

**BOLETÍN
DEL
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

B O L E T I N

D E L

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO

D E

ESPAÑA

—
T O M O L X X V
—

MADRID
TIP.-LIT. COULLAUT
MANTUANO, 49
1964

INGENIEROS DE PLANTILLA DEL INSTITUTO

Director: Excmo. Sr. D. Antonio Almela y Samper.

Subdirector: Excmo. Sr. D. José Cantos Figuerola y Sainz de Carlos.

Vocal: Excmo. Sr. D. Juan Manuel López de Azcona.

- M. I. Sr. D. Jorge Doetsch Sundheim.
- Ilmo. Sr. D. Augusto de Gálvez-Cañero y González Luna.
- Sr. D. José María Fernández Becerril.
- Excmo. Sr. D. José María Ríos y García.
- Sr. D. Joaquín Borrego y González.
- Sr. D. Juan Pérez y Regodón.
- Ilmo. Sr. D. Juan Antonio Comba y Ezquerro.
- Sr. D. Enrique Dupuy de Lôme y Sánchez Lozano.
- Sr. D. Tirso Febrel y Molinero.
- Sr. D. Joaquín del Valle de Lersundi.
- Sr. D. Manuel María Alvarado y Arrillaga.
- Sr. D. Juan Enrique Coma y Guillén.
- Sr. D. Emilio Trigueros y Molina.
- Sr. D. Agustín Navarro y Alvargonzález.

Secretario: Sr. D. Luis Badillo y Díez.

Auxiliar: Sr. D. Manuel Zaloña y Bances.

- Sr. D. Juan Gavala y Ruiz.
- Sr. D. Antonio Marín de la Bárcena y Cantagrell.
- Sr. D. Manuel López Linares y García.
- Sr. D. José Suárez Feito.
- Sr. D. Carlos Villalón y Dávila.
- Sr. D. Antonio Quesada y García.
- Sr. D. Vicente Pastor y Gómez.
- Sr. D. Félix Cañada y Guerrero.
- Sr. D. Indalecio Quintero y Amador.
- Sr. D. Ramón Rey y Jorissen.
- Sr. D. Francisco Esteban y Santisteban.
- Sr. D. Carlos Felgueroso y Coppel.
- Sr. D. Juan José García y Rodríguez.
- Sr. D. José María Barón y Ruiz de Valdivia.
- Sr. D. Javier Ricart y Cánovas.
- Sr. D. José Luis Ochoa y Bretón.
- Sr. D. Julio Sánchez Paus y Bustamante.
- Sr. D. Manuel Olmo y Alarcón.

*El Instituto Geológico y Minero de España
hace presente que las opiniones y hechos con-
signados en sus Publicaciones son de la exclu-
siva responsabilidad de los autores de los tra-
bajos.*

Depósito legal: M. 3.279 - 1958

COLABORADORES DE ESTE INSTITUTO

Ing. D. Eduardo Alastrué y Castillo.
Lic. D.^a Aurora Argüelles y Alvarez.
Ing. D. José Castells y Cabezón.
Ing. D. Serafín de la Concha y Ballesteros. ♦
Dr. D. Miguel Crusafont y Pairó.
Ing. D. Ricardo Echevarría y Caballero.
Dr. D. José María Fontboté y Musoles.
Dr. D. José María Fúster y Casas.
Dr. D. Constantino Gaibar y Puertas.
Ing. D. Fernando García y Salinas.
Ing. D. Pedro García y Salinas.
Dr. D. Joaquín Gómez de Llarena.
Dr. D. Francisco Hernández-Pacheco y de la Cuesta.
Dr. D. Noel Llopis y Lladó.
Dr. D. Francisco Mingarro y Martín.
Dr. D. Valentín Masachs y Alavedra.
Ing. D. Laureano Menéndez y Puget.
Ing. D. Carlos Santiago Muñoz y Cabezón.
Dr. D. Isidro Parga y Pondal.
Ing. D. Ildefonso Prieto y Carrasco.
Dr. D. Miguel Rubio y Giner.
Dr. D. Oriol Riba y Anderiu.
Lic. D. Máximo Ruiz de Gaona.
Dr. D. José Luis Saavedra y García.
Lic. D. Pedro Salvador y Salvador.
Ing. D. Clemente Sáenz y García.
Dr. D. Luis Solé Sabarís.
Dr. D. Vicente Sos Baynat.
Lic. D. Eugenio Torre Enciso.
Dr. D. José Villalta y Comella.
Dra. D.^a Carmen Virgili Rodón.
Ing. D. José de la Viña y Villa.

INDICE DE MATERIAS

	PAGS.
Prólogo, por A. Almela.....	IX
Notas necrológicas: Demetrio Santana Pérez, por A. A. S.	xi
Notas necrológicas: Santiago García-Fuente y Fernández, por J. M. L. de A.	xiii
Estudio hidrogeológico de la Isla de Hierro (Canarias), por E. Dupuy de Lôme y A. Marín de la Bárcena	I
El amianto, mineral paradójico, por S. de la Concha	63
Estudio geológico de la zona sur de la provincia de Córdoba, por Carlos Fel- gueroso y Juan Enrique Coma.....	III
Geología de las inmediaciones de Mérida (Badajoz), por Vicente Sos y Baynat.	211

PROFESORES DE LA ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS AFECTOS A ESTE INSTITUTO

Sr. D. Emilio Llorente y Gómez.
Sr. D. Joaquín Bertet y Capafons.
Ilmo. Sr. D. Pedro Arsuaga y Daban.

AYUDANTES DE PLANTILLA DEL INSTITUTO

Ilmo. Sr. D. Casto Celestino Mora y López.
Ilmo. Sr. D. Félix Melián y Abajo.
Sr. D. José María García Peña.
Sr. D. Luis Llorente y Herrero.

PROLOGO

Nuevamente nos vemos en la triste coyuntura de tener que dar en este número del BOLETÍN del Instituto Geológico y Minero de España la noticia del fallecimiento de dos inestimables colaboradores, ocurrido desde la aparición del número anterior del BOLETÍN hasta la entrada en prensa del presente.

Los extensos conocimientos geológicos y mineros de don Demetrio Santana, Vocal del Instituto, y de don Santiago García-Fuente, elemento destacado del I. N. I. y frecuente colaborador en nuestros trabajos, hacen sumamente difícil su sustitución. Si a esto se añade la caballerosidad, recto juicio y dotes humanas de ambos, se comprenderá fácilmente el profundo vacío que con su pérdida nos dejan.

La parte técnica del presente volumen la constituyen cuatro trabajos sobre materias geológicas, hidrogeológicas y mineras, que estimamos del mayor interés en las diferentes especialidades de que se ocupan.

El primer trabajo que presentamos es el estudio hidrogeológico de la isla de Hierro, realizado por los ingenieros Dupuy de Lôme y Marín de la Bárcena. Con éste se comienza a llenar la necesidad, largo tiempo sentida en el conjunto del archipiélago canario, de disponer de una herramienta que permita conocer las posibilidades de alumbrar aguas subterráneas en las diferentes islas, zonas más favorables y labores más convenientes. Comienza el estudio por una descripción de los caracteres geológicos de la isla, clima, comunicaciones y agronomía. Se expone a continuación el estudio geológico y petrográfico de los diferentes materiales y, por último, se analizan las labores existentes de alumbramiento y las que se proponen como más convenientes. El trabajo va ilustrado con fotografías, microfotografías y un esquema geológico a escala 1 : 100.000.

A continuación se inserta un interesante trabajo del antiguo Vocal de

este Instituto, ingeniero De la Concha, titulado «El amianto, mineral paradójico», que constituye un estudio muy completo sobre los diferentes aspectos de la explotación de este curioso mineral. La primera parte trata de la mineralogía, génesis, explotación, tratamiento y clasificación comercial. Viene después una evaluación de las fibras con los diferentes métodos y ensayos de sedimentación y, por último, los estudios petrográficos y referencia de las explotaciones españolas, con un glosario sumamente útil de voces inglesas.

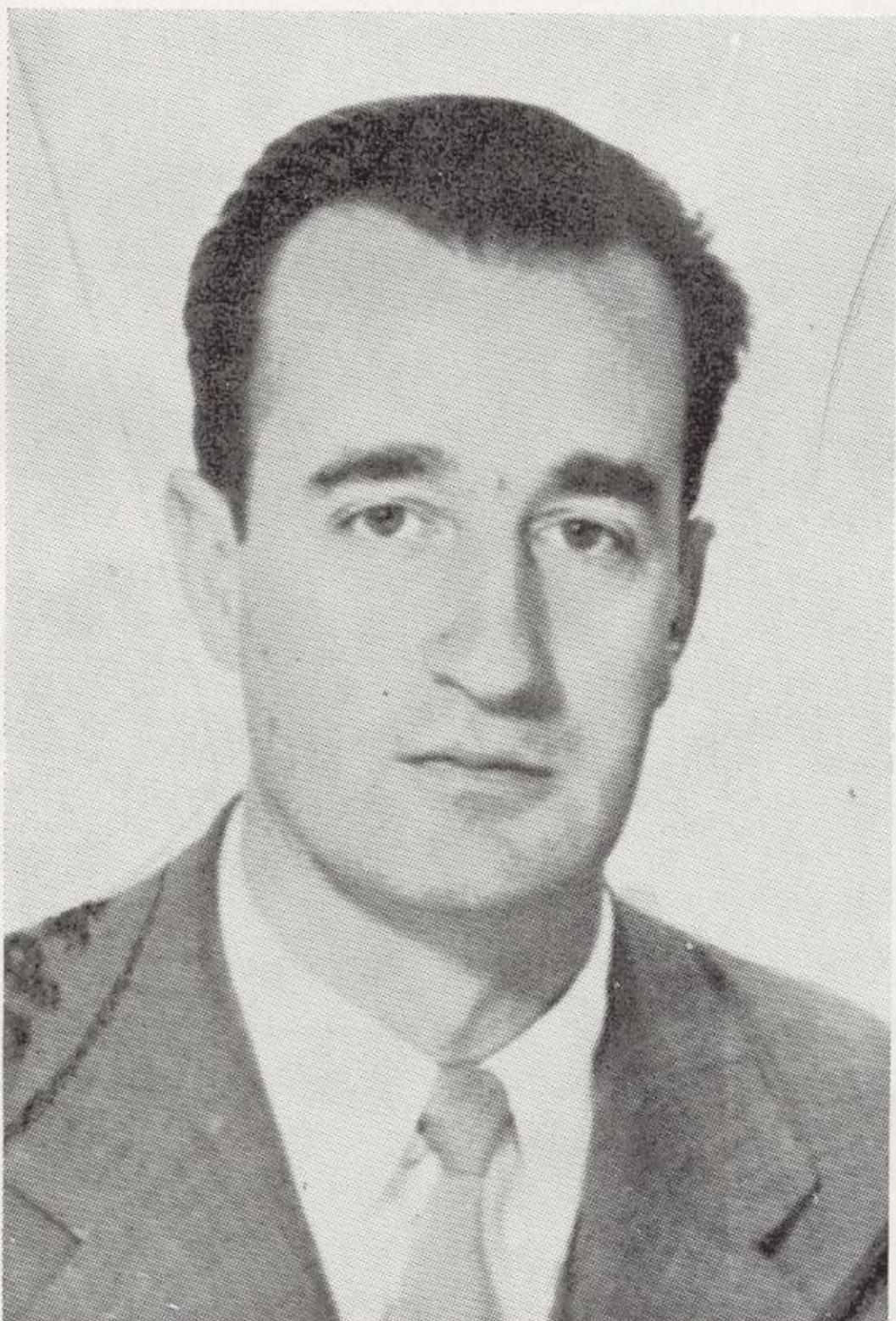
Sigue a este trabajo el estudio geológico de la zona sur de la provincia de Córdoba, realizado por los ingenieros Felgueroso y Coma. Se describe con detalle la estratigrafía de los distintos terrenos secundarios y terciarios que se encuentran en aquella región y a continuación las características más salientes de la compleja tectónica que allí se encuentra. Finalmente se da una relación de los distintos sondeos realizados, así como sus columnas estratigráficas y resultados obtenidos. Acompaña a este trabajo un mapa geológico a escala 1 : 100.000 y una lámina de cortes a la misma escala.

