.

Para efectuar esta medida hay que valerse del tornillo micrométrico de enfocar del microscopio, usado a guisa de esférómetro (1). Se utilizan para esto los huecos que puede haber cerca de las secciones elegidas, y, caso contrario, el borde de la lámina de roca más próximo a la sección que interesa, y para

(1) Los constructores dan casi siempre el valor en micras de cada división del tambor de los tornillos micrométricos de los microscopios. En el microscopio A. de Zeiss, cada división vale dos micras. En los microscopios ingleses modernos este valor suele ser de una micra. En los de la Casa Fuess varía, según los diferentes modelos, pero en el catálogo se especifica cuál es.

ello se observan los granitos de roca que siempre suele haber en la parte inferior de la preparación y en el borde superior de ésta, pero siempre procurando hacerlo fuera de la parte pétreo, para que el medio en que se verifique la medida sea el bálsamo del Canadá.

Ahora bien, si desde el mineral hasta el punto donde se forma la imagen objetiva, o por lo menos hasta que el haz de luz haya atravesado la lente frontal del objetivo, todos los medios que la luz atraviesa tuviesen el mismo índice de refracción, el espesor que se midiera por el método que se está indicando, sería el espesor real del mineral. Pero hay que tener en cuenta que las cosas no suceden así; el mineral está envuelto en un medio que en la inmensa mayoría de los casos es el bálsamo del Canadá que sirve para mantener la lámina de roca entre el porta y el cubreobjeto, y el índice de este bálsamo, que es de 1,53 a 1,54, altera el resultado de la medida disminuyendo el valor obtenido en la misma proporción que la que existe entre dicho índice 1,54 y el del aire, que es la unidad.

Así, pues, la cifra que se obtenga por el método que se está explicando hay que multiplicarla por 1,54 para obtener el espesor real.

Para hallar su valor se comienza por colocar en el microscopio un objetivo potente de 4 a 6 milímetros de distancia focal y un ocular de gran aumento, y se quitan los nicols al objeto de poder trabajar con luz natural.

Una vez hecho esto se enfocan con mucho cuidado los granitos que parezcan estar en la cara superior de la lámina de roca, y se apunta las divisiones que marca el tornillo micrométrico en esta posición; en seguida, y valiéndose sólo de dicho tornillo, el cual debe moverse siempre en el mismo sentido hacia abajo, se va acercando el objetivo hasta que aparezcan enfocados los granitos de la cara inferior; se anotan las divisiones que marca el tornillo micrométrico en esta posición y se

halla la diferencia entre ambas lecturas, la cual se multiplica por el valor en micras de cada división del tornillo, y el resultado se vuelve a multiplicar por 1,54 (índice del bálsamo de Canadá), obteniéndose así el espesor real de la preparación.

Las medidas deben repetirse siempre cuatro o seis veces en cada preparación, procurando que los puntos en que se hagan estén lo más cerca posible de la sección o secciones elegidas, y hay que poner en ellas todo el esmero posible y no dar por bueno el resultado hasta estar, en lo que cabe, seguro de él; diferencias de más de una micra son para nosotros inadmisibles, pues en la birrefracción son de interés variaciones que pueda haber en el tercer orden decimal, y es, por lo tanto, necesario que las diversas lecturas que se efectúen no difieran en más de una micra. Una vez hecho esto, se suman aquellas observaciones que estén dentro de estas condiciones y se halla su media aritmética, que será la cifra que se dé por buena, para que, multiplicada por el valor de una división y por 1,54, dé el espesor de la preparación.

Ahora bien, si la sección que se observa es de birrefracción máxima, el retraso se calculará con arreglo a este espesor real; pero si se ha de hacer la medida con todo esmero y la mayor exactitud posible, este caso será una excepción, y frecuentemente ocurrirá que se opere en una sección que, si bien está muy próxima a la de birrefracción máxima, no será exactamente ella, y, por lo tanto, se habrá tenido que hacer girar la preparación en la platina de Federow, según ya se ha indicado en la operación preliminar; y al inclinar la preparación claro es que la luz, al atravesarla, no lo hace normalmente ya según su espesor, sino según una dirección algo oblicua y que depende del ángulo que haya sido necesario hacer girar la preparación para llevarla a la posición deseada.

El retraso introducido no será, pues, debido al espesor real de la preparación, sino al espesor inclinado o aparente, que es

igual al real dividido por el coseno del ángulo de giro; se tiene, por lo tanto:

$$E_a = \frac{E_r}{\cos \alpha}$$

Este nuevo valor del espesor es el que hay que tener en cuenta para el cálculo de la birrefracción, y por él hay que dividir el retraso para verificar esta medida.

Elegidas las secciones y medido su espesor, se pasa a la segunda operación, o sea a determinar el retraso con el compensador de Babinet-Biot.

MODO DE OPERAR PARA LA MEDIDA DEL RETRASO

Determinación de la constante.—Para medir el retraso con el compensador de Babinet-Biot, lo primero que hay que hacer es determinar su constante para una clase de luz de longitud de onda dada.

El compensador en cuestión se compone, como se ve en la figura 1.^a, de dos cuñas rectangulares de cuarzo superpuestas, una de las cuales se mueve en sentido longitudinal, por medio de un tornillo micrométrico y de un tambor dividido en cien partes. Un contador adosado al costado del aparato indica el número de vueltas que da el tambor.

Las dos cuñas van montadas en un ocular de Ramsden (1), cuya lente superior es móvil para poder enfocar con exactitud una X trazada en el centro mismo del campo visual.

El espesor de las cuñas está calculado de tal modo que cuando el tambor y el contador están en 0, hay compensación exacta en el centro del campo.

El compensador se coloca en el microscopio en vez del

(1) El ocular de Ramsden de los microscopios permite, moviendo su lente superior, llevar a foco exacto cualquier detalle (retículo, cruz, micrómetro, etc.), situado en el plano del diafragma de este ocular.

ocular y con sus cuñas formando un ángulo de 45° con el plano de vibración del polarizador (1). Sobre él se sitúa un analizador auxiliar, cuyo plano de vibración es preciso que quede perpendicular al del polarizador; es decir, que el plano de vibración del nicol polarizador y el del analizador auxiliar deben estar cruzados, y entre ellos y a 45° encontrarse las láminas de cuarzo (el analizador del microscopio se habrá quitado para esta ope-

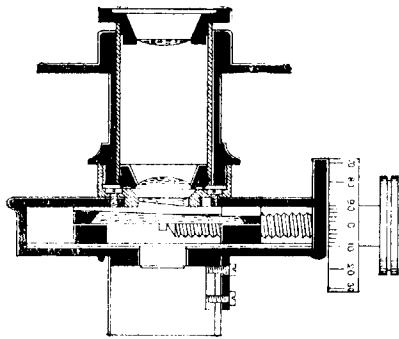


FIG. 1.ª

ración y sobre la platina no habrá preparación alguna). Si en esta posición se mira por el analizador auxiliar, se verá en el centro del campo una banda negra dirigida de norte a sur, cuyo centro debe coincidir exactamente con la X del compensador indicando así que se cumple la condición enunciada de que el espesor de las cuñas es tal que hay compensación exacta en el centro del campo visual cuando el aparato está en cero.

A uno y otro lado de la banda central aparecerán una serie de éstas, equidistantes entre sí, cuyas bandas serán también ne-

(1) El plano de vibración de los nicoles lo determina la diagonal menor de éstos. En los microscopios, estos planos son paralelos a los hilos de retículo, y bastará, por lo tanto, hacer girar el polarizador 45° en cualquier sentido para llevarlo a la posición deseada. Si entonces se quita el analizador y el ocular, y se coloca el analizador auxiliar haciéndole girar hasta que el campo esté extinguido, tendremos la posición deseada que anotaremos para intercalar el compensador.

gras si la luz que ilumina el microscopio es monocromática y coloreadas, con los colores del espectro, si no lo es. Estas bandas corresponden a la compensación, esto es, a los puntos en que el espesor de las dos cuñas de cuarzo introduce en el haz de luz polarizada un retraso igual a un número par de semilongitudes de onda de la luz empleada, o sea las dos primeras bandas, situadas una al este y otra al oeste de la central, corresponderán a un retraso igual a λ ; las dos que siguen a éstas, a un retraso de 2λ , y así sucesivamente.

Si todos los compensadores fuesen iguales, si las cuñas de todos ellos tuviesen exactamente el espesor que deben tener y si la construcción del aparato fuera absolutamente perfecta, no sería preciso determinar la constante de cada compensador, porque en todos ellos sería la misma e igual a la longitud de onda de la luz que ilumina al microscopio. Pero en la práctica las cosas no suceden así. Estos compensadores, como todo aparato, tiene errores, imperfecciones de ajuste y de pulimento de las cuñas, que traen, como consecuencia, que la distancia entre las bandas no sea uniforme e igual para todos, sino que existen algunas diferencias entre las cifras teóricas y las que en la práctica da cada compensador, y su determinación se denomina *hallar la constante del compensador*, esto es, el valor en micras de cada división del tambor.

Para hallar esta constante se empieza por elegir la luz que ha de servir en esta y en todas las operaciones siguientes, porque de lo que hemos dicho se deduce, como es natural, que la distancia entre las bandas cambiará a medida que también varíe la longitud de onda de la luz empleada. Se puede elegir cualquiera de las radiaciones del espectro porque con cada una de ellas se verifica el fenómeno; pero la costumbre es valerse de la luz amarilla anaranjada del sodio, que a más de ser muy brillante para la retina humana, es, además, fácil de obtener con un mechero Bunsen, cuya llama pasa entre dos trozos de piedra

pómez impregnados en sal común (1). Por eso si se consultan los tratados de petrografía se verá que en todos ellos las constantes ópticas de los minerales, como índices, birrefracción, etcétera, en los que interviene la longitud de onda de la luz, vienen expresados en función de la luz del sodio, o sea de la raya \mathcal{D} del espectro que coincide con ella, y cuya longitud de onda es 589 micras.

Nosotros operamos siempre con esta luz y, por consiguiente, todas las medidas ópticas que realizamos en el laboratorio del Instituto Geológico se refieren a la raya \mathcal{D} y pueden compararse directamente con las medidas que dan la mayoría de los autores de petrografía.

La determinación de la constante del compensador se haciendo vueltas al tambor hasta que una de las primeras bandas laterales venga a ocupar la posición que antes ocupaba la banda central, esto es, hasta que el centro coincida con la X del compensador; y dividiendo la longitud de onda de la luz empleada, o sea 0,589 micras por el número de divisiones del tambor que hayan sido necesarias para dicha coincidencia, el cociente será la constante buscada. Se repite esta operación para todas las demás bandas, y si resultan equidistantes la constante será una sola y se aplicará a todas las medidas. Si hay diferencias habrá que anotarlas y tenerlas en cuenta al medir la birrefracción (2).

(1) Se puede emplear también una luz cualquiera, haciéndole pasar por uno de los filtros amarillos que citan los tratados de microscopia. Uno de los más empleados es una disolución al 2 por 100 de bicromato de potasa en agua destilada, a la que se añade un 1 por 100 de ácido sulfúrico. Sin embargo, ninguno de estos filtros es absolutamente monocromático y las bandas muestran sus bordes ligeramente irisados.