Cierra el presente número de nuestro BOLETÍN un trabajo del doctor Sos Baynat, en el que estudia la geología de las inmediaciones de Mérida (Badajoz). Describe detenidamente, en primer lugar, las rocas de la zona, igneas, metamórficas y sedimentarias, para estudiar a continuación la estratigrafía de estas últimas, que pertenecen exclusivamente al Paleozoico, salvo recubrimientos terciarios y cuaternarios de poco espesor. En el capítulo siguiente examina la tectónica de los diferentes elementos de la región y, por último, hace observaciones sobre las orogenias hercíniana y alpina y las formas en que éstas han afectado a la comarca de Mérida. Termina este interesante estudio con una sinopsis muy útil de los diferentes minerales que se han encontrado en la región.

A. ALMELA.



DON DEMETRIO SANTANA PEREZ



DON DEMETRIO SANTANA PEREZ

NOTAS NECROLOGICAS

DEMETRIO SANTANA PEREZ

El 27 de octubre de 1963, tras rápida enfermedad, fallecía en Madrid, a la edad de cuarenta y ocho años, el ingeniero Vocal del Instituto Geológico y Minero de España Demetrio Santana Pérez.

Nacido el 15 de octubre de 1915, cursó sus estudios de ingeniero de Minas, terminando la carrera el año 1946, empezando desde este momento su colaboración como Becario en el Instituto Geológico; en 30 de julio de 1947 fue nombrado Ingeniero Auxiliar de este Centro, y en 3 de julio de 1958 Ingeniero Vocal mediante concurso de méritos.

Desde la creación de la Junta de Investigaciones Atómicas, que, por razones de la discreción obligada en aquella época, operaba a través de una entidad comercial, Estudios y Patentes de Aleaciones Especiales (E.P.A.L.E.) se incorporó a los trabajos geológicos y mineros de minerales radiactivos en esta entidad.

Allí, juntamente con el ingeniero don José María Ríos y otros geólogos italianos, comenzaron las investigaciones y evaluación del único yacimiento de uranio que se consideraba económicamente explotable en aquella época, esto es, el de Sierra Albarrana, cerca de Hornachuelos, en la provincia de Córdoba.

Tras un trabajo preliminar realizado por el grupo arriba señalado, Santana quedó solo, investigando a fondo el yacimiento, y ello en condiciones extraordinariamente difíciles por el aislamiento del lugar —al que se llegaba por una pista rudimentaria—, la carencia de personal especializado y las dificultades geológicas del yacimiento.

Fue una escuela dura, pero ello permitió abordar luego empresas más difíciles.

Santana se preocupó de formar un grupo de prospectores, a quienes supo imbuir su alto sentido del cumplimiento del deber, austeridad y trabajo intensísimo sin desfallecer. Con este grupo abordó la investigación de una serie de indicios descubiertos en las provincias de Cáceres y Badajoz, primero, y posteriormente en la serranía de Córdoba, cerca de Andújar.

Cuando se constituyó formalmente la Junta de Energía Nuclear en 1951, Santana pasó a ser Jefe de la Sección de Minería, que más adelante se convirtió en la División de Investigación y Explotación Mineras.

Con más medios de personal y material, investigó todos los indicios de Los Pedroches, con tal intuición y buen arte del geólogo y del ingeniero, que de más de 300 indicios solamente se convirtieron en yacimientos explotables económicamente aquellos que había seleccionado Santana.

Con su grupo de prospectores investigó a fondo las provincias de Cáceres y Badajoz, y después la de Salamanca, encontrando los primeros yacimientos explotables en granitos y después en las pizarras, yacimientos que son la base de nuestras reservas actuales de uranio, en las que puede decirse que el 90 por 100 de las existentes se deben a los trabajos del malogrado ingeniero.

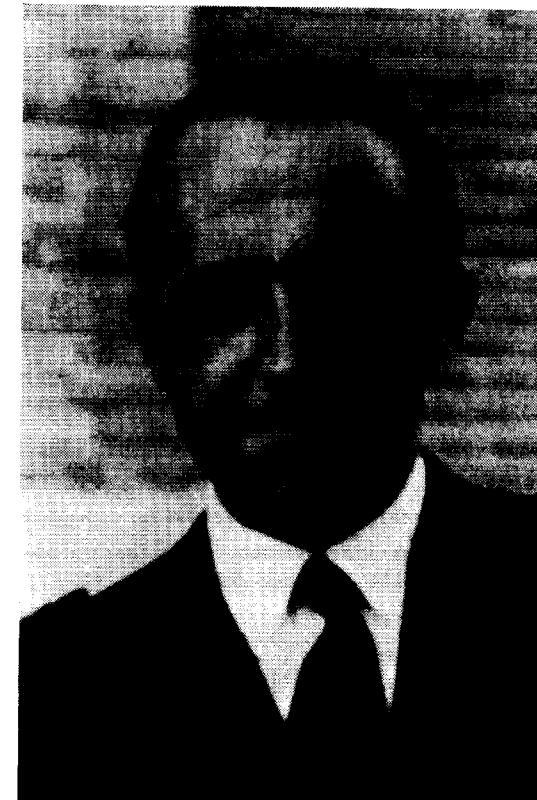
Su inteligencia, su espíritu de trabajo extraordinario, su entusiasmo —que sabía comunicar a sus subordinados— y su infatigable labor de autoformación a través de visitas a centros del extranjero, pero singularmente por su intensa afición al estudio, dieron frutos espléndidos, pero a él no le dejaron satisfecho.

Considerando que tenía que completar su formación de base en metagenia, pidió la excedencia en la Junta de Energía Nuclear en el año 1959 para poder ir a trabajar al Instituto de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Heidelberg con el profesor Randoehr, luego en los laboratorios de Friburgo de Brisgovia y, posteriormente, en Inglaterra, a donde fue dos años, primero al Imperial College, con los profesores Philips y Williams, y más adelante a Cambridge, con el profesor Henry, dejando en todos los Centros mencionados un gratísimo recuerdo de trabajo infatigable, inteligencia y vocación investigadora.

Al regresar quiso que sus conocimientos tuvieran una base de aplicación más amplia y se reintegró plenamente a su puesto del Instituto Geológico y Minero de España, pero siguió asesorando a la Junta de Energía Nuclear con su experiencia hasta el momento de su muerte.

España tiene una deuda de gratitud con Demetrio Santana Pérez, que fue siempre ejemplo del investigador concienzudo y trabajador infatigable, todo ello con una modestia y austeridad que realzaba aún más sus cualidades, y el Instituto Geológico y Minero de España ha perdido con su muerte prematura un inapreciable colaborador en el momento en que sus incansables trabajos habían comenzado a rendir su máximo fruto. Descanse en paz nuestro malogrado compañero.

A. A. S.



DON SANTIAGO GARCIA-FUENTE Y FERNANDEZ



DON SANTIAGO GARCIA-FUENTE Y FERNANDEZ

NOTAS NECROLOGICAS

SANTIAGO GARCIA-FUENTE Y FERNANDEZ

El sábado día 1 de octubre de 1921, llegaba procedente de Teverga (Oviedo), de donde era natural (23 de julio de 1905), después de haber estudiado brillantemente el bachillerato, al Colegio de Nuestra Señora de las Maravillas, para seguir los cursos preparatorios de ingreso en la Escuela Especial de Ingenieros de Minas, Santiago Leandro García-Fuente y Fernández.

Permanece dos cursos en el mencionado Colegio, donde destaca brillantemente con otro ingeniero ya fallecido, Jesús María Tuero y Seminario, por su inteligencia y valer, ingresando ambos en dos cursos, plazo reducido con relación a los tres cursos considerados como duración mínima en los finales del primer cuarto de este siglo. Ambos destacaron durante su permanencia en el Colegio-Academia, por sus virtudes religiosas, propias a la formación católica de sus padres.

Los dos primeros puestos durante los cinco cursos de la Escuela son ocupados por esta preclara pareja, y finaliza García-Fuente con el número uno de la promoción de 1928, título de honor y primero a quien se le adjudica el apreciado "Premio Gullón".

Se orientan sus actividades hacia la geología y minería, primero (1929) en la Confederación del Ebro, donde permaneció hasta febrero de 1941 al frente de los equipos de geología y sondeos, donde se ocupa de interesantes temas científicos, base de una serie de artículos editados por la Revista de la Confederación del Ebro.

Al iniciarse una etapa de congelación de actividades, en la Confederación, pasa a la CAMPSA (1941-1952), al frente de las prospecciones petrolíferas, prestando principal atención a los páramos de Burgos, donde brotó el petróleo en 1964.

En el Instituto Nacional de Industria solicitan su cooperación, con actuación destacada, primero en la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, y desde 1957 como Ingeniero Jefe del Departamento de Minería del INI, con la realización de una labor merecedora de toda clase de elogios.

En la esfera particular creó la Sociedad de Sondeos, Inyecciones y Pilotes, con actividades interesantes en el campo de su especialidad, de la cual ocupaba la presidencia del Consejo de Administración al fallecer.

Entre los servicios a empresas figuran los de Minas de Aliaga, Mina de Libros, Minas de Teverga, etc.

Al fallecer, desempeñaba en el Grupo de Empresa del INI los puesto siguientes en los Consejos de Administración: Presidente-Gerente de la Empresa Nacional Carbonífera del Sur, S. A.; Presidente del Consejo de Administración de Exploraciones Petrolíferas del Sahara, S. A.; Vocal de la Empresa Nacional Eléctrica de Córdoba; Vocal del Consejo de Taller Auxiliares, S. A.; Vocal Secretario de la Comisión I. P. Valdebro; Vocal del Comité de Dirección INI-Pahoc; Vocal del Consejo de Administración de Gas y Electricidad, S. A. (Mallorca); Consejero Delegado de la Empresa Nacional de Petróleos de Aragón, S. A.; Director del Departamento de Investigaciones Petrolíferas de Auxini; Presidente de la Comisión de Escombreras Sierra de Gádor; Vocal del Consejo de Administración de Potasas de Navarra, S. A.; Consejero de la Empresa Nacional Calvo Sotelo; Consejero de la Empresa Nacional Adaro.

Los trabajos publicados por García-Fuente tienen doble característica la minuciosidad de su realización y la claridad en la exposición; los más importantes son: "Las minas de azufre de Libros", Minería y Metalurgia "El coto minero de Aliaga", Minería y Metalurgia (trabajo premiado "Geología del Concejo de Teverga (Asturias)", Bol. del Inst. Geol., XLI, 1952; "Geología de los Concejos de Proaza y Tameza", Bol. Inst. Geológico, XLV, 1953; "Hoja núm. 11 del Mapa Geológico 1:400.000", 1955 "Datos para la geología del Concejo de Quiros", Notas y Comunicación Instituto Geológico, núm. 41, 1956; "Hoja de Proaza", Mapa Geológico Nacional, 1956; "Hoja geológica de la Plaza de Teverga", Mapa Geológico Nacional, 1959.

Contrae su última enfermedad cuando figura en sus proyectos un ambicioso plan de realización de hojas geológicas escala 1:50.000, iniciando con las de Proaza y la Plaza de Teverga. La cruel y rápida enfermedad le privó al Instituto Geológico y Minero de uno de sus más valiosos colaboradores.

Descanse en paz nuestro bueno y querido amigo.