(2) Los compensadores Babinet-Biot de que disponemos proceden de la Casa Fuess, de Berlin-Steglitz, y en ellos la distancia entre las bandas es exactamente la misma, y la diferencia entre esta distancia y la que teóricamente debía haber, es muy pequeña, puesto que viene expresada por tres o cuatro cifras del segundo orden decimal.

Determinada la constante del compensador se pasa a la medida del retraso.

MEDIDA DEL RETRASO

Una vez colocada la sección elegida en la platina de Federow conforme ya se ha dicho al tratar de la operación preliminar y alumbrado el microscopio con luz natural, habrá que hacerla girar hasta que se coloque en la posición de birrefracción máxima, y para ello se opera como se ha indicado previamente. Acto seguido se girará la platina en su mismo plano hasta que se produzca la extinción, procurando que en este momento los nicoles estén cruzados y en su posición normal.

Hecho esto, conviene fijar bien todos los tornillos que permiten algún movimiento a la platina de modo que esta permanezca ya inmóvil, y quitar el analizador.

El polarizador deberá girarse 45° para que su plano de vibración llegue a formar este ángulo con la dirección de extinción del mineral.

El ocular se sustituye por el compensador, cuyo tambor deberá estar en el cero, procurando que la dirección de las cuñas forme también un ángulo de 45° con el plano de vibración del polarizador; y una vez alumbrado el microscopio con la luz monocromática que interese, se enfoca la sección del mineral hasta que se vean bien todos sus detalles. Si entonces se coloca sobre el compensador el analizador auxiliar procurando que su plano de vibración quede cruzado con el del polarizador, y se mira por él, se verá que la banda central, en toda la parte que ocupa sobre la sección del mineral observado, resulta más o menos desviada en un sentido u otro, según la naturaleza de dicho mineral.

La medida de esta desviación se efectúa girando el tambor, hasta que la banda central vuelve otra vez a coincidir con la X

del microscopio y contando el número de divisiones que han sido necesarias para conseguirlo. Esta desviación, multiplicada por la constante del compensador que se está empleando, es el retraso que se busca, referido desde luego a la luz que se haya usado.

RESULTADO DE LA MEDIDA DE LA BIRREFRACCIÓN

Una vez medido el retraso, según acabamos de ver, y conocido el espesor de la preparación, el valor de la birrefracción máxima se obtiene, como ya hemos demostrado, con la fórmula

$$n_g - n_p = \frac{R}{E}$$

En la cual R representa el retraso y E el espesor aparente, que será igual al espesor real si la sección observada era de birrefracción máxima, y caso contrario, igual a $\frac{Er}{\cos \alpha}$, según ya hemos visto.

EJEMPLO

Conviene resumir lo dicho, pues al lector que no esté habituado a estas medidas podrá haberle parecido una cosa muy difícil y complicada después de la larga explicación que acabo de dar, y, sin embargo, no es así. He detallado las operaciones, tal vez demasiado, para que sirva de ejemplo, y siempre en el supuesto de que las personas que esto lean no tengan práctica grande en estos trabajos, supliendo con esto las dificultades con que se encuentra el principiante en estas cuestiones de petrografía cuantitativa al intentar guiarse por las obras didácticas, en las que la mayoría de las veces se encuentra sólo una explicación demasiado lacónica de los procedimientos y otras el autor se ha preocupado más de hacer ostentación de erudición que de facilitar al principiante la cuestión.

Para resumir lo mejor será describir con detalle la operación con un mineral, que sirva de ejemplo al mismo tiempo.

1.º Supongamos que colocamos en el microscopio una preparación, en la cual se encuentran varios trozos de olivino polarizando en diversos colores: unos amarillos de primer orden, otros rojos y otros azules. Si nos fijamos en el cuadro de colores de Newton notaremos que el azul es el más alto de los que estamos viendo. Escogemos, por lo tanto, el trozo de mineral que da este color de polarización y lo anotamos convenientemente por medio del Maltwood. Para esta operación habremos alumbrado con luz natural.

2.º Quitamos el polarizador y el analizador, colocamos un objetivo bien potente y un fuerte ocular, por ejemplo, un objetivo de 3 milímetros de distancia focal y un ocular núm. 4. Enfocando algunos granitos que estén en la cara superior de la preparación, anotaremos el número que indica el tornillo micrométrico; sea este 5, por ejemplo; si seguimos moviendo con este tornillo el objetivo hacia abajo girando siempre en el mismo sentido hasta encontrar algunos granitos que estén en la cara inferior y que queden bien enfocados, anotaremos la nueva lectura del tornillo micrométrico, que será 18, por ejemplo.

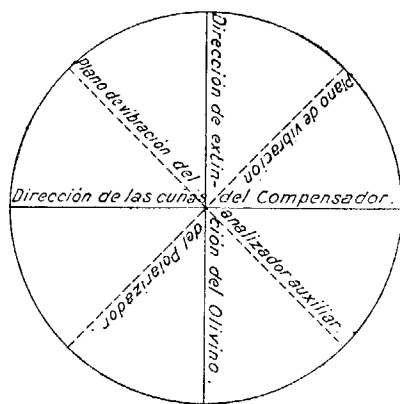
Hallando la diferencia resultarán $18 - 5 = 13$ divisiones, y suponiendo que cada una de ellas corresponde a una micra, tendremos como valor para el espesor $13 \times 1,54 = 20,02 \mu$ (1,54 siendo el índice del bálsamo del Canadá).

Esta operación se repite varias veces hasta estar seguro que la diferencia es de 13 divisiones entre un foco y otro, y una vez hecho esto ya tenemos el espesor

$$E = 20,02 \mu.$$

3.º Alumbramos el microscopio con luz natural y después de cruzar los nicols ponemos en él la platina de Federow, y

un objetivo de poca potencia, el de 32 milímetros de distancia focal, por ejemplo. Hecho esto colocamos la preparación sobre dicha platina de modo que la sección que nos interese quede en el centro del campo. Para ello se echa una gota de glicerina en el casquete esférico de vidrio de la platina, se pega contra ella la preparación con el cubreobjeto para abajo, y en seguida se pone encima la otra media esfera con otra gota de glicerina y se fija todo bien. Ahora se enfoca la sección que nos in-

FIG. 2.^o

teresa y se pone de manera que su brillo sea máximo, esto es, a 45° de los nicols cruzados, para lo cual lo mejor es dejar la preparación en su posición de extinción, coincidiendo con el hilo vertical del retículo, y hacer girar los nicols esos 45°. Hagamos girar la preparación con la platina de modo que el eje de giro sea la dirección que antes era de extinción y que ahora es de brillo máximo, es decir, que el efecto sea como si el hilo vertical del retículo fuese el eje de giro. Si lo mismo al girar algo a la derecha que a la izquierda el color baja, estamos en una buena sección; supongamos que no es así y que el color baja a rojo al girar a la izquierda, y en cambio, al girar a la de-

recha el color primero pasa al azul verdoso, luego al verde 2° orden, y por último vuelve a bajar.

Anotaremos el giro que corresponde al verde 2° orden, que será, por ejemplo, de 10°. Fijemos todos los tornillos de la platina de Federow de modo que la preparación quede en esta posición, y sustituyamos la luz natural por la monocromática del sodio.

4.º Quitamos el ocular y colocamos el compensador en su lugar y enfocamos la preparación de modo que la X aparezca en medio de la sección que nos interesa, quitamos el analizador colocando, en cambio, el analizador auxiliar sobre el compensador.

El compensador tendrá que estar con el tambor en el cero, y se supone que se conoce el valor de cada división para la luz que estamos utilizando; este es, por ejemplo, 0,96 para luz monocromática de sodio de 589 $\mu\mu$ (1) de longitud de onda. La figura 2.^a indica las posiciones en este momento de las distintas partes que interesan.

Al mirar veremos que la banda central se ha desviado hacia la izquierda, y entonces empezamos a girar el tambor hasta hacerla volver a su posición, es decir, hasta que vuelva a coincidir con la X, y anotamos las divisiones que para esto han sido necesarias; si éstas fuesen, por ejemplo, 770, multiplicadas por el valor de cada una de ellas (0,96) nos darían 739, como valor para el retraso (2).

(1) La micra o milésima de milímetro se designa con la letra griega μ , y la millonésima de milímetro con dos de dichas letras, o sea $\mu\mu$.

(2) Como se opera con luz monocromática no hay banda central negra y las demás coloreadas, sino que todas son negras y, por lo tanto, cabe confusión, sobre todo en casos como éste, en que la desviación de la banda central es mayor que la separación de una banda a otra. Para ver en el instante dónde está la banda central, lo más breve es alumbrar un momento con luz natural, y en seguida veremos su posición, pues entonces aparecerá ella sola negra y las demás serán irisadas. Una vez conocida su posición volveremos a alumbrar con luz monocromática y continuamos la medida.

5.º Una vez conocidos todos los datos que nos son necesarios, tenemos como valor para la birrefracción máxima:

$$n_g - n_p = \frac{R}{E_a} = \frac{739}{\frac{20020}{\cos 10^\circ}} = 0,354.$$

6.º Por último, todos estos resultados los pasamos a una tarjeta, que debe archivar en un fichero, y que nosotros llevamos en la siguiente forma:

Medida de la birrefracción.

Núm. 125.

Preparación: Serie 20, núm. 250.

Punto: 451 del Maltwood núm. 3.

Mineral: Olivino.

Color de polarización: Verde segundo orden.

Inclinación necesaria para obtener este color: 10º.

Luz empleada: Monocromática de sodio $\lambda = 589 \mu\mu$.

Valor de una división del compensador para esta luz: 0,96.

Espesor de la preparación: $E = 13 \times 1,54 = 20,02 \mu$.

Desviación de la banda central: 770.

Retraso: $R = 770 \times 0,96 = 739$.

$$\text{Birrefracción} = n_g - n_p = \frac{R}{E} = \frac{739}{\frac{20850}{\cos 10^\circ}} = 0,0345.$$

OBSERVACIONES.—El espesor se midió en el microscopio Zeiss núm. 1.142
El retraso en el Fuess núm. 4.100, con el compensador núm. 2.

A continuación ponemos una tabla con la posición y longitudes de onda de las principales rayas del espectro, así como también unos cuadros con los valores de los índices de refracción y de la birrefracción máxima en los principales minerales, según los datos que hemos podido reunir de los diversos autores que es necesario consultar a menudo al verificar estas medidas, y con lo cual queda facilitada tan penosa tarea.

Madrid, enero de 1922.

ENRIQUE RUBIO

POSICIÓN Y LONGITUD DE ONDA DE LAS PRINCIPALES RAYAS DEL ESPECTRO

Rayas.	Longitudes de onda. $\mu\mu$	POSICIÓN
A''.....	1.138	>
A'.....	962	>
A.....	761	En el rojo.
B.....	687	En el rojo.
C.....	656	Entre el rojo y el amarillo.
D.....	589	Entre el anaranjado y el amarillo.
E.....	527	Entre el amarillo y el verde.
F.....	486	Entre el verde y el azul.
G.....	431	Entre el azul y el índigo.
H.....	397	En el violeta.

Valores de los índices de refracción y de la birrefracción máxi
en los principales minerales.