J. M. L. de A.

**Estudio hidrogeológico
de la Isla de Hierro (Canarias)**

P O R

**E. DUPUY DE LÔME Y A. MARÍN DE LA BÁRCENA
INGENIEROS DE MINAS**

ÍNDICE

	PÁGS.
I.—Antecedentes	5
II.—Descripción geográfica general	7
1. Situación y generalidades.....	7
2. Orografía	8
3. Hidrografía.....	9
4. Climatología	10
5. Vías de comunicación.....	15
6. Agronomía.....	16
7. Núcleos de población.....	18
III. —Descripción geológica.....	21
1. Antecedentes y estudio geológico.....	21
2. Morfología y vulcanismo	26
3. Depósitos sedimentarios	36
4. Materiales volcánicos y su estudio petrográfico.....	37
IV. -Investigación de aguas subterráneas.....	47
a) Galerías.....	53
b) Pozos	55
c) Sondeos.....	57
Bibliografía	59

I.—ANTECEDENTES

En términos generales puede decirse que son muy escasas y antiguas las publicaciones de detalle sobre geología de Canarias, exceptuando los minuciosos trabajos del profesor Dr. Hans Hansen sobre las islas de Lanzarote, Fuerteventura y Tenerife, así como los capítulos dedicados a la composición geológica de Canarias en la obra "Geografía General de las Islas Canarias", debida a D. Telesforo Bravo, que con trabajo y tesón, dado el carácter general de la obra, ha sabido tratar el tema geológico con claridad y detalle, sentando unas bases útiles de partida para estudios posteriores y sintetizando trabajos precedentes sobre este mismo tema, debidos a famosos profesores y geólogos, tanto españoles como extranjeros, cuyos trabajos quedan reseñados en la nota bibliográfica que acompaña a este trabajo.

Desgraciadamente, y por cuanto a la Isla de Hierro se refiere, en concreto, sólo podemos mencionar dos estudios breves de Jerémie y Otto Walther, respectivamente, sobre el análisis petrográfico de algunas rocas de la isla y un trabajo más completo, de índole general, debido a Fernández Navarro, cuyos numerosos estudios no sólo en Hierro, sino en otras islas, han servido de base para gran parte de las obras posteriores que se han publicado sobre la geología del archipiélago canario.

En nuestros recorridos por la Isla de Hierro tuvimos noticias de que en época muy reciente han llevado a cabo dos geólogos centro-europeos, uno de ellos el Sr. Rüthi, de Berna, un detenidísimo estudio de los volcanes de la Isla, creemos que como tesis doctoral.

Finalmente, queremos expresar desde aquí nuestra gratitud por las facilidades obtenidas para el desarrollo de nuestra misión, tanto al Cabildo Insular de Hierro como a las autoridades locales de la misma, y muy especialmente al perito agrónomo del Cabildo Insular, D. Federico Padrón, que tuvo la amabilidad de acompañarnos en la mayor parte de nuestros itinerarios por la Isla, y también a D. Juan Aránega, que nos facilitó una relación sobre los pozos y manantiales allí existentes.

II.—DESCRIPCION GEOGRAFICA GENERAL

1. Situación y generalidades.

La lejana Isla de Hierro, la más occidental del archipiélago canario, se encuentra situada entre los $7^{\circ}28'$ y $27^{\circ}5'$ latitud N. y los $14^{\circ}11'$ y $14^{\circ}29'$ longitud O. del meridiano de Madrid.

Hasta el descubrimiento de América fue considerada como el extremo más occidental del mundo conocido, y era denominada por los antiguos con el nombre de Eceró y Fero, habiendo sido tomado el Cabo de Punta Orchilla, en aquella época, como punto de referencia para el cálculo de longitudes.

Históricamente, la ocupación de la Isla de Hierro tuvo lugar a principios del siglo XV, por Juan de Bethencourt, quien comenzó la conquista del archipiélago canario en 1402, según derecho otorgado por Enrique III de Castilla.

A fines del siglo XV, y durante el reinado de los Reyes Católicos, terminó la ocupación total de las Islas Canarias, pasando Hierro, después de numerosas vicisitudes, al igual que el resto de las islas, a formar parte de la Corona de España, integrada en la provincia insular constituida bajo el reinado de Carlos III.

La Isla de Hierro, en relación con las otras islas del archipiélago canario, se encuentra al sur de la Isla de la Palma, de la que dista unas 51 millas, y al SO. de la de Gomera, a unas 39, teniendo varios días a la semana comunicaciones por barco con las islas anteriormente mencionadas y con Tenerife, contando para ello con el puerto marítimo de Punta Estaca, provisto de muelle de atraque recientemente construido (1960) y que se encuentra a 15 kilómetros de Valverde, capital de la Isla. Su red de carreteras y caminos es deficiente, posiblemente en parte debido a las dificultades para su trazado y elevados gastos de construcción, lo que origina que haya zonas difícilmente accesibles.

Por su forma, la Isla de Hierro recuerda a un triángulo cuyos vértices fuesen Punta Norte, en el extremo geográfico del mismo nombre; Punta Restinga, al SE., y Punta Orchilla, al oeste.

Sus costas son en general muy accidentadas, con elevados acantilados de

basalto y lava, llenas de arrecifes, y el país, en su conjunto, resulta muy montañoso y agreste, predominando su carácter fundamentalmente volcánico.

La superficie aproximada total de la Isla alcanza 270 kilómetros cuadrados, con una población del orden de los 10.000 habitantes, resultando una densidad media de 40 habitantes por kilómetro cuadrado, si bien referida a la superficie cultivada supera los 230 habitantes por kilómetro cuadrado. Para dar una idea de su magnitud, y a título indicativo, señalaremos que la mayor distancia entre puntos de la Isla corresponde a 29 kilómetros considerados entre Punta Norte y Punta Orchilla, siendo unos 20 kilómetro la anchura máxima, considerada próximamente en sentido perpendicular la dirección anteriormente indicada.

2. Orografía.

Dentro del carácter predominantemente agreste y abrupto, cual corresponde a un país volcánico reciente, destacan, sin embargo, rasgos orográficos muy variados y dignos de señalar.

La región costera que bordea la Isla, salvo en la ensenada del Golfo en la zona de Frontera, al oeste, es por lo general abrupta e inaccesible desde el mar, con laderas escarpadas que pronto alcanzan los 250 metros de altitud, constituidas en algunas ocasiones por columnas basálticas verticales como ocurre en el Puerto de la Estaca, o más generalmente por coladas de lava que con fuerte inclinación descienden desde los numerosos conos volcánicos hasta perderse en el Océano.

En las proximidades de la costa existen, sin embargo, algunas zonas menos accidentadas, de las cuales la principal, por su extensión y poca elevación sobre el nivel del mar, es la del Valle de Frontera, que anteriormente señalamos. Se trata de terrenos aparentemente llanos, pero inclinados suavemente hacia las aguas de la Ensenada del Golfo, que representan los restos emergidos de un gigantesco cráter de explosión, cuya parte noroccidental quedó hundida en el mar, mientras que su mitad suroccidental permanece protegida por las paredes de la caldera que, aproximadamente en semicírculo, rodean al Valle con laderas escarpadas que alcanzan elevaciones del orden de los 1.000 metros y se extienden desde el Risco del Basco, al este pasando por el Lomo de la Habichuela, el Lomo Gordo, la Fuga de Gorret y Risco de Timbalaje, al norte, para terminar en Los Roques y Puntas de Salmor, ya sobre el mar.

Antes de seguir adelante conviene destacar que desde las proximidades de la ermita que se encuentra junto al Pie del Risco y la Fuga de Gorret se observa un maravilloso panorama del Valle de Frontera, cuando lo permiten las nubes y nieblas, tan frecuentes en las regiones elevadas de la Isl

Las laderas del semicírculo volcánico que acabamos de mencionar se encuentran recubiertas en su mayor parte por coladas de lava más reciente que enmascaran el antiguo aparato volcánico de explosión y algunas, más recientes todavía, pertenecientes a pequeños volcanes enclavados en el cráter principal, cubren la zona más costera formando malpaíses, tales como El Matarral y Las Puntas.

Existen caminos, o más bien cornisas, a lo largo de las paredes del gigantesco cráter, como ocurre en la Fuga de Gorreta, que ya en varias ocasiones hemos mencionado, cuyo paso sólo es practicable para los naturales del país que se encuentren avezados a este tipo de escalada y no padecan sensación de vértigo.

Existen, además de la descrita, otras zonas costeras con una altitud media de 250 metros; por tanto, más elevadas y menos extensas que la de Frontera, pero interesantes para su posible desarrollo económico, por ser todavía relativamente poco accidentadas en comparación con las restantes.

Una de ellas corresponde a la región sur de la Isla, comprendida entre Punta Orchilla, Tabaibal y El Julian, y otra la del Lajial, también al sur, en Punta Restinga, cubierta como la anterior, en gran parte, por malpaíses y numerosos conos volcánicos.

Al norte de Hierro, entre Punta del Guanche y Echedo, y a unos 150 metros sobre el nivel del mar, también se extiende un valle rodeado de pequeños volcanes cuyas posibilidades de cultivo serían interesantes si se contase con agua suficiente.

A grandes rasgos acabamos de describir la región costera de la Isla, y como hemos visto, son pocas las zonas relativamente llanas.

Por lo que se refiere a la región central del país, es aún más abrupto si cabe, y sólo en la comarca de Tiñor, al SO. de Valverde y en los llanos de Jinama y de Chamuscados se encuentran algunos parajes poco accidentados.

Finalmente, en el centro de la Isla es donde encontramos las mayores elevaciones, que alcanzan en Malpaso los 1.500 metros de altitud, y en el pico Tenerife los 1.400.

3. Hidrografía.

En rigor, bien poco puede decirse respecto a la red hidrográfica de la Isla de Hierro, en realidad inexistente, salvo que en sus costas hay algunos barrancos de fuerte pendiente y ningún curso de agua permanente.

En la costa norte pueden señalarse, entre otros, los barrancos del Cura y de Santiago, y el mal llamado río Tamaduste, que no es sino una pequeña rada o cala protegida del mar por una barra de arena y que puede servir como refugio a pequeñas lanchas, constituyendo, por otra parte, la playa más abrigada y concurrida para los habitantes de Valverde.

En la costa de levante puede mencionarse el barranco de Tiñor, que

discurre junto al Puerto de la Estaca, y algo más al sur el barranco de Tegarín y de Balcón, que a través de laderas abruptas e inclinadas terminan en la bahía de Tijimiraque. Cerca de Isora, donde se encuentra la Fuente de Azola, también descienden algunos pequeños barranquillos hasta las Playecitas, y lo mismo ocurre en las proximidades de Taibique y en Las Playas, prácticamente sólo accesibles por mar.

En la región de El Julian, en la costa sur de la Isla, también aparecen varios barrancos como el del Binto, Cascajo, del Azufre, etc., que bajan desde las elevadas laderas del Malpaso o Mercadel, a 1.500 metros, hasta el nivel del mar, en un corto recorrido de cinco a siete kilómetros. El más occidental de todos ellos es el del Estancadero, que se encuentra en La Dehesa, en las proximidades del faro de Orchilla.

Por último, en la zona occidental de la costa, que corresponde a la región de Frontera, apenas se observan barrancos, debido a que el terreno es mucho más llano. Sin embargo, mencionaremos el barranco de la Jarrilla, que baja desde la ladera oeste del Malpaso hasta La Sabinosa.

4. Climatología.

El clima de la Isla de Hierro, al igual que el de las otras islas del archipiélago canario, se caracteriza por su templanza y por su temperatura constante y agradable en toda época del año, así como por la escasez de lluvias y precipitaciones. Sin embargo, si bien en las proximidades del mar y en general en las partes bajas, el sol brilla con fuerza en un cielo despejado, caldeando el ambiente hasta resultar algo caluroso en ocasiones, tan pronto como se gana altura y se llega a cotas superiores a los 500 metros, la temperatura baja paulatinamente y empieza a observarse una nubosidad que va en aumento y que da origen a nieblas más o menos espesas que, movidas por los vientos alisios, dificultan o totalmente ocultan la visibilidad de hermosos panoramas de valles o, por el contrario, originan pintorescos mares de nubes.

Como consecuencia de este aumento de nubosidad, entre los 600 y los 1.000 metros aproximadamente se produce un fenómeno de condensación que produce una mayor humedad y fertilidad del terreno, cambiando la fisonomía del país, árido y volcánico, en un paisaje de verdor y frescura, con bosques y tonalidades que en ocasiones recuerdan a los que pueden observarse en el norte de nuestra Península.

Desgraciadamente apenas contamos con datos meteorológicos sino en los últimos años, pero no cabe duda que al considerar el agua recogida sobre la superficie de la Isla sería muy interesante tener en cuenta no sólo las precipitaciones sino también el agua recibida por condensación que rápidamente se infiltrara en estos terrenos tan permeables.

A este respecto, y sólo a título de curiosidad, indicaremos que, según datos aproximados obtenidos, en la vertiente este del monte Tiñor se han logrado recoger en una noche 400 litros de agua por medio de cinco metros cuadrados de planchas de cinc colocadas bajo un cedro de cinco metros de altura y con una copa de cuatro metros.

El fenómeno se produce generalmente en verano, cuando sopla la llamada brisa de levante, y según la información facilitada por el propietario del terreno, sería posible recoger una cantidad de agua triple de la conseguida sin más que aumentar consiguientemente la superficie de chapa de cinc.

Otro tinglado análogo al anterior, con una superficie de 30 metros cuadrados, ha permitido a otro propietario llenar un aljibe de 25 metros cúbicos, si bien no conocemos el tiempo invertido en esta operación. Este mismo propietario tiene en proyecto instalar una superficie mayor de planchas para recoger agua en un depósito que ha construido al efecto con capacidad de 150 metros cúbicos. Piensa colocar una serie de postes de cuatro metros de altura, entrelazados con alambre, a fin de sostener en ellos ramas de brezos y cedros en forma de red, la cual colocará en dirección normal a los vientos, para recoger en unos canales el agua que gotee.

Personalmente, en los bosques existentes en las partes altas del descenso a Frontera, hemos observado cómo bajo los árboles caía una fina lluvia producto de la condensación de las nieblas que allí tanto abundan.

Todo ello nos hace pensar en el verdadero origen del agua producida por la fuente del famoso Arbol Santo o Garde, de la Isla de Hierro, que la tradición sitúa en las elevadas laderas de la vertiente oeste del monte Tiñor, donde hemos podido comprobar frecuentes nieblas.

Por lo que se refiere a las precipitaciones ordinarias, damos a continuación una relación de las cantidades recogidas correspondientes al faro de Punta Orchilla durante los años 1945 a 1949, así como los datos meteorológicos obtenidos en varias estaciones que fueron establecidas últimamente en la Isla:

Pluviometría media anual registrada en el faro de Punta Orchilla

1945	119	milímetros.
1946	111	—
1947	70	—
1948	201	—
1949	179	—

Como puede verse, la media anual de este periodo resulta de 130 milímetros e insuficiente para mantener cultivos de secano.

En el año húmedo 1953, la lluvia recogida en Valverde asciende a 1.220,5 mm., y en Punta Orchilla a 305,4 mm. Sin embargo, la realidad es que en los años secos la población de la Isla se ha visto obligada a emigrar en casi su totalidad ante la carencia absoluta de agua indispensable tanto para la supervivencia de personas como para el ganado. En tales ocasiones el abastecimiento de socorro se llevaba a cabo por medio de barcos cisterna, que en aquella época encontraban grandes dificultades para la descarga, al no existir puerto ni muelle de atraque.

Hoy en día estas dificultades han quedado salvadas, pero sin embargo, y a pesar de su excelente clima, el gran problema de Hierro sigue siendo la falta de agua potable.

Por lo tanto, y con vistas al cálculo de agua realmente infiltrada en la superficie de la Isla, susceptible en parte de almacenamiento subterráneo y, subsiguentemente, de alumbramiento por pozos y galerías, sería del mayor interés conocer no sólo el agua caída sobre la superficie de la Isla por lluvia, sino también la recogida por condensación.

En este sentido no disponemos de otros datos más que los anteriormente señalados, insuficientes para un cálculo siquiera aproximado digno de tenerse en consideración.

De todas formas, y partiendo de una serie de hipótesis sólo a *gross modo* aceptables, y que deberán confirmarse con los datos reales obtenidos sobre el terreno y estableciendo el correspondiente cálculo operativo, se llegaría a la conclusión de que del total de agua infiltrada en la superficie de la Isla de Hierro tiene gran influencia el agua recibida por condensación, que podría llegar a representar un por ciento elevado respecto al agua infiltrada por lluvia.

Para plantear el cálculo debidamente sería preciso conocer, en primer lugar, la superficie donde se producen estas condensaciones que *a priori* pueden estimarse en unos 100 kilómetros cuadrados y que corresponde en su mayor parte a las zonas de altitud superior a los 750 metros.

En segundo lugar, y mediante dispositivos especiales de recogida de agua y por observaciones sobre el tipo de vegetación que se desarrolla normalmente en aquellas zonas, se podría establecer el total de litros recibidos por condensación por metro cuadrado de superficie.

Por último, sería preciso establecer el coeficiente a aplicar por agua realmente infiltrada, que será bastante mayor que el normalmente aceptado de 0,3, ya que los terrenos volcánicos son mucho más porosos y la escorrentía, por tanto, bastante menor o casi nula. Lo mismo puede decirse del agua perdida por evaporación en estas altas zonas cubiertas de nieblas y saturadas de humedad.

Datos meteorológicos registrados en varias estaciones de la Isla de Hierro en 1959, tomados del Boletín mensual del Centro Meteorológico de Tenerife

	ESTACIONES			GUARAZOCA Precipitación total Milímetros	ERESE Precipitación total Milímetros		
	PUNTA ORCHILLA						
	TEMPERATURAS		Precipitación total Milímetros				
	Media	Máxima	Mínima				
Enero...	17,9	22,4	13,4	47,0	126,3		
Febrero ...	18,1	22,8	13,5	0,8	21,8		
Marzo...	18,7	22,8	14,5	62,2	95,1		
Abril ...	18,9	23,6	14,3	1,2	16,9		
Mayo...	20,1	24,9	15,3	0,0	10,0		
Junio...	21,1	26,2	16,0	0,0	0,0		
Julio ...	22,3	27,2	17,5	0,0	0,0		
Agosto...	23,8	28,9	18,8	0,0	0,0		
Septiembre ...	24,8	29,9	19,7	0,0	1,2		
Octubre ...	22,0	26,3	17,7	—	27,9		
Noviembre ...	19,6	24,0	15,3	86,7	75,5		
Diciembre...	17,9	21,8	13,9	—	2,6		
					63,2		
					7,5		

Datos pluviométricos registrados en varias estaciones de la Isla de Hierro durante los tres primeros trimestres del año 1960, tomados del Boletín mensual del Centro Meteorológico de Tenerife

ESTACIONES	PRECIPITACION TOTAL EN MILIMETROS											
	Enero	Febr.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sptbre.	Octubre	Nvbre.	Debre.
Encinada-Tamaduste...	0,0	7	80,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	24,0	14,0
Erese...	5,0	0,0	51,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	—	54,0
Golfo Merese...	32,8	25,0	60	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	15,5	45,0	36,0
Guarazoca...	32,8	2,6	62	8,5	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	5,8	36,1	74,1
Mocanal...	29,6	7,8	67	3,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	17,4	23,2	55,2
Punta Orchilla...	0,0	—	—	—	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	0,0	7,3
Puerto Estaca...	12,6	3,5	83,2	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,5	8,3	28,0
Sabinosa...	37,6	21,6	51,3	1,6	0,0	0,7	0,0	0,7	0,0	21,4	65,6	28,8
San Andrés...	83,0	24,3	169,3	1,9,0	0,0	0,0	3,0	0,0	0,0	11,9	24,8	100,6
Taibique...	101,0	28,6	206,2	1,0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,0	39,7	59,4
Tiñor...	77,6	18,0	191,2	15,0	0,0	5,2	4,0	0,0	0,0	—	139,0	—
Valverde...	52,0	—	114,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	25,0	20,8	64,6

5. Vías de comunicación.

Aunque existe un plan de mejora y ampliación de carreteras, en el momento actual las posibilidades de desplazamientos en coche son bastante restringidas y limitadas prácticamente a la mitad norte de la Isla.

La carretera principal parte del Puerto de la Estaca y, a través de un trayecto sinuoso de unos 10 kilómetros, nos lleva a la capital, Valverde.

Hacia la mitad de su recorrido se bifurca un ramal secundario que nos lleva a Tamaraduste, lugar pintoresco e interesante por su playa.

De Valverde hacia el norte parte una carretera que termina en Jarales, que facilita los recorridos en esta región y permite una visión del conjunto de las partes bajas desde cotas que oscilan entre los 500 y 750 metros. A este respecto debe señalarse el hermoso paisaje que puede verse en la curva anterior a la llegada a Jarales, desde donde se domina una buena perspectiva del Golfo.

De Valverde hacia el sur continúa la carretera principal procedente de Puerto Estaca, que pasa por Tiñor y San Andrés a una cota de 1.000 metros, para continuar subiendo hasta más de 1.350 metros y pasar entre cenizas y lapillis por las proximidades de los conos volcánicos más elevados de la Isla, en Tenerife y Malpaso, hasta llegar a los Llanos de Binto, donde queda interrumpida, siendo preciso abandonar el coche para poder continuar el recorrido a la Dehesa a través de camino de herradura. Desde la altura se domina bien la región de Julian, pero sólo es posible aproximarse a la costa por senderos de difícil acceso.

Desde la carretera principal que acabamos de señalar, parte en el Km. 17 una bifurcación que termina en Isora, y en el Km. 19 otro ramal que baja hasta Tajanara a través de frondosos pinares.

En el Km. 21 parte un camino practicable con coche que nos lleva a la Ermita del Pie del Risco, desde donde se puede observar el mejor paisaje de la Isla, formado por el Golfo y el Valle de Frontera.

Por último, en el Km. 25 se inicia la bajada a Frontera o Las Lapas, a lo largo de las paredes del gran cráter, recubiertas por un espeso bosque, pasando a través de los pueblos de Tigaday y Belgara. Desde Tigaday, hacia poniente, puede prolongarse el recorrido que da fin en Sabinosa, y desde aquel punto, hacia el norte, se puede llegar por un camino hasta La Casita, lo que resulta muy interesante para la observación de los numerosos diques existentes en las paredes del cráter.

Será de gran interés, e imprescindible para el desarrollo económico del Golfo o Valle de Frontera, la construcción de alguna de las carreteras previstas en el plan de mejora que mencionamos al comienzo de este epígrafe y que enlaza directamente el Valle con Puerto Estaca, reduciendo conside-

rablemente el actual recorrido no sólo en distancia, sino más aún en tiempo, dado el agreste y sinuoso trazado actual.

A parte de las carreteras y caminos señalados, hay algunos senderos de interés desde un punto de vista geológico; tal es el que baja desde Taibique a Punta Restinga, a través del Lajial, y otros no señalados en los mapas, que permiten observar las coladas y columnas basálticas de la costa bajando desde Taibique y desde Isora, aunque debemos indicar que son muy difíciles de recorrer.

Por último, cabe reseñar que, dado el interés geológico de la costa de levante y la dificultad de acceso por tierra para alcanzar los puntos elegidos, utilizamos los servicios de una falúa que desde Puerto Estaca nos permitió, con alguna dificultad para el atraque, el recorrido costero y la visita de los lugares más interesantes, como son Las Playas, Las Playecillas y Bahía de Tijimiraque.

6. Agronomía.

Desde el punto de vista de los cultivos, y a grandes rasgos, se pueden establecer tres zonas diferentes, delimitadas aproximadamente por las áreas litorales hasta los 400 metros de altitud, los comprendidos entre los 400 y 1.200 y los de más de 1.200 metros.