Mineral.	Procedencia.	Color más alto de polarización en secciones de 0,025 milímetros de espesor.	Signo óptico.	VALOR DE SUS ÍNDICES DE REFRACCIÓN			Valor de su birrefracción máxima.	Autor de la medida.
				n_g	n_m	n_p		
Apofilita.....	Andreasberg.....	Gris oscuro...	(+) (-)	1,5332	—	1,5309	0,0023	Luedecke.
	—	—		1,5356	—	1,5337	0,0019	—
	—	—		1,5365	—	1,5346	0,0019	Zimanyi.
	Collo-Algieres....	—		1,5343	—	4,5328	0,0015	Gentil.
	—	—		1,5368	—	1,5347	0,0021	—
	Faroe.....	—		1,5335	—	1,5311	0,0024	Luedecke.
	—	—		1,5368	—	1,5356	0,0012	—
Seisseralp.....	—	1,5368	—	1,5340	0,0028	Zinmayl.		
Poonah.....	—	—	—	1,5369	—	1,5343	0,0026	—
Gmelinita.....	Nova Scotia.....	Gris claro.....	(+) (-)	1,4760	—	1,4674	0,0086	Pirsson.
	—	—		1,4646	—	1,4637	0,0009	—
	—	—		1,4770	—	1,4765	0,0015	—
	Montecchio Maggioro.....	—		1,4803	—	1,4785	0,0017	Negri.
Leucito.....	—	Gris oscuro...	(+)	1,509	—	1,508	0,001	Des Cloizeaux.
Pennina.....	Zermatt.....	Gris oscuro...	(+) (-)	1,579	—	1,576	0,003	Levy-Lacroix.
	—	—		1,577	—	1,576	0,001	Des Cloizeaux.
	—	—		1,576	—	1,575	0,001	Haidinger.
	Rümpfischwang..	—		1,5832	—	1,5821	0,0011	Zimanyi.
Vesuvianita.....	Ala (variedad verde).....	Gris oscuro...	(+) (-)	1,7235	—	1,7226	0,0009	Ossann.
	Ala (variedad parda).....	—		1,732	—	1,726	0,006	Hlawatsch.
	Poljakowsk.....	—		1,7120	—	1,7108	0,0012	—
	Sandford.....	—		1,705	—	1,701	0,004	—
	Sforzella.....	—		1,717	—	1,716	0,001	—
	Vilui.....	—		1,721	—	1,716	0,005	—
Tridimita.....	—	Gris oscuro...	(+)	1,4777	1,4775	1,4759	0,0018	Mallard.
Eudialita.....	Greenland.....	Gris oscuro...	(+)	1,6102	—	1,6084	0,0018	Wülfing.
	Umptek.....	—		1,6129	—	1,6104	0,0025	Ramsay.
Eucolita.....	Langesund.....	—	(-)	1,6205	—	1,6178	0,0027	Brögger.
Chabasita.....	—	Gris.....	(-) (+)	—	—	—	0,0028	Levy-Lacroix.

Mineral.	Procedencia.	Color más alto de polarización en secciones de 0,025 milímetros de espesor.	Signo óptico.	VALOR DE SUS ÍNDICES DE REFRACCIÓN			Valor de su birrefracción máxims.	Autor de la medida.
				n_g	n_m	n_p		
Apatita.....	Fluor apatita de Minot.....	Gris.....	(-)	1,6307	—	1,6287	0,0029	Wolff-Palache.
	—	Gris obscuro....		1,6335	—	1,6316	0,0019	—
	Apatita de Sondalo Veltin....	Gris.....		1,6379	—	1,6349	0,0030	Brugnatelli.
	Apatita de Sultzbachthal.....	—		1,6355	—	1,6329	0,0026	Zimanyi.
	Fluor apatita de Jumilla.....	Gris claro.....		1,637	—	1,633	0,004	—
	—	—		1,6381	—	1,6345	0,0036	Hlawatsch.
	—	—		1,6388	—	1,6346	0,0042	Lattermann.
Apatita - Cappucini di Albano.....	—	1,6391	—	1,6341	0,0050	Zambonini.		
Tyrol.....	—	1,6449	—	1,6405	0,0034	Zimanyi.		
Hielo.....	a-8° C.....	Gris claro.....	(+) (-)	1,3037	—	1,2970	0,0067	Meyer.
	a-3,8° C.....	—		1,3163	—	1,3107	0,0056	—
Berilo.....	Elba.....	Gris claro.....	(-)	1,5771	—	1,5720	0,0051	Des Cloizeaux.
—	—	—	—	1,5921	—	1,5848	0,0073	Dufet.
Gehlenita.....	—	Gris claro.....	(-)	1,663	—	1,658	0,005	Levy-Lacroix.
Melilita.....	Vesubio.....	Gris claro.....	(+) (-)	1,6312	—	1,6262	0,0050	Henniges.
	—	—		1,6339	—	1,6291	0,0048	—
Nefelino.....	Mte Somma.....	Gris claro.....	(+) (-)	1,5416	—	1,5376	0,0040	Wolff.
	Arkansas.....	—		1,5427	—	1,5378	0,0049	Wadsworth.
—	—	—	—	1,5469	—	1,5422	0,0047	Penfield.
Harmotomo.....	—	Gris claro.....	(+)	1,508	—	1,503	0,005	Levy-Lacroix.
Stilbita.....	—	Gris claro.....	(-)	1,500	1,498	1,494	0,006	Levy-Lacroix.
Zoisita.....	Saualpe.....	Gris claro.....	(+) (-)	1,702	1,696	1,696	0,006	Levy-Lacroix.
	Cottishes Alps....	—		1,7034	1,6961	1,6961	0,0073	Wallerant.
	Corner.....	—		1,7061	1,7002	1,6973	0,0088	Weinschenk.
	Tyrol.....	—		1,705	1,700	1,700	0,005	Zimanyi.
	Ducktown.....	—		1,7058	1,7025	1,7002	0,0056	Ossann.
Adularia.....	St-Gothard.....	Gris claro.....	(-)	1,5260	1,5237	1,5190	0,0070	Des Cloizeaux.
	Zillerthal.....	—		1,5243	1,5222	1,5181	0,0062	Zimmermann.
Sanidina.....	Wehr cerca de Laach.....	Gris claro.....	(-)	1,5240	1,5239	1,5170	0,0070	Des Cloizeaux.
	—	—		1,5356	1,5355	1,5265	0,0091	—
	Eifel.....	—		1,5253	1,5250	1,5206	0,0047	Kohlrusch.
—	Dockweiler, Eifel.	—	1,5249	1,5248	1,5202	0,0047	Offret.	
Microclino.....	Gasern.....	Gris claro.....	(-)	1,5295	1,5264	1,5224	0,0071	Ussing.
	Cerdeña.....	—		1,5249	1,5227	1,5185	0,0064	Riva.
	Palkina (Ural)....	—		1,5248	1,5220	1,5183	0,0065	—
	Narestö (Noruega)	—		1,529	1,526	1,523	0,006	Levy-Lacroix.
	—	—		—	—	—	—	—

Mineral.	Procedencia.	Color más alto de polarización en secciones de 0,025 milímetros de espesor.	Signo óptico.	VALOR DE SUS ÍNDICES DE REFRACCIÓN			Valor de su birrefracción máxima.	Autor de la medida.
				n_g	n_m	n_p		
Microclino-Sódico o Anortosa....	Mont Doré.....	Gris claro.....	(-)	1,5272	1,5266	1,5251	0,0057	Fouqué.
	Cerdeña.....	"		1,5290	1,5280	1,5224	0,0066	Riva.
	Fayal.....	"		1,5289	1,5281	1,5224	0,0065	Fouqué.
	Terceira (Azores).....	"		1,5305	1,5294	1,5234	0,0071	"
	"	"		1,5314	1,5306	1,5250	0,0064	"
Danburita.....	Suiza.....	Gris claro.....	(-) (+)	1,6383	1,6337	1,6317	0,0046	Hintze.
Heulandita.....	—	Gris claro.....	(+)	1,505	1,499	1,498	0,007	Levy-Lacroix.
Albita.....	Amelia.....	Gris muy claro..	(+) (-)	1,5387	1,5321	1,5285	0,0102	Becke.
	Lakous (Creta)...	"		1,5386	1,5333	1,5290	0,0096	Viola.
	Carrara.....	"		1,5389	1,5323	1,5282	0,0107	"
	Schmirn.....	"		1,5392	1,5331	1,5287	0,0105	Zimmerman
	Narestö (Noruega).....	Gris claro.....		1,540	1,534	1,532	0,008	Levy-Lacroix.
Oligoclasa.....	Bamle (Noruega).....	Gris claro.....	(-)	1,542	1,538	1,534	0,008	Levy-Lacroix.
	Bakersville.....	"		1,5457	1,5415	1,5373	0,0084	Fouqué.
	"	"		1,5469	1,5431	1,5389	0,0080	Offret.
	Serranía de Ronda	"		—	—	—	0,009	Orueta.
Labrador.....	Labrador.....	Gris claro.....	(+) (-)	1,562	1,557	1,554	0,008	Fouqué.
	Santa Lucia-Pico..	"		1,5634	1,5589	1,5545	0,0089	"
	Lava 1720-Pico...	"		1,5631	1,5563	1,5566	0,0075	"
	Cráter N-Pico.....	"		1,5631	1,5582	1,5562	0,0069	"
	Vellas-St. Jorge...	"		1,5677	1,5628	1,5597	0,0080	"
	Capello, Fayal...	"		1,5689	1,5639	1,5611	0,0078	"
	Serranía de Ronda	Gris muy claro..		1,560	—	1,548	0,012	Orueta.
Axinita.....	—	Gris muy claro..	(-)	1,6810	1,6779	1,6720	0,0090	Des Cloizeaux
	"	"		1,6954	1,6918	1,6850	0,0104	"
Enstatita.....	Zdjar-Berg.....	Gris muy claro..	(+) (-)	1,665	1,659	1,656	0,009	Mallard.
	"	"		1,674	1,669	1,665	0,009	Offret.
	Serranía de Ronda	"		1,702	—	1,692	0,010	Orueta.
Yeso.....	Sicilia.....	Gris muy claro..	(+) (-)	1,5296	1,5229	1,5204	0,0092	Klein.
	Romagna.....	"		1,5296	1,5225	1,5204	0,0092	Viola.
	Montmartre.....	"		1,5296	1,5226	1,5205	0,0091	Dufet.
Cuarzo.....	—	Gris muy claro..	(+)	1,5532	—	1,5441	0,0091	Iddings.
Chrisoberilo.....	—	Gris muy claro..	(+)	1,7565	1,7484	1,7470	0,0095	Iddings.
Sapfirina.....	—	Gris claro.....	(-)	1,711	1,709	1,705	0,006	Des Cloizeaux
	"	"		1,7112	1,7088	1,7055	0,0057	Ussing.
Cordierita.....	Tvedstrand.....	Gris claro.....	(-)	1,539	1,636	1,532	0,007	Levy-Lacroix.
	Orijärvi.....	"		1,5400	1,5375	1,5337	0,0063	Des Cloizeaux
	Bondenmais.....	Gris muy claro..		1,5440	1,5400	1,5349	0,0091	Zimanyi.
	"	Blanco primer orden.....		1,546	1,541	1,535	0,011	Des Cloizeaux.
	"	Gris claro.....		1,5490	1,5467	1,5433	0,0057	Koch.
	Ceylon.....	"		1,543	1,542	1,537	0,006	Des Cloizeaux
	Haddam.....	Gris muy claro..		1,5627	1,5615	1,5523	0,0104	"
	Ceylon.....	Gris claro.....		1,5992	1,5970	1,5918	0,0074	Offret.
	Serranía de Ronda	Blanco primer orden.....		1,552	—	1,541	0,011	Orueta.
	"	"		"	"	"	"	"