En cuanto a la naturaleza del terreno, frecuentemente volcánico y de gran fertilidad, pueden considerarse tres casos:

En primer lugar, los suelos cubiertos por lavas recientes o malpaíses prácticamente incultivables, aunque en algunos puntos, como en Frontera, podrían serlo con interés, contando con su roturación, nivelación y puesta en regadío, lo cual es factible, pues se encuentran generalmente en zonas bajas y relativamente poco accidentadas.

En segundo lugar, los suelos cubiertos por lavas, lapillis, bombas y cenizas, que en general cubren fuertes laderas donde es costosa la creación de superficie de cultivo.

Y, por último, los suelos más recientes, ocupados por derrubios o productos volcánicos que podemos considerar como sedimentarios, ya que son el resultado de la erosión y acarreo, y llenan el fondo de algunos cráteres o valles con un espesor más o menos importante.

En la zona litoral es donde más abundan los malpaíses y la vegetación es muy pobre.

En la zona de altitud media se aprecia una mayor vegetación, prados para pastos, cultivos de cereales como en Tiñor, y bosques como en Tamajara y ladera del gran cráter, ya que la pluviosidad es mayor y la condensación de las nieblas actúa favorablemente.

En las zonas de mayor altura, generalmente constituidas por conos vol-

cánicos cubiertos de ceniza y lapillis, la vegetación vuelve a ser escasa, y tal ocurre en las proximidades de Malpaso y Tenerife.

A continuación damos algunos datos referentes a la agronomía del país, tomados del Instituto Nacional de Estadística y de otras publicaciones oficiales.

Actualmente la superficie cultivada se reduce a unas 27.500 Ha., de las cuales resultan posiblemente productivas unas 10.200 Ha., que corresponden:

A cultivo de secano	4.200 Ha.
A pastos o bosque	6.000 —
A regadío	2 —

Por otra parte, cabe señalar que la división de la propiedad es muy accentuada, ya que hay 2.983 propietarios, de los cuales 1.600 poseen fincas de una a dos hectáreas y 890 lo son de fincas de menos de una hectárea, no habiendo propiedades de más de 50 hectáreas.

Datos estadísticos:

Superficie cultivada: 16,1 por 100 de la superficie total de la Isla.

Dedicada a forestal o pastos: 22,9 por 100.

Improductiva: 61 por 100 (pedregales, barrancos y playas).

Cultivos:

Cereales	2.400 Ha.	9.000 Qm.
Leguminosas	900 —	500 —
Patatas	540 —	22.000 —
Viñedo	300 —	1.400 —
Frutales	60 —	4.000 —
Regadío	2 —	—

A pesar de las cifras que hemos dado a título indicativo, la producción en realidad depende mucho de las lluvias de otoño e invierno y, por tanto, es bastante variable de unos años a otros.

A parte de los cultivos reseñados, conviene destacar la industria de higos secos, que cuenta con una fábrica de reciente creación, así como la industria vinícola.

Entre las zonas donde existe y está previsto desarrollar un mejor aprovechamiento agrícola, deben mencionarse: Valverde, El Golfo, Taibique, Mocanal, San Andrés y Guarazoca.

Según se desprende de la historia del país, en otros tiempos los bosques cubrieron grandes extensiones de la Isla, pero en los siglos XVIII y XIX, principalmente las talas y los incendios, dieron lugar a una disminución muy

marcada de la riqueza forestal; actualmente sólo quedan dignos de mencionarse los pinares de la región de Taibique y los bosques de Fayas, que cubren las laderas del gran cráter de Frontera.

7. Núcleos de población.

La población de la Isla de Hierro asciende a unos 10.000 habitantes.

El reparto de la población es bastante diverso, pero la mayor densidad corresponde a la zona de El Golfo, o Frontera.

Existe un solo partido judicial y dos municipios: Valverde y Frontera.

Valverde, capital de la Isla, cuenta con 1.854 habitantes, dedicados especialmente al comercio, faenas agrícolas e industrias derivadas, y cría ganado. Por otra parte, representa el centro de comunicaciones de la Isla por las carreteras que allí confluyen y por ser paso obligado para dirigir al Puerto de la Estaca, a fin de poder enlazar con los servicios regulares de transporte marítimo del archipiélago.

Aparte de la capital, en el municipio de Valverde se encuentran otros poblados, entre los que mencionaremos Mocanal (1.163 habitantes), Ere (398), Guarazoca (480), San Andrés (250) e Isora (775 habitantes).

El municipio de Frontera comprende dos regiones muy distintas y prácticamente aisladas entre sí, ya que se encuentran separadas por las laderas abruptas y escarpadas que bordean en forma semicircular la Gran Caldera de El Golfo.

En la región del Golfo, al oeste, es donde se encuentra la mayor densidad de población, repartida entre pequeños poblados o caseríos. A continuación damos una relación de los mismos:

Frontera o Lapas (capital del municipio)	164	habitantes.
Bergara Alta	69	—
Bergara Baja	91	—
La Carrera	35	—
Las Casitas...	43	—
Los Llanitos..	209	—
Merese	164	—
Los Mocanes..	133	—
Tigoday...	125	—
Rosa Cabrera	22	—
Sabinosa...	233	—

El Chocago, La Dehesa, Guinea, etc., etc.

En la región de levante del municipio, y separados por completo de los anteriores poblados, como ya dijimos, se encuentran los pueblos de Taibique, con 1.586 habitantes, y Las Casas, con 234 habitantes.

La zona sur de la Isla, formada por La Dehesa y El Julian, se encuentra prácticamente incomunicada y deshabitada.

III.—DESCRIPCION GEOLOGICA

1. Antecedentes y estudio geológico

La Isla de Hierro es de naturaleza exclusivamente volcánica.

Unicamente aparecen sobre los materiales volcánicos someros depósitos aluviales, de carácter eólico en la mayor parte de los casos, y de origen travertínico en otros, así como lateritas y productos de la descomposición reciente de las lavas y cenizas volcánicas.

En 1907 citó el profesor Pitard la presencia del Cretáceo en la Isla de Hierro, fundándose en el hallazgo de un ejemplar de *Discoidea pulvinata*, Desor, característico del Cenomanense.

Este ejemplar fue encontrado en la zona de Valverde, y la determinación del Cretáceo en la Isla de Hierro fue, desde entonces, motivo de diferentes hipótesis e interpretaciones.

Autores posteriores han descartado por completo la posible presencia de terrenos cretáceos en la Isla, atribuyendo el error del profesor Pitard probablemente a un defecto en la clasificación del único ejemplar encontrado.

En nuestros recorridos por la zona de Valverde hemos podido comprobar personalmente que no existen en absoluto depósitos sedimentarios distintos del Cuaternario sobre las formaciones volcánicas ni en éste ni en otros parajes de la Isla.

Determinada la naturaleza volcánica de la Isla de Hierro, queda por aclarar el origen y naturaleza de los productos que la constituyen, así como sus relaciones en cuanto a formación y génesis con las restantes islas del archipiélago canario.

Aunque recientemente han aparecido diversas publicaciones de gran mérito, falta todavía, desgraciadamente, por realizarse un estudio de conjunto del vulcanismo canario, que permita, relacionando las características de una y otras islas, determinar de una manera científica cuál ha sido la época de formación del archipiélago y la verdadera historia geológica de las islas que lo constituyen.

Son varias las hipótesis que desde hace tiempo se han expuesto para explicar el origen y la formación de las Islas Canarias. No vamos a entrar en

el detalle de su explicación, y nos limitaremos únicamente a enunciar la más importantes de ellas.

Son éstas: la que supone a las Islas Canarias como prolongación occidental del Atlas africano; la que atribuye a las Islas Canarias un origen volcánico, pero producido el vulcanismo sobre un zócalo antiguo, ligeramente emergido, y la que supone que el origen de las Canarias es exclusivamente volcánico y simático, sin relación alguna con cualquier zócalo cristalino preexistente.

La primera hipótesis ha sido desechada por todos los trabajos científicos modernos, a causa, principalmente, de la evidente disparidad que existe entre la constitución geológica de las islas y la de la gran cadena norte-africana.

En cuanto a la posibilidad de que el vulcanismo canario se haya producido sobre un zócalo antiguo, prolongación del basamento del continente africano, ha sido en realidad aquella que ha servido de base a la mayor parte de la literatura científica que existe sobre la geología de las islas.

Sin entrar en el fondo del problema, y aun cuando nosotros no hayamos observado la presencia directa del basamento en la Isla de Hierro, a pesar de nuestros minuciosos recorridos, debemos indicar que Telesforo Bravo señala la existencia de enclaves de sienitas en la Isla de Tenerife, así como de gabros en la Caldera de Taburiente, en La Palma, y rocas granudas en Gomera y Gran Canaria, sin que por otra parte existan planos geológicos de las mencionadas Islas, en las que se señalen sin lugar a dudas los asomos atribuidos al basamento.

Por otra parte, el profesor Hausen señala como evidente la presencia del substratum primitivo en la Isla de Fuerteventura, y el ilustre ingeniero de Caminos D. Federico Macau, en un artículo publicado en 1957 en la Revista de Obras Públicas, realiza un interesante estudio del vulcanismo en la Isla de Gran Canaria y llega a conclusiones muy interesantes en relación con el problema del substratum de la Isla.

En principio pudiera estimarse que estas consideraciones, de índole principalmente teórica, quedarían fuera del objeto del informe que nos ocupa. En realidad, sin embargo, el hecho de que por encima del nivel del mar, y debajo de los productos volcánicos, pueda existir un zócalo consolidado e impermeable, tiene importancia primordial para el estudio de la hidrogeología de las Islas Canarias, en general, y de la Isla de Hierro, en particular.

Por este motivo vamos a detenernos ligeramente en el examen de las dos hipótesis principales en vigor, sobre la génesis de las islas.

Para el Sr. Macau Oliver, las Islas Canarias deben considerarse como prolongación del Escudo Africano, con el que se hallarían en relación a lo largo de las sucesivas épocas geológicas.

Se refiere el ilustre investigador, en la publicación que comentamos, a

los efectos, en la zona occidental africana, de las transgresiones y regresiones durante el Paleozoico, así como a la influencia de las orogenias caledoniana y herciniana. Supone que durante el Permotrías tiene lugar el hundimiento en bloque de esta zona occidental africana y que, como consecuencia de estos hundimientos, se producen las primeras erupciones volcánicas a lo largo de las líneas de fracturas así originadas. Estas erupciones serían de tipo básico.

A mediados del Secundario comenzaría un nuevo ciclo transgresivo, y durante él continuarían erupciones volcánicas acumulando materiales en las islas, siendo estas erupciones de tipo predominantemente ácido.

Durante el Terciario tienen lugar las grandes dislocaciones de las orogenias alpinas. Estas orogenias dan origen, en el área marginal del Escudo Africano, a grandes fracturas, a lo largo de las cuales se producen de nuevo erupciones volcánicas.

Imagina el autor que estas erupciones son de tipo explosivo, y que producirían grandes modificaciones en la estructura y morfología de las islas.

A continuación y desde el Terciario a nuestros días, continuaría la actividad volcánica en las islas, siendo los productos, cual correspondería (siguiendo las ideas del autor) a un periodo regresivo, de naturaleza predominantemente básica.

Repetimos que no es éste el momento ni lugar para entrar en la discusión de esta interesante teoría del Sr. Macau. El autor la basa, además, en observaciones hechas en las islas de Gran Canaria y Fuerteventura; siendo así, en efecto, que estas islas forman, con Lanzarote, un grupo cuyas características morfológicas (y posiblemente geológicas) son ligeramente diferentes, dentro de la constitución general del archipiélago.