Mineral.	Procedencia.	Color más alto de polarización en secciones de 0,025 milímetros de espesor.	Signo óptico.	VALOR DE SUS ÍNDICES DE REFRACCIÓN			Valor de su birrefracción máxima.	Autor de la medida.
				n_g	n_m	n_p		
Dumortierita..	Valle de Donbas-tone.....	Blanco primer orden.....	(-)	1,689	1,686	1,678	0,011	Linck.
Estaurotida...	St. Gothard.....	Gris muy claro..	(+) (-)	1,746	1,741	1,736	0,010	Levy-Lacroix.
	Serranía de Ronda	Blanco primer orden.....		1,740	—	1,728	0,012	Orueta.
Epistilbita....	Iceland.....	Gris muy claro..	(-)	—	1,51	—	0,010	Levy-Lacroix.
Topacio.....	Thomas Range...	Gris muy claro..	(+) (-)	1,6176	1,6104	1,6072	0,0104	Alling.
	Adun Tschalon...	"		1,6225	1,6160	1,6133	0,0092	Mulheims.
	Schneckenstein..	"		1,6250	1,6181	1,6155	0,0095	Mulheims.
	Minas Geraes (Brasil).....	"		1,6375	1,6308	1,6294	0,0081	"
	"	"		"	"	"	"	"
Andalucita....	Brasil.....	Blanco primer orden.....	(-)	1,643	1,638	1,632	0,011	Des Cloizeaux.
	Serranía de Ronda	Amarillo pálido		1,650	—	1,638	0,012	Orueta.
Clinocloro....	Urales.....	Blanco primer orden.....	(+) (-)	1,596	1,588	1,585	0,011	Levy-Lacroix.
	"	Gris muy claro..		1,5955	1,5863	1,5854	0,0101	Zimanyi.
	West Chester.....	"		1,596	1,586	1,586	0,010	Königsberg.
Antigorita....	Cantón Wallis...	Blanco primer orden.....	(-)	1,571	1,570	1,560	0,011	Levy-Lacroix.
	Kosgrube.....	Rojo primer orden.....		1,511	1,502	1,490	0,021	Hamberg.
	Serranía de Ronda	Gris claro.....		—	—	—	0,009	Orueta.
Barita.....	—	Blanco primer orden.....	(+)	1,6479	1,6371	1,6361	0,0118	Arzruni.
Natrolita.....	Auvergne.....	Amarillo pálido	(+) (-)	1,4901	1,4808	1,4777	0,0124	Zimanyi.
	Stocko.....	"		1,48866	1,47897	1,47543	0,01323	Brögger.
	Lille Arö.....	"		1,49047	—	1,47783	0,01264	Lorenzen.
Petalita.....	—	Amarillo pálido	(+)	1,516	1,510	1,504	0,012	Levy-Lacroix.
Laumontita...	—	Amarillo pálido	(-)	1,525	1,524	1,513	0,012	Levy-Lacroix.
Mosandrita....	—	Amarillo pálido	(+)	1,6577	1,6490	1,6455	0,0122	Wülffing.
Anortita.....	Puy de Dôme....	Amarillo pálido	(-)	1,586	1,581	1,574	0,012	Levy-Lacroix.
	Mt. Somma.....	"		1,5884	1,5837	1,5757	0,0127	Fouqué.
	Vesubio.....	"		1,5884	1,5833	1,5752	0,0132	Viola.
	Serranía de Ronda	"		1,561	—	1,548	0,013	Orueta.
Hipersthena...	Isla St. Paul.....	Amarillo pálido	(-)	1,705	1,702	1,692	0,013	Levy-Lacroix.
	"	Blanco primer orden.....		1,727	—	1,715	0,011	Wolff.
Epidoto.....	Zillerthal.....	Amarillo.....	(-)	1,7343	1,7291	1,7238	0,0105	Weinschenk.
	Knappenwand..	Amarillo segundo orden.....		1,7677	1,7540	1,7305	0,0372	Klein.

Mineral.	Procedencia.	Color más alto de polarización en secciones de 0,025 milímetros de espesor.	Signo óptico.	VALOR DE SUS ÍNDICES DE REFRACCIÓN			Valor de su birrefracción máxima.	Autor de la medida.
				n _g	n _m	n _p		
Difiro.....	Serranía de Ronda	Amarillo.....	(-)	1,500	—	1,485	0,015	Orueta.
Wernerita.....	{ Arendal.....	{ Rojo naranja ..	(-)	{ 1,5697	{ —	{ 1,5485	{ 0,0212	{ Zimanyi.
	{ Vesubio.....	{ „		{ 1,566	{ —	{ 1,545	{ 0,021	{ Des Cloiseaux.
	{ Serranía de Ronda	{ „		{ 1,5657	{ —	{ 1,5459	{ 0,0189	{ Kohlrausch.
	{ „	{ „		{ 1,563	{ —	{ 1,545	{ 0,018	{ Franco.
Fenaquita.....	Framont.....	Amarillo.....	(+)	1,6697	—	1,6540	0,0157	Des Cloiseaux
Hornablenda (común).....	{ Kragerö.....	{ Rojo violeta primer orden.	(-)	{ 1,653	{ 1,642	{ 1,629	{ 0,0240	{ Levy-Lacroix
	{ Kafveltorp.....	{ Amarillo intenso.....		{ 1,6561	{ 1,6431	{ 1,6398	{ 0,0163	{ Zimanyi.
	{ Serranía de Ronda	{ Azul segundo orden.....		{ 1,660	{ —	{ 1,634	{ 0,026	{ Orueta.
Monticellita.....	Magnet Cove.....	Amarillo intenso.....	(-)	1,6679	1,6616	1,6505	0,0174	Penfield-For
Alunita.....	Tolfa.....	Rojo naranja...	(+)	1,592	—	1,572	0,020	Levy-Lacroix
Gilaucofana.....	Ile-de-Croix.....	{ Naranja.....	(-)	{ 1,6390	{ 1,6381	{ 1,6212	{ 0,0178	{ Wallerant.
		{ Púrpura.....						
Ambligonita.....	„	Naranja.....	(-)	1,597	1,593	1,578	0,019	Levy-Lacroix
Hidrargilita.....	Langesund.....	Violeta.....	(+)	1,5570	1,5347	1,5347	0,023	Brögger.
Lawsonita.....	{ Tiburón.....	{ Naranja.....	(+)	{ 1,6840	{ 1,6690	{ 1,6650	{ 0,0190	{ Ransome-Pa-
	{ Monte Brancata.	{ Rojo naranja...		{ —	{ 1,676	{ —	{ 0,020	{ che.
	{ „	{ Rojo.....		{ —	{ 1,67	{ —	{ 0,021	{ Viola.
Melifanita.....	„	Rojo naranja...	(-)	1,6126	—	1,5934	0,0192	Brögger.
Turmalina incolora.....	{ Elba.....	{ Naranja.....	(-)	{ 1,6208	{ —	{ 1,6397	{ 0,0189	{ Miklucho-M
	{ „	{ „		{ 1,6202	{ —	{ 1,6386	{ 0,0184	{ Zimanyi.
	{ „	{ Rojo naranja...		{ 1,6223	{ —	{ 1,6424	{ 0,0201	{ Wülfing.
	{ „	{ „		{ 1,6220	{ —	{ 1,6401	{ 0,0181	{ „
Verde.....	Haddam.....	Naranja.....	(-)	1,6222	—	1,6424	0,0202	Zimanyi.
Verde oscura.....	Brasil.....	Rojo naranja...	(-)	1,6312	—	1,6530	0,0218	Schwebel.
Azul.....	Urales.....	Rojo.....	(-)	1,6195	—	1,6429	0,0234	Zimanyi.
Negra.....	Tyrol.....	Violeta.....	(-)	1,645	—	1,623	0,022	Orueta.
Azul.....	Serranía de Ronda	Violeta.....	(-)	1,645	—	1,623	0,022	Orueta.
Brucita.....	—	Rojo naranja...	(+)	1,5795	—	1,5590	0,0205	Bauer.
Gedrita.....	Fiskernäs.....	Rojo.....	(-)	1,6439	1,6358	1,6238	0,0209	Ussing.
Silimanita.....	{ Saybrook.....	{ Rojo.....	(+)	{ 1,6818	{ 1,6612	{ 1,6603	{ 0,0215	{ Wülfing.
	{ „	{ Rojo naranja...		{ 1,6770	{ 1,6583	{ 1,6570	{ 0,0200	{ Zimanyi.
	{ Morlaix.....	{ Rojo.....		{ 1,680	{ 1,661	{ 1,659	{ 0,021	{ Lacroix.
	{ Ceylon.....	{ Rojo naranja...		{ 1,678	{ 1,659	{ 1,658	{ 0,020	{ Lacroix.
	{ „	{ „		{ 1,6766	{ 1,6577	{ 1,6562	{ 0,0204	{ Melcer.

Mineral.	Procedencia.	Color más alto de polarización en secciones de 0,025 milímetros de espesor.	Signo óptico.	VALOR DE SUS ÍNDICES DE REFRACCIÓN			Valor de su birrefracción máxima.	Autor de la medida.
				n _g	n _m	n _p		
Augita.....	{ Renfrew.....	{ Azul segundo orden.....	(+) (—)	{ 1,7227	{ 1,7039	{ 1,6975	{ 0,0252	{ Wülfing.
	{ Auvergne.....	{ Rojo naranja...		{ 1,733	{ 1,717	{ 1,712	{ 0,021	{ Levy-Lacroix.
Pargasita.....	{ Pargas.....	{ Rojo naranja...	(+) (—)	{ 1,632	{ 1,620	{ 1,613	{ 0,0190	{ Levy-Lacroix.
	{ Des Cloiseaux	{ „		{ 1,615	{ 1,620	{ 1,616	{ 0,0190	{ Zimanyi.
	{ Llanos del Juanar	{ Indigo.....		{ —	{ —	{ —	{ 0,0230	{ Levy.
	{ Serranía de Ronda	{ „		{ —	{ —	{ 0,024	{ Orueta.	
Antofilita.....	{ Franklin.....	{ Amarillo pálido	(+) (—)	{ 1,6404	{ 1,6301	{ 1,6288	{ 0,0116	{ Penfield.
	{ Königsberg.....	{ Indigo.....		{ 1,657	{ 1,642	{ 1,633	{ 0,024	{ Levy-Lacroix.
Leucofano.....	{ —	{ Azul.....	(—)	{ 1,5948	{ 1,5909	{ 1,5680	{ 0,268	{ Brögger.
	{ —	{ „		{ 1,5979	{ 1,5948	{ 1,5709	{ 0,0270	{ „
Dialaga.....	{ Lizard.....	{ Indigo.....	(+) (—)	{ 1,703	{ 1,681	{ 1,679	{ 0,024	{ Levy-Lacroix.
	{ Serranía de Ronda	{ „		{ 1,7016	{ —	{ 1,6765	{ 0,0251	{ Orueta.
Actinolita.....	{ Fahlun.....	{ Azul verdoso...	(—)	{ 1,6284	{ 1,6162	{ 1,6004	{ 0,0280	{ Zimanyi.
	{ Zillerthal.....	{ Azul.....		{ 1,6387	{ 1,6270	{ 1,6116	{ 0,0271	{ Levy-Lacroix.
	{ „	{ —		{ 1,636	{ 1,627	{ 1,611	{ 0,0250	{ „
Wöhlerita.....	—	Azul.....	(-)	1,726	1,716	1,700	0,025	Iddings.
Tremolita.....	{ Skutterud.....	{ Azul.....	(—)	{ 1,6340	{ 1,6233	{ 1,6065	{ 0,0275	{ Penfield.
	{ Gouverneur.....	{ „		{ 1,6233	{ 1,6125	{ 1,5987	{ 0,0252	{ Zimanyi.
	{ Felsö-Sebes.....	{ „		{ 1,6236	{ 1,6144	{ 1,5936	{ 0,0270	{ „
	{ St. Gothard.....	{ „		{ 1,635	{ 1,623	{ 1,609	{ 0,0260	{ Levy-Lacroix.
Thomsonita.....	Kaaden.....	Azul verdoso...	(+)	1,525	1,503	1,497	0,028	Des Cloiseaux.
Cancrinita.....	Miask.....	Verde.....	(-)	1,5244	—	1,4955	0,0289	Ossann.
Jadeita.....	—	Verde.....	(+)	—	1,654	—	0,029	Iddings.
Diopsida.....	{ Ala.....	{ Verde.....	(+) (—)	{ 1,7025	{ 1,6798	{ 1,6727	{ 0,0299	{ Des Cloiseaux.
	{ „	{ „		{ 1,6936	{ 1,6776	{ 1,6707	{ 0,0289	{ Dufet.
	{ Nordmark.....	{ „		{ 1,7000	{ 1,6780	{ 1,6710	{ 0,0290	{ Wülfing.
	{ „	{ „		{ 1,7029	{ 1,6804	{ 1,6734	{ 0,0295	{ „
	{ Taberg.....	{ Azul.....		{ 1,7052	{ 1,6836	{ 1,6763	{ 0,0267	{ Nordenskiöld.
	{ Nordmark.....	{ Azul verdoso...		{ 1,7271	{ 1,7057	{ 1,6986	{ 0,1265	{ Wülfing.
Herderita.....	—	Verde.....	(-)	1,621	1,612	1,592	0,029	Iddings.
Catapleita.....	—	Verde.....	(+)	1,609	—	1,579	0,030	Levy-Lacroix.
Condrodita.....	Kofveltorp.....	Verde claro...	(+)	1,639	1,619	1,607	0,032	Levy-Lacroix.
Humita.....	{ —	{ Verde claro...	(+) (—)	{ —	{ 1,643	{ —	{ 0,032	{ Levy-Lacroix.
	{ Serranía de Ronda	{ Azul verdoso...		{ —	{ 1,643	{ —	{ 0,028	{ „
	{ „	{ Amarillo segundo orden.....		{ 1,70	{ „	{ 1,66	{ 0,040	{ Orueta.
Prehnita.....	Ratschinges.....	Verde amarillento.....	(+)	1,619	1,626	1,616	0,033	Des Cloiseaux.

Mineral.	Procedencia.	Color más alto de polarización en secciones de 0,025 milímetros de espesor	Signo óptico.	VALOR DE SUS ÍNDICES DE REFRACCIÓN			Valor de su birrefracción máxima.	Autor de la medida.
				n_g	n_m	n_p		
Hartonolita	Monroe	Amarillo verdoso segundo orden	(-)	1,8031	1,7915	1,7684	0,0347	Penfield-Forbes
Lazulita	Brasil	Amarillo segundo orden	(-)	1,639	1,632	1,603	0,036	Levy-Lacroix
Olivino	India	Amarillo segundo orden	(+) {	1,6894	1,6703	1,6535	0,0359	Zimanyi.
	Koswinsky	Amarillo verdoso		1,6896	1,6707	1,6543	0,0353	Duparc-Pearce
	"	Amarillo verdoso		1,7089	1,6899	1,6720	0,0369	"
	Serranía de Ronda	—		1,697	1,678	1,661	0,036	Des Cloiseau.
Muscovita	India	Naranja segundo orden	(+) {	1,5997	1,5941	1,5609	0,0388	Kohlrusch.
	"	Violeta segundo orden		1,6117	1,6049	1,5692	0,0425	Matthiessen.
	"	Amarillo segundo orden		1,5977	1,5936	1,5601	0,0376	Pulfrich.
	"	Amarillo verdoso segundo orden		1,5904	1,5866	1,5573	0,0331	Hecht.
	Monte Orfano	Naranja segundo orden		1,6027	1,5947	1,5619	0,0408	Viola.
	Oberes Veltlin	Verde tercer orden		1,609	1,593	1,560	0,0490	Link.
	Vendée	Amarillo segundo orden		1,5963	—	1,5601	0,0362	Wallerant.
Serranía de Ronda	Indigo tercer orden	1,602	—	1,558	0,044	Orueta.		
Datolita	Andreasberg	Indigo tercer orden	(—) {	1,6700	1,6535	1,6260	0,0440	Des Cloiseaux.
	Bergen Hill	—		1,6694	1,6527	1,6246	0,0448	Brugnatelli.
Anhidrita	Stassfurt	Violeta segundo orden	(+) {	1,6130	1,5752	1,5693	0,0437	Mühlheims.
	Hallein	Indigo tercer orden		1,6136	1,5755	1,5696	0,0440	Danker.
	Berchtesgaden	Violeta segundo orden		1,6138	1,5757	1,5700	0,0438	Zimanyi.
Flogopita	Templeton	Indigo tercer orden	(—)	1,606	1,606	1,562	0,440	Levy-Lacroix.
Monazita	Arendal	Indigo tercer orden	(+) {	1,8411	1,7965	1,7957	0,0454	Wülfing.
	Lokansaari	Amarillo tercer orden		1,8373	1,7879	1,7863	0,0510	Ramsay - Zilliacus.
Diasporo	—	Azul tercer orden	(+)	1,750	1,722	1,702	0,048	Schemnitz.
Fayalita	Rockport	Azul verdoso tercer orden	(—)	1,8736	1,8641	1,8236	0,0500	Penfield-Forbes

Mineral.	Procedencia.	Color más alto de polarización en secciones de 0,025 milímetros de espesor.	Signo óptico.	VALOR DE SUS ÍNDICES DE REFRACCIÓN			Valor de su birrefracción máxima.	Autor de la medida.
				n_g	n_m	n_p		
Talco	Pennsylvania	Azul verdoso tercer orden	(-)	1,589	1,589	1,539	0,050	Zimanyi.
Aeginita	Langesund	Azul verdoso tercer orden	(-)	1,8126	1,7990	1,7630	0,0496	Wülfing.
Astrofilita	Langesund	Amarillo tercer orden	(+)	1,733	1,703	1,678	0,055	Levy-Lacroix.
Grünerita	Callobrieres	Amarillo tercer orden	(-)	—	1,730	—	0,0560	Lacroix.
Zircon	Ceylon	Indigo tercer orden	(+) {	1,9682	—	1,9239	0,0443	Sanger.
	"	Amarillo tercer orden		2,015	—	1,960	0,055	Brewster.
"	Miask	Rosa tercer orden	{	1,9931	—	1,9313	0,0618	Sanger.
Hornblenda basáltica	Bohemia	Verde sucio cuarto orden	(-)	1,752	1,752	1,680	0,0720	Levy-Lacroix.
Hussakita	"	Blanco de orden superior	(+)	1,7244	1,7207	1,7166	0,0948	Kraus-Reitinger
Casiterita	Schlaggenwald	Blanco de orden superior	(+) {	2,0799	—	1,9793	0,1006	Grubenmann.
	Zinnwald	"		2,0748	—	1,9765	0,0983	Locke.
Titanita	St. Gothard	Blanco de orden superior	(+) {	2,0093	1,8940	1,8874	0,1219	—
	Zillerthal	"		2,0536	1,9206	1,9133	0,1403	—
Aragonito	—	Blanco de orden superior	(-)	1,68589	1,68157	1,53013	0,15576	Ruxberg.
Brookita	Tremadoc	"	(+)	2,6444	2,5418	2,5408	0,1036	Wülfing.
Calcita	—	"	(-)	1,65849	—	1,48625	0,17224	Echrauf.
Dolomia	Greiner	"	(—) {	1,6830	—	1,5034	0,1796	Eisentruth.
	"	"		1,6883	—	1,5070	0,1833	"
	"	"		1,7005	—	1,5148	0,1857	"
Brunnerita	Greiner	"	(-)	1,7174	—	1,5285	0,1889	Eisentruth.
Magnesita	—	"	(-)	1,717	—	1,515	0,202	Mallard.
Siderosa	Camborne	"	(—) {	1,8724	—	1,6338	0,2386	Hutchinson.
	Wolfsberg	"		1,9341	—	1,6219	0,3122	Orloff.
Hematites	Elba	"	(-)	3,32	—	2,94	0,28	Wülfing.
Rutilo	Urales	"	(+)	2,8415	—	2,5671	0,2744	Barwald.

NOTA ACERCA DE LA FORMACIÓN, COMPOSICIÓN
Y
PROPIEDADES QUÍMICAS DE LOS FOSFATOS
DEL
NORTE DE ÁFRICA Y DE ESPAÑA
POR
L. MENÉNDEZ Y PUGET
Ingeniero de Minas.

NOTA ACERCA DE LA FORMACIÓN, COMPOSICIÓN
Y
PROPIEDADES QUÍMICAS DE LOS FOSFATOS
DEL
NORTE DE ÁFRICA Y DE ESPAÑA

Hacia el año 1800 se emplearon por primera vez los fosfatos bajo la forma de torneaduras de hueso y marfil, aunque su empleo tenía solamente por objeto la utilización de su nitrógeno, pues a él se atribuía, y no a su riqueza en fosfórico, sus propiedades fertilizantes.

Estos primeros ensayos pasaron inadvertidos en Francia, pero Inglaterra, que el gran Liebig calificó de *vampiro*, sintiendo que se agotaban rápidamente sus recursos agrícolas recogió los huesos de todos los países y procedencias, mereciendo la censura del autor alemán, que le reprochaba, con gran pasión y no desprovisto de justicia, el haber explotado los campos de batalla, habiendo recogido lo mismo los huesos de sus soldados que los de los enemigos para convertirlos en abonos.