Sin embargo, observamos ya una grave dificultad para la admisión de la teoría, y es la ausencia absoluta y comprobada de sedimentos paleozoicos, mesozoicos o del Terciario inferior, en la totalidad de las islas. Parece evidente que, existiendo estos ciclos de emersión y transgresión, deberían encontrarse, como ocurre en la costa occidental africana, aunque solamente fuesen retazos aislados de sedimentación marina. No es verosímil que las erupciones volcánicas más recientes los hayan hecho desaparecer en su totalidad, sin que siquiera se encuentren en todas las islas pequeños asomos aislados de sedimentación primarios o secundarios.

Hay que tener en cuenta que una parte importante de la teoría que comentamos se basa en el hallazgo, en el fondo de algunos de los barrancos de la vertiente occidental de la Isla de Gran Canaria, de restos de sienitas muy descompuestas que se supone pertenecen al basamento de la Isla. Del mismo modo es verosímil que debieran haberse encontrado fragmentos de materiales paleozoicos o mesozoicos.

Los más antiguos sedimentos marinos que se encuentran en las Islas Canarias corresponden al Mioceno Superior. Tales son los que cita D. Federico

Macau, de Gran Canaria; los que aparecen en Fuerteventura, en la Isla d La Palma (barranco de la Caldera de Taburiente), etc., etc.

En la Isla de Hierro, en cambio, ya hemos dicho que no aparecen de pósitos sedimentarios anteriores al Cuaternario.

De acuerdo con esta evidencia, parece más acertado suponer que la erupción de las Islas Canarias se haya producido durante el Mioceno (posiblemente Inferior) y que una elevación posterior de las mismas hayan dado lugar a que depósitos miocenos marinos se encuentren a alturas que en Gran Canaria llegan a alcanzar 200 metros.

Es muy interesante, repetimos, la observación del ciclo de erupción por el Sr. Macau, y cabe preguntarse la posibilidad de si este ciclo se habrá producido, en efecto, pero desde el Mioceno hasta nuestros días.

La tercera de las hipótesis a que antes nos hemos referido sobre la génesis de las Islas Canarias, supone que el origen de éstas es exclusivamente volcánico y simático, sin relación alguna con cualquier zócalo cristalín preexistente.

Admitida ya hoy día, en efecto, la teoría de las corrientes de convección en la masa del sima, es evidente que estas corrientes habrán de producir en la corteza terrestre gigantescas tensiones, debidas al cambio de dirección del flujo ascendente en el contacto con la zona fría superior.

Estas tensiones dan lugar a zonas de fractura a lo largo de las cuales se produce la ascensión de los productos simáticos y en ellas, por tanto, se encuentran alineados los volcanes de este origen. Sabemos, en líneas generales, que en la corteza terrestre pueden distinguirse las áreas débiles, u orogénicas, y las zonas rígidas o cratones.

En las primeras, las tensiones debidas a las corrientes de convección símatica darán origen a fracturas que aparecerán formuladas como consecuencia de las tensiones secundarias producidas por el cambio de dirección para el descenso de las referidas corrientes dentro de una célula de convección. Las grandes fracturas en las orogénicas deben corresponder, en consecuencia, a los bordes externos de las células de convección.

En los cratones, en cambio, las grandes fracturas tendrían lugar en el centro de una célula de convección, y serán debidas a las tensiones principales originadas por la doble divergencia de la corriente simática ascendente.

Como es sabido, el Océano Atlántico corresponde a uno de los grandes cratones de la corteza terrestre, y en él es fácil apreciar la gran línea de fractura a lo largo de la cual se alinean las islas volcánicas de Canarias, Madeira, Cabo Verde, etc. Las mediciones realizadas durante el reciente Año Geofísico Internacional han puesto de manifiesto la existencia de otra serie de grandes fracturas en el fondo submarino, sensiblemente paralela a la anterior.

En estas condiciones, las Islas Canarias corresponderán a un vulcanismo

puro, en relación con una gran fractura en el área cratónica del Océano Atlántico.

A parte de otras muchas consideraciones que no son de este lugar, abona particularmente la teoría que acabamos de exponer, la naturaleza de los productos volcánicos que forman las islas. En efecto, a los volcanes cratónicos corresponden, en líneas generales, productos simáticos puros, o casi puros, con rocas del tipo de las traquitas y fonolitas y gran predominio de los basaltos. Son éstas, en efecto, las principales rocas que se encuentran en las Islas Canarias.

Admitida, en consecuencia, esta hipótesis, no sería necesario suponer que las fracturas de la corteza terrestre, origen del vulcanismo de las islas, hubiesen de estar en relación con fenómenos orogénicos o epirogénicos, y no sería necesario suponer la presencia próxima de un basamento sometido a períodos de emersión como consecuencia de aquéllos, aunque, evidentemente, la presencia del referido basamento emergido no representa obstáculo alguno.

Ciertamente, en el substratum de los productos volcánicos de las islas se encontrará un determinado basamento sobre el cual es probable se encuentren productos sedimentarios de la mayor parte de los períodos geológicos. Sin embargo, es en algunas islas posible que este basamento se encuentre hoy por debajo del mar y que, en consecuencia, no ejerza efecto alguno sobre la circulación de aguas subterráneas en las islas. Es ésta la conclusión que pretendíamos alcanzar, y la cual justifica la discreción que, de la forma más condensada posible, nos hemos visto obligados a llegar en las páginas anteriores. Asimismo justifica, como veremos más adelante, nuestro interés en comprobar la presencia del referido basamento en la Isla de Hierro.

En cuanto a la época de formación de las Islas Canarias, sólo podemos admitir con certeza que ha sido anterior al Mioceno Superior, ya que en algunas se encuentran depósitos miocenos altos, sedimentados sobre productos volcánicos.

No creemos, sin embargo, que la génesis de las islas haya tenido lugar con anterioridad al Mioceno, y para ello nos apoyamos en la absoluta ausencia de restos de sedimentación de épocas más antiguas.

Refiriéndonos concretamente a la Isla de Hierro, la importancia y dificultad del problema hidrogeológico que nos ocupa justifican que nos extienda ligeramente en la descripción de los tipos de volcanes y morfología general de la Isla, ya que la mayor parte de las soluciones que podamos adjuntar se encontrarán en estrecha relación con estas cuestiones.

2. Morfología y vulcanismo.

De cuanto antecede queda expuesto que el origen de la Isla de Hierro es exclusivamente volcánico, quedando únicamente pendiente de definitiva comprobación el hecho de que este vulcanismo se haya producido o no sobre un zócalo cristalino consolidado y previamente emergido.

En la actualidad no se encuentran manifestaciones volcánicas activas de la Isla. Las erupciones que pudieramos llamar de época histórica son ya relativamente antiguas, y no existen, en consecuencia, testigos presenciales de fenómenos eruptivos.

Ello no obstante, del examen de los restos de los aparatos volcánicos preeistentes puede deducirse cuál ha sido el tipo de volcán predominante y cuáles fueron, en líneas generales, las diferentes fases eruptivas que dieron a la Isla de Hierro su morfología actual.

A pesar de su reducida extensión superficial, pueden contarse en la Isla más de dos centenares de cráteres o conos volcánicos, de los cuales sólo una pequeña parte puede considerarse como cráteres principales y el resto corresponde a cráteres o conos adventicios y a fenómenos volcánicos, consecuencia directa de las erupciones principales. Ello da idea de la gran complejidad del aparato volcánico que constituye la Isla objeto de nuestro estudio. Una enumeración de todos y cada uno de los cráteres, calderas y conos volcánicos que aquí se presentan quedaría fuera de los límites y objeto de este trabajo y merecería, en cualquier caso, un estudio monográfico especial, que confiamos poder realizar en el futuro.

En el mapa adjunto se han representado los más importantes de estos conos volcánicos; entre otros factores, nos ha impedido una representación más detallada la falta de una base topográfica adecuada a una escala de dominador suficientemente grande. Ello no obstante, aparecen representados en nuestro mapa cerca de 200 conos, cráteres o calderas.

Del estudio de los restos de estos aparatos volcánicos se deduce que las erupciones que les dieron lugar tuvieron que ser de tipo estromboliano, vulcaniano o vesubiano, lo que corresponde en realidad a variedades de un mismo tipo de volcán, que se distingue en función de la mayor o menor viscosidad de los productos magmáticos surgentes.

En consecuencia, debemos admitir, para cada fase eruptiva, un conducto o chimenea principal sensiblemente vertical que en superficie da origen a una caldera o a un cráter simple, en virtud del carácter más o menos explosivo de la primera fase de la erupción.

La acumulación de los productos volcánicos (lavas, escorias y cenizas) alrededor de la primitiva abertura o cráter, da lugar a la formación de la montaña principal característica de este tipo de volcanes. Cuando la naturaleza explosiva de la primera fase de la erupción da lugar a la formación

de una caldera, es muy frecuente que en el interior de la misma se formen uno o varios conos volcánicos secundarios.

En cuanto a la depresión originada por la caldera en sí, algunas veces tiene su origen en la voladura por efectos de la explosión, de los productos volcánicos que habrían de colmatarla. Más frecuentemente es, sin embargo, que la depresión que constituye la caldera del volcán se deba al hundimiento del subsuelo, hundimiento que en ocasiones adquiere magnitud extraordinaria, tanto en lo que se refiere a su extensión como a su profundidad.

Desde la chimenea principal, y como consecuencia, principalmente, de las contracciones, se producen grandes grietas, las cuales son a su vez camino de emisión para nuevos productos volcánicos. Muy frecuentemente, al alcanzar estas grietas a la superficie, se originan conos volcánicos adventicios, en disposición lateral en relación con la masa volcánica principal. El relleno de las referidas grietas da origen a los diques que forman parte del aparato volcánico. Estos diques, a consecuencia de su diferente textura (en virtud de las distintas condiciones de enfriamiento) son en general más impermeables que el resto de los productos volcánicos, siempre que no se encuentren agrietadas, y constituyen, en consecuencia, un factor de gran importancia para la investigación de aguas subterráneas en estas zonas. En términos muy generales, los diques a que nos estamos refiriendo presentan una doble disposición. Un primer sistema de diques puede considerarse radial alrededor de la chimenea principal del aparato volcánico, cual correspondería al relleno del sistema de grietas radiales que, por enfriamiento de los productos volcánicos, habrían de producirse.

Un segundo sistema adoptaría una disposición en cierto modo arborecente, a partir de esta misma chimenea principal.

El entrecruzamiento de unos y otros diques da lugar, casi siempre, a una red compleja, en el interior de cuyas mallas quedan bolsadas de productos volcánicos permeables, en los cuales se producen las acumulaciones de agua subterránea.

Generalmente, además, la presencia de nuevas fases eruptivas con posteriores fenómenos de contracción y de aparición de nuevos diques da lugar a aparatos volcánicos muy complicados, cuya complejidad llega a veces a ser extraordinaria.

Por otra parte, debemos tener presente, además, en cuanto al aspecto regional se refiere, la existencia de dos direcciones generales de fractura que por relleno posterior de materiales volcánicos ascendentes dan también lugar a series de diques paralelos entre sí y perpendiculares a las direcciones de las tensiones tectónicas que intervinieron en el proceso de formación del archipiélago.

En su obra, Telesforo Bravo señala como direcciones dominantes de estas series de diques la de NE.-SO. en Tenerife y E.-O. en Gomera, admis-

tiendo la posible existencia de variaciones entre los límites del cuadrante que afecta a la dirección considerada.

Por nuestra parte, y en lo que a la Isla de Hierro se refiere, es conveniente señalar que después de haber tomado las direcciones en numerosos diques, habiendo supuesto su posible trazado a lo largo de varios kilómetros por debajo de la orografía actual, hemos encontrado nuevamente series de diques aflorando en los puntos previstos, generalmente próximos a la costa, y que la erosión ha dejado al descubierto eliminando las coladas y acumulaciones de productos volcánicos más recientes que corrientemente los recubren.