Ante la dificultad de proporcionarse la suficiente cantidad de huesos, se empezaron a explotar los restos fósiles del liás y del cretáceo inferior, pero siempre con objeto de utilizar el nitrógeno (en cantidades inferiores al 1 por 100) reservado en las antiguas capas geológicas. Fué en 1841 cuando se emplearon en Francia los fosfatos minerales, y el 1843, después de múltiples ensayos metódicos, el duque de Richmond atribuyó

yó el poder fertilizante de los fosfatos al ácido fosfórico principalmente, pues observó que aquél era mayor en los huesos quemados y, por consiguiente, despojados de materia orgánica, que en los crudos.

Paralelamente se hicieron también en Inglaterra ensayos comparativos con los fosfatos descubiertos por Buckland en la base de la greda y los huesos pulverizados, empezando, en vista de los buenos resultados obtenidos con los fosfatos, a desaparecer la leyenda que atribuía principalmente su poder fertilizante al nitrógeno en ellos contenido.

Desde este momento empezaron a buscarse y explotarse los yacimientos de fosfato, empleándose finamente molidos, con excelente resultado, hasta el 1857 en que Liebig recomendó la transformación en superfosfato, olvidándose rápidamente los buenos resultados obtenidos anteriormente con el empleo directo de los fosfatos.

Una vez pasada la fiebre producida por el descubrimiento de los superfosfatos, empezó a discutirse qué sería más conveniente, si el empleo de este producto, de más precio, o utilizar la misma suma en la compra de fosfatos finamente molidos; pregunta que todavía se hacen muy ilustres químicos, pues si bien es verdad que los superfosfatos tienen una mayor cantidad de anhídrido fosfórico asimilable por el momento, esto no deja de ser un inconveniente si la abundancia de aguas es grande, por el peligro que se corre de que el anhídrido fosfórico disuelto sea arrastrado, en gran parte, lejos del sitio de su empleo, y, por contra, si tardan en ser solubilizados, el fosfato monocalcico y bicalcico en contacto con las bases de la tierra vegetal, pueden quedar saturados, y estamos en el mismo caso del empleo directo de los fosfatos, cuyo anhídrido fosfórico es más o menos fácilmente asimilable, pero, al fin, disuelto por las aguas cargadas de ácidos carbónico y nítrico y por los jugos ácidos del suelo y de las raicillas de las plantas; jugos que, se-

gún las antiguas experiencias de Sachs, mientras apenas dejan huellas en las láminas pulidas de apatita, atacan y dejan su impresión en las de las fosforitas, siendo aún más fácilmente atacables los fosfatos térreos de formación más reciente. Esta facilidad en el ataque, especialmente en los fosfatos modernos, y que demuestra su fácil asimilación, es muy interesante tenerla en cuenta en todos los fosfatos, pero especialmente en aquellos que por su baja ley no pueden ser transformados en superfosfatos y que empleados directamente suministrarían cantidades muy importantes de anhídrido fosfórico.

Esto es muy interesante en España, en que las tierras, esquilmas por infinidad de cosechas, son generalmente muy pobres en ácido fosfórico, siendo muy grande nuestro déficit de dicho fertilizante, pues hasta ahora solamente se ha utilizado el de los yacimientos de Cáceres, de difícil explotación, y cuyos malos medios de transporte los hacen poco económicos y de difícil empleo, aun teniendo en cuenta su gran riqueza. Por eso creemos de gran interés la investigación de yacimientos de fosfatos, que aunque sean pobres, como los de la sierra de España, pueden prestar grandes servicios a nuestra agricultura.

El estudio de la composición química de algunos fosfatos de Argelia y Túnez, así como de las tierras glauconioso-fosfatadas de la sierra de España, y su solubilidad en los ácidos débiles ha sido el objeto de un estudio, que, aunque de no gran novedad, creemos interesante.

FOSFATOS DEL NORTE DE ÁFRICA

GENERALIDADES SOBRE SU FORMACIÓN.

Estos fosfatos, cuyos primeros indicios fueron señalados por Tissot en 1878, el cual hizo notar la relación que existía entre los terrenos suesoinenses y las regiones fértiles en ce-



reales, fueron estudiados en 1886 por C. Thomas, su verdadero descubridor, presentan lo mismo en Argelia que en Túnez gran semejanza en su constitución y en su manera de yacer.

Se encuentran en la base del eoceno inferior en contacto con el cretáceo, del cual los separa un depósito de limos saturados de sal y conteniendo gran abundancia de sílex, que caracterizan el terreno.

Encima de este depósito empiezan las margas con nódulos de fosfato y las calizas fosfatadas. En estas formaciones, que en algunos sitios alcanzan espesores de 50 y más metros, se presentan frecuentemente lechos de sílex, estando recubiertas por una caliza conchífera, que es sustituida más al norte por la caliza numulítica. En la caliza conchífera se encuentra con mucha frecuencia la *Ostrea Multicostata*, y entre los numulites el *Rolandis* y el *Irregularis*.

Indudablemente el fósforo de estos yacimientos procede de la apatita de las rocas eruptivas, que poco a poco fué disuelto por las aguas cargadas de ácido carbónico y nítrico y ácidos orgánicos del suelo. Una pequeña parte de este ácido fosfórico en disolución fué fijado por las plantas, que, a su vez, lo cedieron a los herbívoros, y la otra fué llevada por los ríos al mar, siendo fijada por los organismos, no solamente en sus esqueletos, sino también en sus partes blandas.

Los mares eocenos, cuya temperatura elevada permitía el desarrollo de una fauna riquísima, fueron surcados, debido a los desplazamientos de tierras y mares, por corrientes de aguas más frías, que originaron verdaderas hecatombes en aquellas miríadas de organismos y microorganismos, para los cuales una diferencia de temperatura de 5° es de funestas consecuencias. Los organismos muertos formaron capas de grandes espesores en el fondo de los mares, constituyendo con su esqueleto y partes blandas, que llegan a tener hasta el 2 por 100 de anhídrido fosfórico, un pequeño núcleo, alrededor del cual, ha-

ciendo a manera de catalizador, siguió precipitando el ácido fosfórico disuelto en las aguas. Estos núcleos, alrededor de los cuales precipitó posteriormente el fosfato de cal en sucesivas capas, tienen forma redondeada, estando luego unidos por un cemento calizo, que, siendo disuelto por las aguas de infiltración, enriqueció la roca en fosfato tricálcico.

Éste en Argelia, lo mismo que en Túnez, se encuentra, en nódulos grandes, en las margas hojosas, alternando con los bancos de calizas fosfatadas; éstas están constituidos por una serie de granos de forma redondeada y de color oscuro brillante, granos que están unidos por un cemento calizo que, disuelto en parte por las aguas de infiltración, hace un poco porosa la estructura de la roca. Como hemos indicado, estos granos están formados por un núcleo resto orgánico (caparazón de foraminífero, diatomea, etc.) abundante en carbonato de cal, alrededor del cual ha ido precipitando el anhídrido fosfórico, estando generalmente recubiertos por una capa ligera de carbonato de cal.

Hemos podido comprobar esto, porque tratando granos que quedaron sobre el tamiz de 100 (1), y cuya riqueza era de 69,60 por 100, por ácido clorhídrico sumamente diluido, quedó disuelta esta capa superficial, acusando estos granos una riqueza de 72,83 por 100.

Por otra parte, después de muchos análisis no hemos encontrado nódulos con riqueza superior al 80 por 100, lo que nos demuestra la existencia de un núcleo más pobre en fosfato de cal.

Lo mismo los grandes nódulos procedentes de las margas, que los de las calizas fosfatadas son muy ricos en materia orgánica, conteniendo alrededor de un 0,30 por 100 de nitrógeno, y encontrándose entre ellos muchos dientes de *Oxyrhina*

(1) Numeración francesa.

y Odontaspis, así como también granos de celestina y sales alcalinas.

También hemos comprobado en la caliza fosfatada que hay una relación entre el tamaño de los nódulos y la riqueza en fosfato tricálcico, habiendo estudiado en los fosfatos más importantes del norte de Africa esta relación, así como su solubilidad en el ácido cítrico al 2 por 100, estando en su contacto y en agitación durante treinta minutos. La acidez de esta disolución es comparable a la de los jugos ácidos de las raicillas de las plantas, pudiendo considerarse el anhídrido fosfórico soluble en estas condiciones como fácilmente asimilable.

Solubilidad y riqueza de los nódulos de la caliza fosfatada.

FOSFATOS DEL KOUIF.

Estos yacimientos, situados a unos 27 kilómetros de Tebessa, se encuentran en el eoceno inferior, presentando las características que hemos indicado anteriormente.

Los minerales tienen un aspecto térreo, siendo de color bastante claro. La riqueza oscila del 61 al 66 por 100 de fosfato tricálcico. Son sumamente blandos, conteniendo muy poca sílice (un 2 por 100), así como también muy pequeña cantidad de hierro y alúmina.

Pasados por el molino Kent, que en realidad solamente destruye el cemento calizo que une los nódulos, éstos se encuentran en la siguiente proporción:

Proporción de los nódulos quedados sobre los distintos tamices.

Sobre el tamiz de 100 (1)	41,70	por 100.
— — 120	28,32	—
— — 160	8,36	—
— — 200	3,75	—
Pasado el tamiz de 200	17,63	—

(1) Nos referimos a la numeración francesa, según la cual el tamiz de 80 tiene 29 hilos de 0,100 milímetros de diámetro por centímetro lineal y 74 de la mitad de diámetro el de 200.

La riqueza de estos nódulos sobre seco, partiendo de un fosfato con el 66,43 por 100 de fosfato tricálcico, es la siguiente:

Riqueza de los nódulos quedados sobre los distintos tamices.

	Anhídrido fosfórico.	Fosfato tricálcico.
Sobre el tamiz de 100	31,87 por 100.	69,60 por 100.
— — 120	29,88 —	65,25 —
— — 160	29,67 —	64,80 —
— — 200	28,48 —	62,20 —
Pasado el tamiz de 200	27,78 —	60,67 —

Estos nodulos, por su distinta superficie de ataque, no se disuelven igualmente en el ácido cítrico, y la proporción en que lo hace su anhídrido fosfórico, con respecto al total que contiene, es la siguiente:

Solubilidad de los nódulos quedados sobre los distintos tamices, en ácido cítrico al 2 por 100 y treinta minutos en agitación.

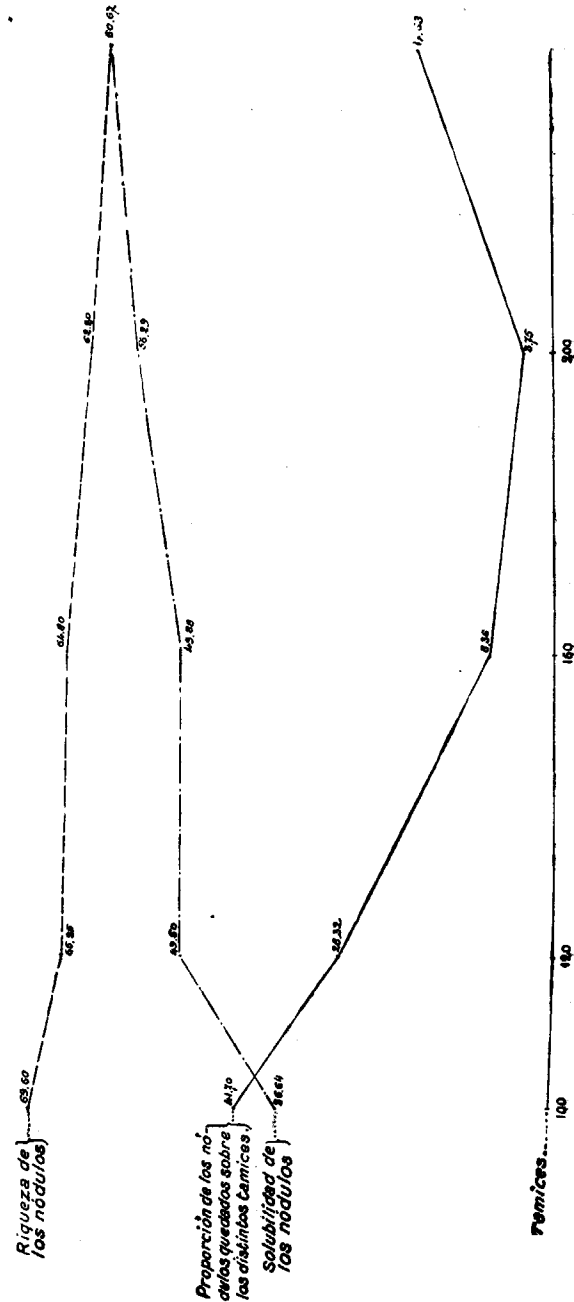
Sobre el tamiz de 100	P ₂ O ₅ solubilizado.	36,64 por 100.
— — 120	— —	49,50 —
— — 160	— —	49,88 —
— — 200	— —	59,29 —
Pasado el tamiz de 200	— —	60,66 —

Estos resultados, que van expresados en el gráfico núm. 1, en el cual se han representado en horizontales los distintos tamices, y en verticales, en líneas llenas, las proporciones de nódulos de distintos tamaños; en líneas de trazos, las riquezas en tricálcico, y en líneas de trazo y punto, la solubilidad de estos nódulos en la disolución de ácido cítrico, nos demuestran, como ya habíamos indicado, que los nódulos de mayor tamaño son los más ricos, como si alrededor del núcleo de la misma naturaleza en todos hubieran precipitado más capas de fosfato en los de mayor tamaño.

Vemos que, partiendo de un fosfato del 66,43 por 100, tenemos un 41,70 por 100 de nódulos con una riqueza del 69,60

GRÁFICO NÚM. 1.

FOSFATOS DEL KOUIF



por 100, y esto que en fosfatos ricos, como los que tratamos, es menos sensible y de menor importancia, aunque no deja de ser interesante, pues con el 69,60 por 100 de tricálcico pueden fabricarse superfosfatos $^{18}/_{20}$, mucho más estimados por los labradores, es de mucho interés en los pobres, que pueden experimentar enriquecimientos más sensibles. También observamos la solubilidad de los distintos nódulos en la solución ácida, resultando por término medio un 16 por 100 de P_2O_5 fácilmente asimilable, quedándoles el resto, hasta el 30 por 100, como reserva, que será más difícilmente soluble, pero, al fin, asimilado por las plantas.

La menor solubilidad de los granos gruesos es debido a su menor superficie de ataque.

FOSFATOS DE TÚNEZ.

Tienen una composición y propiedades químicas análogas a los de Argelia, siguiendo la proporcionalidad entre el tamaño y riqueza de los nódulos, como se desprende de los cuadros siguientes:

Proporción de los nódulos que quedan sobre los distintos matices.

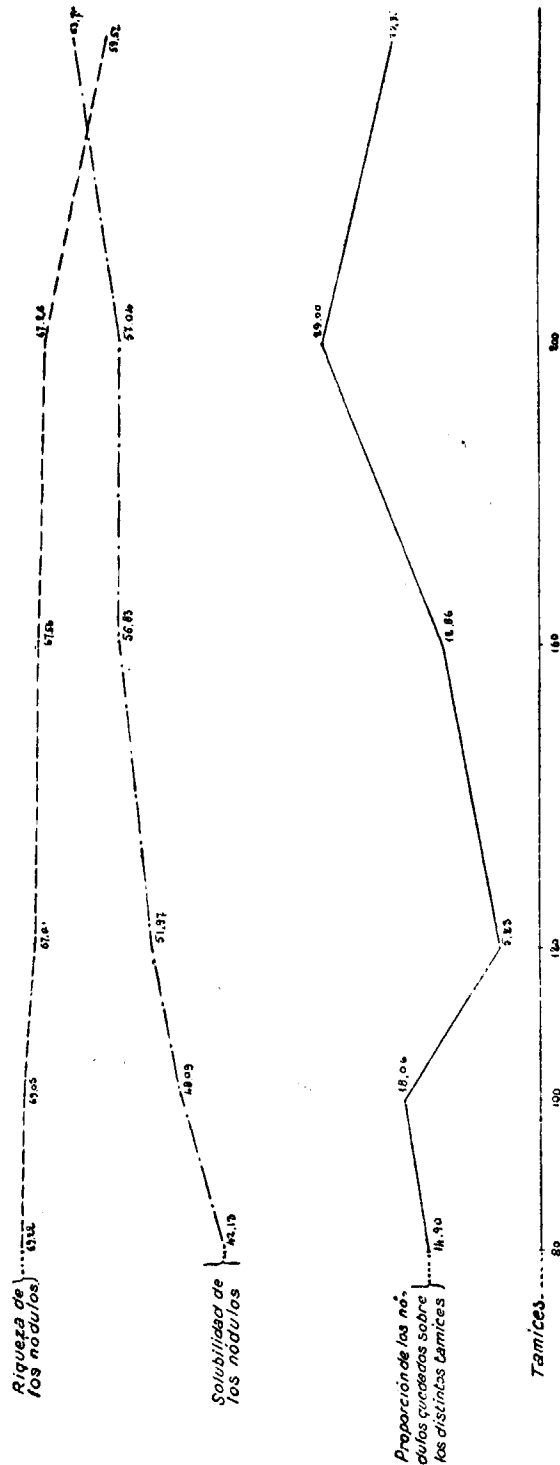
Sobre el tamiz de 80.....	14,90	por 100.
— — 100.....	18,06	—
— — 120.....	5,23	—
— — 160.....	12,86	—
— — 200.....	29,00	—
Pasado el tamiz de 200.....	19,94	—

La riqueza de estos nódulos sobre seco, partiendo de un fosfato del 66,43 por 100 de fosfato tricálcico, es la siguiente:

	Anhidrido fosfórico.	Fosfato tricálcico.
Sobre el tamiz de 80.....	31,70	por 100. 69,22
— — 100.....	31,62	— 69,05
— — 120.....	30,93	— 67,61
— — 160.....	30,94	— 67,56
— — 200.....	30,80	— 67,26
Pasado el tamiz de 200.....	27,26	— 59,53

GRÁFICO NÚM. 2.

FOSFATOS DE TÚNEZ



Solubilidad en cítrico al 2 por 100 y treinta minutos en agitación de los nódulos quedados sobre los distintos tamices.

Sobre el tamiz de 80.....	42,13 por 100.
— — 100.....	48,09 —
— — 120.....	51,97 —
— — 160.....	56,83 —
— — 200.....	57,04 —
Pasado el tamiz de 200.....	63,70 —

Estos resultados están expresados en el gráfico núm. 2, y, como vemos, los nódulos siguen la ley indicada, siendo más solubles en la disolución ácida que los del Kouif.

No parece que pasa lo mismo con los fosfatos de M'Zaita, fosfatos que contienen el 16 por 100 de sílice, pero ello es debido a que, aun siendo los nódulos gruesos más ricos que los de pequeño diámetro, como en los fosfatos anteriores, vienen empobrecidos por la mayor cantidad de sílice que contienen, pues, como materia más dura, ofrece mayor resistencia a ser triturada y queda acompañando a los nódulos de mayor tamaño.

He aquí los resultados obtenidos:

Proporción de los nódulos quedados sobre los distintos tamices.

Sobre el tamiz de 80.....	11,95 por 100.
— — 100.....	38,91 —
— — 120.....	6,52 —
— — 160.....	22,82 —
— — 200.....	6,52 —
Pasado el tamiz de 200.....	13,04 —

Partiendo de un fosfato con el 58,07 de tricálcico y el 15,46 por 100 de sílice, obtenemos la siguiente riqueza para los distintos tamaños:

	Anhidrido fosfórico.	Fosfato tricálcico.
Sobre el tamiz de 80.....	27,19 por 100.	59,38 por 100.
— — 100.....	27,45 —	59,94 —
— — 120.....	26,57 —	58,02 —
— — 160.....	25,96 —	56,69 —
— — 200.....	25,68 —	56,08 —
Pasado el tamiz de 200.....	26,56 —	58,00 —

Solubilidad en cítrico al 2 por 100 y treinta minutos en agitación de los nódulos quedados sobre los distintos tamices.

Sobre el tamiz de 80.....	23,24	por 100.
— — 100.....	29,80	—
— — 120.....	37,29	—
— — 160.....	37,50	—
— — 200.....	38,20	—
Pasado el tamiz de 200.....	44,36	—

También son bastante menos solubles que los anteriormente estudiados, indudablemente debido a que la superficie de los nódulos está bañada en parte por la sílice, que impide su fácil ataque. (Gráfico núm. 3.)

FOSFATOS DE TADJERUINE.

Estos yacimientos, que no están en explotación, son de formación en un todo análoga a los anteriores. Se encuentran en el plegamiento que, partiendo del Kef, pasa por Rbiba, Kalaaes-Senan y va a parar al Dyr Ali de la Crokestan y C.^a de Argelia.

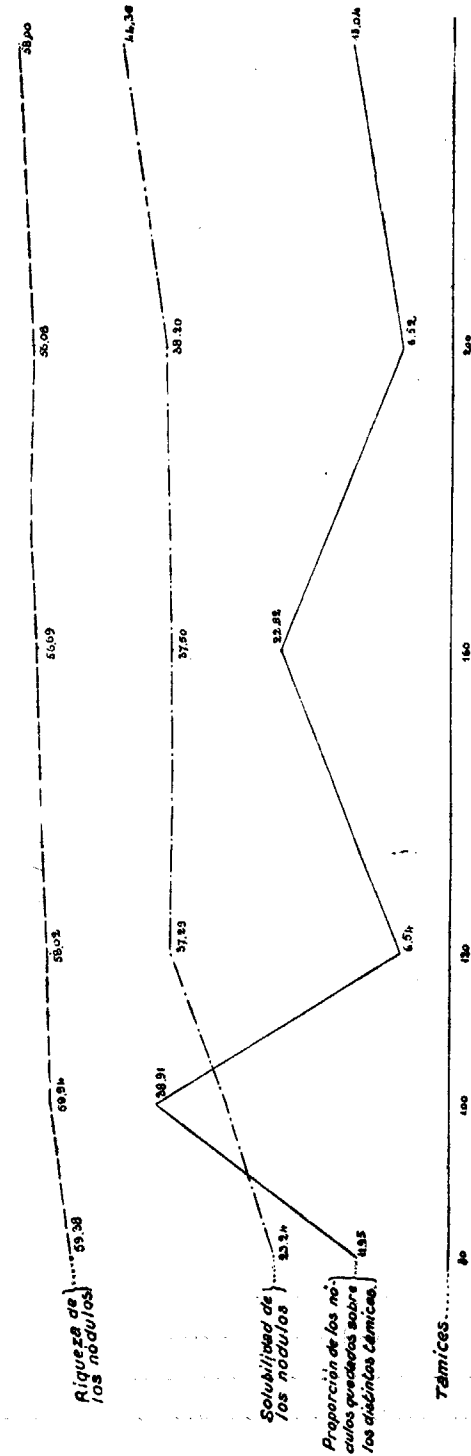
Están rodeados por el cretáceo y diluvial, constituyendo una mancha del eoceno inferior, perteneciendo a la misma formación y aun al mismo sinclinal que los yacimientos de Kalaaes-Senan, Floridiègne y Kaalat-Djerda, siendo sus capas continuación de las de éstos. En ellos el terreno está bastante alterado, debido al levantamiento del Djebel-Slata (apuntamiento del cretáceo inferior), dando lugar a los acantilados, que en la región son tomados como indicios de la existencia de fosfatos, debido, indudablemente, a que en ellos es donde más fácilmente se observan.