Todo ello nos lleva a considerar que, dentro de la complejidad del aparato volcánico que constituye la Isla de Hierro, existen dos direcciones principales de diques: la primera, y admitiendo también ciertas variaciones angulares, correspondería a N. 45° E., y la segunda a N. 60° W. Las observaciones sobre los diques a que nos referimos se han puesto de manifiesto principalmente en la bajada a Frontera, Las Casitas, Mocanes y Sabinosa, en los llanos de la Ensenada del Golfo; río Tamaduste, en la costa NE., y por último, en Las Playas, en la costa de levante, donde la disposición de coladas y escarpaduras parece indicar la posible existencia en dicho lugar de una primitiva caldera de explosión, de la que sólo pueden verse las paredes, que corresponderían a una porción de su parte occidental.

Por último, puede señalarse que la zona más interesante donde se entrecruzan las mencionadas series de diques corresponde a la región central de la Isla.

En cuanto a los productos volcánicos, en el tipo de volcán que nos ocupa, y al cual pertenecen los que hemos tenido ocasión de estudiar en la Isla de Hierro, pueden agruparse, en términos generales, en las siguientes denominaciones:

- a) Materiales de proyección o piroclastos.
- b) Lapillis y cenizas volcánicas.
- c) Lavas y escorias.
- d) Coladas basálticas.
- e) Otras rocas volcánicas.

En un capítulo posterior nos ocuparemos de la descripción más detallada de estos productos, en lo que se refiere a los materiales que hemos podido recoger en la Isla de Hierro.

Bástenos ahora decir que al primer grupo, entre otros, corresponden las bombas volcánicas y los fragmentos o partículas de rocas más antiguas, arrastrados durante las fases más violentas de la erupción.

Las cenizas y lapillis ocupan superficies considerables de la Isla de Hierro, y presentan, como veremos más adelante, notable importancia desde el

punto de vista hidrogeológico. En cuanto a las lavas y escorias, son productos principalmente basálticos, cuya diferenciación con los basaltos propiamente dichos estriba principalmente en su enfriamiento más rápido, lo que da lugar a variaciones considerables en la textura de la roca. Más adelante, repetimos, nos ocuparemos de la descripción de los basaltos, que en sus distintas variedades constituyen la mayor parte de la Isla de Hierro y ocupan asimismo la mayoría de su superficie, y de las restantes rocas volcánicas, encontradas por nosotros o descritas por otros autores en la Isla.

Expuestas así estas ideas muy generales, vamos a ocuparnos de describir, también a grandes rasgos, la disposición morfológica general de la Isla, atendiendo principalmente a aquello que pueda encontrarse en relación más directa con el régimen de captación, circulación y conservación de aguas subterráneas.

Aunque muy modificada la morfología de la Isla por fenómenos eruptivos posteriores, puede apreciarse en ella la presencia de un volcán y de una serie muy grande, como ya hemos dicho, de aparatos volcánicos secundarios.

Queda pendiente, repetimos, la cuestión del basamento sobre el que pueda apoyarse este aparato volcánico.

Los recientes estudios de Hans Hausen en las islas de Tenerife, Fuerteventura y Lanzarote permiten arrojar alguna luz sobre esta cuestión.

Para el ilustre geólogo finlandés no existen, tanto en la Isla de Tenerife como en la de Lanzarote, afloramientos de las rocas del basamento. En cambio, en la Isla de Fuerteventura aparecen, en grandes extensiones, las rocas basales, formadas por una serie de piroxenitas-peridotitas seguidas de gabros-exitas, incluida en un complejo espilítico que parece haber sido originado por efusiones de tipo submarino.

Este complejo aparece atravesado por infinidad de intrusiones y diques de rocas básicas y ultrabásicas, entre las que predominan los gabros, peridotitas, piroxenitas, etc.

Coincide este cuadro con la hipótesis antes expuesta en relación con la Isla de Gran Canaria, en la que, aun sin afloramientos conocidos, parece ser que existe un basamento próximo, cuya composición pudiera ser análoga a la del que aflora en la Isla de Fuerteventura; en cuanto a las islas más occidentales, y concretamente a la de Hierro, es muy probable que unas rocas basales semejantes hayan soportado a las primeras coladas basálticas.

Como ya hemos dicho anteriormente, hemos dedicado especial atención a este punto y su investigación ha sido objeto de sucesivos itinerarios geológicos en la Isla.

En nuestros recorridos hemos encontrado dos lugares que consideramos interesantes, pues las muestras cogidas macroscópicamente presentaban mayor tamaño de grano y distintas características que la mayor parte de las

rocas de la Isla, que corresponden normalmente a la serie basáltica-olivínica, con textura porfídica.

Estos lugares se encuentran, además, emplazados en las zonas pertenecientes a las primitivas coladas del aparato volcánico, caracterizadas en general por su considerable espesor y los frecuentes diques que las atraviesan.

El estudio microscópico ha puesto de manifiesto, como más adelante veremos, con mayor extensión, que muestras de los parajes a que hacemos referencia, denominados Las Puntas, en la Ensenada del Golfo, y Bahía de Tijimiraque, en la costa de levante, corresponden a basaltos olivínicos holocrystalinos de textura intergranular, en las que la matriz destaca por su tamaño de grano, si se compara con la mayoría de las muestras estudiadas.

Por otra parte, algunas muestras de Las Puntas presentan también textura intergranular ofítica. Independientemente de esta cuestión, debemos señalar que gran parte de las coladas que allí afloran, estas últimas con textura pilotáxica, corresponden a rocas en las que la proporción de minerales félidos (plagioclasa-andesina) es muy superior a los máficos (magnetita-clinopiroxeno), faltando el olivino y suponiendo una transición a rocas más ácidas.

En consecuencia, y aun cuando no se trate de rocas pertenecientes al basamento, cabe admitir que dentro de un proceso volcánico en general reciente, ya que los componentes de los basaltos se encuentran casi siempre inalterados o poco alterados; donde en extensión son mayoría las lavas constituidas por basaltos porfídicos, existen, sin embargo, formaciones en las que las rocas presentan texturas ofíticas y poikiliticas de tránsito a texturas propias de rocas intrusivas, predominando en general el carácter básico de la formación, si bien en algunos lugares pueden encontrarse lavas que indican un tránsito a erupciones más ácidas.

Por todo ello, y teniendo presente los antecedentes señalados en otras islas del archipiélago canario, debemos admitir la presencia de un primitivo aparato volcánico, cuyos productos yacerían sobre un basamento del que no existen afloramientos conocidos.

No es fácil determinar la localización exacta del cráter del volcán principal, ya que, como decimos, las erupciones posteriores han modificado la morfología de la Isla.

Sin embargo, tanto atendiendo a la disposición de las coladas basálticas más antiguas como a la de los diques primitivos, puede afirmarse que la parte central de este aparato volcánico principal correspondería, en líneas generales, al área que se extiende inmediatamente al norte de la alineación formada por los vértices Malpaso y Tenerife.

En general, los productos de este sistema volcánico primitivo están ocultos bajo formaciones volcánicas más recientes. Sin embargo, afloran en repetidos lugares de la Isla, tal como puede apreciarse en el mapa adjunto,

y muy principalmente en aquellas zonas en que los grandes acantilados permiten la observación de las rocas del substratum.

Entre otras zonas, se encuentran los bordes occidental y oriental de la gran depresión de Los Llanillos, que ocupa la parte norte de la Isla. En los grandes acantilados verticales que aquí se presentan, pueden observarse las sucesivas coladas basálticas primitivas, en un espesor de más de 800 metros. En un capítulo posterior nos ocuparemos de la descripción de estos productos volcánicos antiguos. Se trata, casi en su totalidad, de lavas basálticas consolidadas, dispuestas en coladas sucesivas de 50 a 10 metros de potencia. Existen a veces entre ellas mantos de cenizas o lapillis que en la parte superior son vitrificados por la acción de la colada basáltica subsiguiente.

Cuando las coladas de basalto presentan mayor espesor, es relativamente frecuente observar la típica disyunción en columnas prismáticas exagonales, algunas de notable belleza, como las que aparecen en las inmediaciones del Puerto de Valverde, o Puerto de la Estaca.

Otros importantes afloramientos de la serie basáltica primitiva se encuentran en los acantilados o "fugas" de la costa sur de la Isla, y especialmente en los de mayor altura, que aparecen en la costa este de la misma, desde la Punta de San Miguel a la Punta de la Bonanza. Llegan a aflorar aquí también más de 800 metros de coladas basálticas sucesivas, en disposición análoga a la descrita. Finalmente, nuevos asomos de la serie primitiva son el ya descrito Puerto de la Estaca y la curiosa cicatriz que aparece en el paraje Tifirabe, al sur de la carretera de Valverde a Taibique.

En todos estos afloramientos, pero muy especialmente en los que hemos descrito en la parte norte de la Isla, se encuentran muy frecuentes diques verticales, atravesando las coladas basálticas. En las páginas posteriores describiremos los materiales que constituyen algunos de estos diques. Su disposición puede apreciarse en el mapa adjunto, y es notable observar cómo se presentan en forma aproximadamente radial, a partir de un punto central, que coincidiría sensiblemente con lo que hemos supuesto podría ser la parte central del volcán o volcanes primitivos.

Un problema muy interesante lo constituye la disposición morfológica de la parte septentrional de la Isla. Se encuentra aquí un gran arco formado por las paredes casi verticales de lo que podría ser la mitad meridional de una gigantesca caldera.

Es, en conjunto, una disposición muy semejante a la de la gran caldera de Taburiente, en la Isla de La Palma, y casi todos los autores coinciden en suponer que también esta parte norte de la Isla de Hierro correspondería a un gigantesco cráter de explosión.

En realidad no se encuentra otra explicación plausible para interpretar la disposición morfológica de estas zonas, y mientras otros descubrimientos no demuestren lo contrario, parece acertado admitir que esta zona norte de la Isla de Hierro correspondería, en efecto, a la mitad meridional de una

gigantesca caldera. La parte norte de esta misma se encontraría actualmente bajo el mar y, en consecuencia, es lógico suponer que la Isla de Hierro, con anterioridad a la explosión de este volcán, se extendería considerablemente hacia el norte y tendría una superficie casi el doble de la actual.

De todos modos, es muy probable que el tamaño de la caldera que nos ocupa haya sido muy ampliado como consecuencia de fenómenos de hundimientos subsiguientes y posteriores a la fase explosiva del vulcanismo que la originó. Abona esta hipótesis la gran profundidad del fondo submarino en esta zona norte de la Isla, y concretamente en el paraje de la Punta del Salmor.

Algunos autores, entre ellos Fernández Navarro, relacionan este fenómeno volcánico con la presencia de una gran línea de rotura que pasaría próxima a la costa norte de la Isla, y concretamente entre Los Roques y la Punta del Salmor.

En cualquier caso, es evidente que la erupción de este gran volcán tuvo lugar después de formada y consolidada la Isla, como consecuencia del vulcanismo primitivo a que antes nos hemos referido, y con anterioridad a la mayor parte de los procesos volcánicos que vamos a describir seguidamente.

El fondo actual de la caldera está ocupado por lavas producto de erupciones volcánicas relativamente antiguas, sobre las que se superponen en algunos lugares coladas muy recientes. En el mapa adjunto se aprecia también esta disposición.

Finalmente, se observan también los cráteres y conos de erupción recientes, a los que son debidas estas coladas. Entre los más importantes de estos cráteres se encuentran el que aparece adosado a las paredes de la caldera, en el paraje de la Fuga de Gorreta, el cono adosado a la aldea de Frontera, los que aparecen al norte de los Llanos de Binto y junto al vértice Ventejea, y los que se encuentran al oeste de la aldea de Sabinosa.