La composición de estos fosfatos viene dada por el siguiente análisis:

Anhídrido fosfórico.....	25,00	por 100.
Carbonato de cal.....	29,50	—
Cal total.....	47,22	—
Oxidos de hierro y alúmina.....	1,14	—
Sílice.....	11,66	—
Fosfato tricálcico.....	54,60	—

GRÁFICO NÚM. 3.

FOSFATOS DE M'ZAITA



También hay bastante abundancia de minerales con menos sílice, que se prestan muy bien al enriquecimiento, muy interesante en ellos, debido a su ley en anhídrido fosfórico.

Así, partiendo de un mineral del 55 por 100, hemos obtenido sobre el tamiz de 80 nódulos con el 62 por 100. En cuanto a la solubilidad en el ácido cítrico, oscila entre el 40 y el 61 por 100.

De todas estas experiencias de laboratorio, repetidas con gran cantidad de fosfatos térreos del eoceno y algunos del cretáceo, hemos llegado al convencimiento de un posible enriquecimiento por tamaños, y, sobre todo y principalmente, de la fácil solubilización de estos fosfatos de formación reciente, que permite su empleo directo, como se hacía anteriormente a la invención de los superfosfatos.

Tratándose de fosfatos ricos, como los que hemos descrito, y que pueden ser transformados en superfosfatos, el empleo directo de ellos puede, como sucedía a raíz del invento de aquéllos, ser discutido, pero tratándose de fosfatos pobres, que por su baja ley en fosfórico y abundancia de carbonato de cal no pueden experimentar esta transformación económicamente, la posibilidad de emplearlos con éxito directamente tiene una importancia extraordinaria.

FOSFATOS ESPAÑOLES

En nuestra Península, cuyas tierras son bastante pobres en anhídrido fosfórico (su riqueza oscila alrededor del 0,50 por 1.000) y que, por consiguiente, hay que suministrarle este elemento en cantidad suficiente, no disponemos de otras explotaciones que las de Cáceres, en las cuales, aunque estos últimos años su producción ha sido forzada, no representan ni la décima parte del fosfato consumido en la Península.

Convencidos y aleccionados por la pasada guerra de la ne-

cesidad de salvar en algún modo el déficit que tenemos de anhídrido fosfórico, estamos estudiando con verdadera fe las condiciones químicas de las glauconias fosfatadas de la sierra de España.

Este yacimiento, que está constituido por tres niveles glauconioso fosfatados, cuya riqueza oscila del 20 al 30 por 100 de fosfato tricálcico y el 7 por 100 de potasa, fué tenido por el que esto escribe y el distinguido ingeniero Sr. Jordana, que los reconocieron el año 1920, por eocenos, pero un interesantísimo trabajo del culto ingeniero Sr. Sampelayo parece demostrar que pertenecen a los tramos más altos del cretáceo, teniendo, por consiguiente, según nota dicho señor, más relación con los yacimientos del norte de Francia que con los de África.

Las tierras verdes están constituidas por granos redondeados de glauconia, en los cuales el silicato de hierro ha sido fijado por la materia orgánica, rica en fosfórico, de foraminíferos y otros organismos, pues si bien es cierto que se presenta asociada con granos claros de fosfato de cal, también los granos verdes de glauconia contienen bastante, pues, analizados algunos, han llegado a dar hasta el 40,29 por 100, lo cual prueba que, aparte de los granos claros de fosfato, éste está íntimamente unido a la glauconia.

Estas tierras contienen, tomando un término medio de unos 20 análisis ejecutados sobre muestras de distintos sitios, el 21 por 100 de fosfato y el 6,75 por 100 de potasa, habiendo llegado por un tamizado a obtener algún enriquecimiento, aunque este viene dificultado por la gran cantidad de sílice que contienen; sin embargo, partiendo de una tierra conteniendo el 22,32 por 100 de fosfato, hemos tenido sobre el tamiz de 120 granos con el 34,46 por 100 de tricálcico.

Además de las tierras verdes hay unas calizas blancas, muy abundantes en amonites y scaphites, que llegan a tener hasta el 31 por 100 de fosfato, pero se encuentran en menor cantidad,

así como también una especie de pudinga, formada por trozos de glauconia y caliza fosfatada.

La solubilidad de estas tierras en la disolución de ácido cítrico, problema solamente de división mecánica, es de un 50 por 100 para los granos más finos, lo cual es interesantísimo, pues no permitiendo ser transformadas en superfosfato sin previo enriquecimiento (que también hemos estudiado con éxito), podían ser empleadas directamente, obteniéndose seguramente excelentes resultados, debido no solamente al ácido fosfórico que contienen, sino también a su riqueza en potasa. Pensamos ver confirmadas estas esperanzas en los ensayos que con las tierras se están haciendo en la Granja Agrícola de Alcalá de Henares.

Vista la composición y propiedades químicas de estas tierras fosfatadas, creemos que, aparte del interés científico que estos yacimientos y otros análogos, que debieran investigarse en las regiones adecuadas, tienen, son de gran importancia bajo el punto de vista de su utilización directa, opinando que deben ser estudiados con todo detenimiento, con lo cual prestaríamos un gran servicio a nuestra agricultura, tan necesitada del elemento fosfórico.

L. MENÉNDEZ Y PUGET.

Madrid, 12-923.

ÍNDICE

DE LAS

MATERIAS CONTENIDAS EN ESTE TOMO

	Páginas.
PRÓLOGO.....	IX
Estudio petrográfico de Sierra Almijara y de la parte occidental de Sierra Nevada y las Alpujarras.	1
INTRODUCCIÓN.....	3
I.—Recolección de rocas.....	13
Preparación para su estudio de los materiales recogidos..	30
Estudio de las rocas con el microscopio.	44
II. - Estratigrafía.....	67
III.—Descripción de las rocas y sus minerales.....	86
Micacitas feldespáticas.....	105
Micacitas normales.....	107
Micacitas graníticas.....	108
Micacitas con andalucita y estaurotida.....	113
Calizas dolomíticas y dolomías.....	126
Micacitas con cloritoide.....	142
Cuarzitas epidotíferas.....	147
Anfibolitas.....	149
Filones de rocas básicas y ácidas.....	153
Notas sobre la composición de las blendas de Cartagena...	157
Relación existente entre la Tectónica y las mineralizaciones...	159
Procedimiento óptico para facilitar el estudio de los minerales isótropos y de las maclas múltiples	197
Objeto del procedimiento.....	199
Datos ópticos de las microfotografías.....	214
Un sondeo en el carbonífero de León	217
Los límites de las manchas arcaicas y primarias en los confines de la provincia de Huelva con el Alentejo en Portugal	233
Desajustes entre los nuevos mapas geológicos de España...	235
Resumen histórico de las opiniones emitidas acerca de la edad de las capas de S. Domingos.....	239

	Páginas.
Estudio estratigráfico.....	249
Nuestros estudios en Alemtejo.....	253
Nuestras observaciones en Huelva.....	260
Mancha arcaica del NO. de Paymogo.....	266
Conclusiones.....	270
Determinación de los feldespatos triclinicos por medio de sus caracteres ópticos en la zona perpendicular a la cara g^1 (010).....	277
Composición y clasificación de los feldespatos triclinicos....	279
Descripción del cuadro y de los procedimientos empleados para trazarlo.....	284
Manejo práctico del cuadro.....	288
Principales métodos seguidos en el Instituto Geológico, para las investigaciones de Petrografia cuantitativa.....	299
Medida de la birrefracción.....	302
Método del Compensador de Babinet-Biot.....	304
Medida del espesor de la preparación.....	306
Modo de operar para la medida del retraso.....	309
Medida del retraso.....	313
Resultado de la medida de la birrefracción.....	314
Valores de los índices de refracción y de la birrefracción máxima en los principales minerales.....	320
Nota acerca de la formación, composición y propiedades químicas de los fosfatos del Norte de Africa y de España.	329
Fosfatos del Norte de África.....	333
Solubilidad y riqueza de los nódulos de la caliza fosfatada....	336
Fosfatos de Túnez.....	339
Fosfatos de Tadjeraine.....	342
Fosfatos españoles.....	344

MICROFOTOGRAFÍAS Y PLANOS

INTERCALADOS EN ESTE TOMO

MICROFOTOGRAFÍAS

	Páginas.
Gneis glandular.....	88
Gneis micáceo.....	100
Inclusiones de muscovita con ortosa.....	102
Oligoclasa maclada por las leyes de la albita y la pariclina.....	102
Nido de biotita en un gneis micáceo.....	104
Biotita epigenizada parcialmente en muscovita.....	104
Epigénesis de biotita en muscovita.....	104
Muscovita en una micacita.....	104
Muscovita fibrosa.....	104
Micacita feldespática.....	106
Micacita normal.....	106
Micacita granatífera.....	110
Micacita con andalucita y estaurótida.....	114
Micacita con chiartolita.....	114
Micacita con andalucita y estaurótida (nido de cuarzo).....	120
Micacita con andalucita y estaurótida.....	120
Caliza dolomítica.....	128
Dolomía con vetas de calcita.....	128
Dialaga.....	134
Hornablenda.....	134
Epidoto.....	138
Micacita con cloritoide y anfíbol.....	144
Micacita con cloritoide y escapolitas.....	146
Cuarcita epidotífera.....	148
Anfibolita.....	148
Epidoto en una cuarcita.....	150
Glaucófano en una anfíbolita.....	150
Hornablenda en una anfíbolita.....	152
Roca de contacto entre las cuarcitas y las anfíbolitas.....	152
Fonolita.....	210

ÍNDICE

	<u>Páginas.</u>
Basalto.....	210
Andesita.....	212
Traquita.....	214
Andesita.....	214

P L A N O S

- Bosquejo geológico de Sierra Almirajara.
- Corte esquemático de la sierra de Cartagena.
- Esquema estratigráfico de los estratos primarios de Asturias y León.
- Croquis estratigráficos de Guardo y Brañuelas.
- Croquis estratigráfico de Sabero.
- Ejemplos de recubrimiento.
- Manchas fronterizas entre Huelva y Portugal.