La mayor parte de la superficie de la Isla está ocupada por coladas basálticas relativamente antiguas y que deben corresponder, en su conjunto, a un periodo de actividad volcánica posterior (o subsiguiente) al que dio origen a la gran caldera de Frontera. Entre los centenares de cráteres que se encuentran en la Isla no es sencillo determinar a cuáles de ellos corresponden las principales emisiones de estas lavas antiguas. Se observan, sin embargo, con claridad, dos alineaciones principales, a lo largo de las cuales debieron estar situados los más importantes centros de emisión. Son estas dos, la que viene delimitada, en dirección E.-W. y por los vértices Bermeja, Tenerife, Malpaso y Ventejea, y la que, en dirección sensiblemente N. 40° E., está jalona da por los volcanes Mercadel, Asomadas, Timbarambo, Toril, Ventejis y Afoba, entre otros.

A la primera de estas alineaciones correspondería la mayor parte de las lavas que cubren la zona meridional y occidental de la Isla. Existen, sin embargo, fenómenos de rejuvenecimiento en los aparatos volcánicos que die-

ron lugar a estas emisiones, por lo cual casi la totalidad de los cráteres primitivos está oculta o modificada por conos volcánicos más recientes.

Especialmente en la zona occidental de la Isla existe profusión de pequeños conos volcánicos secundarios, que deben encontrarse relacionados con esta fase eruptiva; en el mapa adjunto aparecen representados los más importantes de ellos.

La segunda de las referidas alineaciones constituye la directriz principal de la Isla, y sus productos volcánicos son los que han dado a la parte central y oriental de la misma su morfología actual.

El volcán Ventejis es el más importante de los que constituyen esta alineación, y sus lavas han cubierto una gran parte del área noroccidental de la Isla. También son núcleos volcánicos de notable importancia los que se extienden en las inmediaciones de la aldea de San Andrés, y especialmente el Timbarambo, así como el grupo de volcanes del centro de la Isla, y entre ellos el Mercadel, cuyos productos han recubierto gran parte del sur de la misma.

Tal como puede apreciarse en el mapa adjunto, se encuentra una infinidad de conos secundarios, en relación con el sistema volcánico que estamos describiendo. Es notable observar cómo los cráteres de estos volcanes secundarios se encuentran abiertos en determinadas direcciones, hacia las cuales ha tenido lugar, de manera predominante, la emisión de lavas. Es indudable que las condiciones topográficas imperantes en la época en que se produjo este vulcanismo han influido grandemente en la disposición morfológica que comentamos.

De este modo el grupo de volcanes que se extiende al mediodía del cono Mercadel tienen los cráteres abiertos hacia el S., SE. y SW., vertiendo sus productos hacia la parte meridional de la Isla. Los volcanes del grupo del Timbarambo abren sus cráteres hacia el E. y NE., mientras que el gran volcán Ventejis y la infinidad de conos que aparecen al NE. del mismo abren, con gran uniformidad, sus cráteres también hacia el NE. En general, como puede verse en el mapa, el conjunto del aparato volcánico de la Isla es de una complejidad extraordinaria, y sólo a grandes rasgos puede reducirse a estas dos grandes alineaciones citadas, las cuales es muy probable se encuentren en relación con importantes fracturas del substratum.

Como caso curioso, haremos notar que también se encuentran en la Isla algunos ejemplos de vulcanismo típico de fracturas, en el que los volcanes no se presentan como cráteres más o menos independientes, sino como fracturas longitudinales a lo largo de las cuales tiene lugar la emisión de las lavas. El más notable de estos ejemplos se encuentra en la parte noroccidental de la Isla, donde se han producido emisiones de lavas y cenizas a lo largo de una importante rotura, que discurre de este a oeste, desde la crestería que se encuentra sobre la aldea de La Sabinosa, hasta la Punta del Verodal, ya en la costa occidental. En otros casos, pequeños cráteres alineados a lo largo

de una fractura, dan lugar a un único aparato volcánico, sin solución de continuidad, entre aquéllos. Tal es el caso del volcán Restinga, en la parte meridional de la Isla, y del volcán Lomito Pardo, en la costa suroriental.

Toda la parte central de la Isla de Hierro se encuentra recubierta por cenizas, arenas volcánicas y lapillis, producto de las erupciones a que hemos estado refiriendo. Dentro de esta formación, que será descrita en las páginas siguientes, hay que distinguir los conos volcánicos principalmente dichos y las cenizas y arenas que, como consecuencia de las diferentes erupciones, se han depositado sobre las lavas que cubrían la Isla.

Incluso dentro de los conos volcánicos habremos de distinguir los que corresponden a las fases eruptivas a que nos hemos estado refiriendo, y lo que se hallan en relación con vulcanismos más recientes, de los que nos ocuparemos a continuación.

Tal es el caso de los lapillis, cenizas y arenas que cubren la crestería principal de la Isla, entre los vértices Ventejea y Malpaso. En su mayor parte, corresponden estos productos a erupciones muy recientes y se han depositado sobre los materiales volcánicos pertenecientes al vulcanismo que ahora describimos.

En general, las cenizas y arenas de estas fases volcánicas antiguas están meteorizadas en superficie, y han dado origen a tierras de labor en las que se encuentran los principales cultivos de la Isla. También las arenas finas que cubren la zona de pinares del E. y SE. de la Isla han sido formadas expensas de estos materiales volcánicos.

Todos estos materiales, extraordinariamente permeables e higroscópicos tienen gran importancia desde el punto de vista hidrogeológico.

Con posterioridad a estas fases volcánicas, que denominaremos antigua y cuya erupción ha debido tener lugar en el Cuaternario, se encuentra un vulcanismo muy moderno, incluso posiblemente en parte de época histórica, dentro del cual distinguimos dos fases, que hemos denominado, sucesivamente, "subreciente" y "reciente".

Al vulcanismo subreciente corresponden una serie de coladas de lavas basálticas negras, todavía muy poco meteorizadas, que dan origen a los llamados "malpaíses", lugares de suelo muy quebrado, en los que es muy difícil el tránsito y prácticamente imposible los cultivos.

Los más extensos malpaíses de la Isla se encuentran en la caldera de Frontera, en la parte septentrional de la Isla. De ellos, el más oriental corresponde a un río de lava que tiene su origen en el cráter abierto en la misma pared del acantilado basáltico que forma los bordes de la caldera.

A continuación se encuentra un extenso malpaís, formado por la lava del volcán de Frontera. Más al oeste, dos grandes extensiones de lava subreciente se han formado con los productos de los volcanes de los Llanos de Binto y de Ventejea, respectivamente. Todavía más al oeste, el pequeño volcán de La Sabinosa da origen a los depósitos de lava inmediatos al ma-

nancial de la Fuente de la Salud; el agua carbónica y mineralizada de este manantial se halla probablemente en relación con estas manifestaciones volcánicas.

Toda la costa occidental de la Isla de Hierro está ocupada por lavas recientes y subrecientes que dan origen a extensos malpaíses.

Las primeras están formadas por las erupciones del volcán de Los Charcos y del grupo de pequeños volcanes que forman las montañas Terraca y Colorada. Es notable observar cómo estas erupciones volcánicas modernas, y las más recientes de que nos ocuparemos más adelante, han producido un aumento considerable de la extensión de la Isla hacia el oeste.

En el extremo sur de la Isla se encuentra también un extenso malpaís formado por lavas subrecientes. Tiene su origen en una serie de pequeños conos volcánicos que ocupan gran parte de esta zona meridional, pero las lavas modernas descansan aquí directamente sobre las coladas más antiguas sin provocar perceptible aumento de la extensión de la Isla hacia el sur. Por último, un importante río de lava, también subreciente, se origina en el volcán Chamuscadas y se extiende en una franja de considerable amplitud hasta los acantilados de la vertiente oriental de la Isla. También debemos citar, entre estos productos volcánicos modernos, los que se extienden en una estrecha faja de la costa norte de la Isla, entre la Punta del Salmor y la Baja del Negro. En el mapa adjunto se aprecia la disposición de estos depósitos de lava y de los volcanes que los originan.

Nos quedan, finalmente, por describir las formaciones volcánicas, de época reciente, y que pudieramos considerar incluidas en el vulcanismo histórico.

No se tienen noticias de erupciones de época actual en la Isla, pero la naturaleza y escasa meteorización de algunas lavas y lapillis hace suponer que su emisión ha tenido lugar hace pocos centenares de años.

Entre estos productos volcánicos que llamamos recientes, destacan los que ocupan la costa suroccidental de la Isla, en el paraje denominado de Orchilla, y que aparecen formados por la erupción del grupo de volcanes que aquí se encuentra y cuyos conos aparecen representados en el mapa adjunto.

De época muy semejante deben ser las lavas recientes que ocupan una franja en la costa sur de la Isla, entre la Cala de Tacorón y la Punta de las Lapillas. Han sido formados estos productos por la erupción del conjunto de volcanes que ocupan esta zona, y entre los que destaca el Tacorón.

En nuestra opinión, la más reciente de las erupciones volcánicas en la Isla de Hierro es la que ha formado el malpaís de Tamaduste, en la costa NE. de la Isla. Destacan aquí las lavas basálticas de un negro intenso, prácticamente sin meteorización, y las cenizas y lapillis también negras del cono del volcán.

Desbordan estas lavas sobre las coladas antiguas y llegan a alcanzar al

mar, por lo que en este paraje, más accesible, no se encuentran los profundos acantilados que jalonan otras zonas costeras de la Isla.

3. Depósitos sedimentarios

Como ya dijimos en las primeras páginas de esta Memoria, la naturaleza de la Isla de Hierro es absolutamente volcánica. No existen depósitos sedimentarios que verdaderamente puedan ser considerados como tales, y sí únicamente muy someras formaciones cuaternarias, cuya importancia geológica es casi nula, pero que presentan notable interés desde el punto de vista de los cultivos y las repoblaciones forestales.

Entre estas formaciones cuaternarias citaremos, en primer lugar, las concreciones calizas que en algunos lugares, muy escasos, yacen sobre las coladas basálticas. Estas concreciones están formadas por la precipitación del bicarbonato cálcico en disolución en las aguas subterráneas, que han llegado a fluir en la superficie.

Los depósitos que nos ocupan tienen muy pequeña extensión, por lo que no han podido ser representados en el mapa adjunto, y un espesor generalmente de pocos centímetros. Se encuentran en las proximidades de los escasos manantiales y de otras fuentes, hoy secas, que debieron surgir en épocas de mayor riqueza pluviométrica. Una investigación muy detallada de estos depósitos calizos permitiría arrojar alguna luz sobre el régimen anterior de circulación de aguas subterráneas en la Isla.

Mayor importancia presentan los depósitos de arenas y arcillas arenosas a que nos hemos referido en páginas anteriores.

Dentro de ellos podemos distinguir dos tipos principales: al primer corresponden las arenas arcillosas, de grano grueso, formadas *in situ*, expensas de la meteorización y descomposición de los materiales basálticos. Se extienden éstos principalmente en la parte NE. de la Isla y concretamente en las inmediaciones del pueblo de San Andrés. Su potencia llega a alcanzar hasta un metro y dan origen a muy buenas tierras de labor. Depósitos deanáloga naturaleza, aunque menos extensos y someros, se encuentran también al norte de la aldea de Mocanal, en la zona costera septentrional de la Isla.

Al segundo grupo corresponden las arenas arcillosas finísimas, que en forma de polvo casi impalpable cubren grandes extensiones de la zona oriental de la Isla, entre San Andrés e Isora. Yacen generalmente sobre los lajillos y cenizas volcánicas de esta zona, y a causa de su carácter irregular y discontinuo no aparecen dibujados en el mapa adjunto, por no hacer más confusa la representación.

El origen de estos depósitos es, a nuestro juicio, principalmente eólico

pero posteriormente han sido fijados y conservados por los magníficos pinares que existen en esta zona.

4. Materiales volcánicos y su estudio petrográfico

A continuación adelantamos algunas ideas sobre la naturaleza de los materiales volcánicos de la Isla de Hierro, como consecuencia del estudio analítico de las muestras recogidas por nosotros, que ha sido llevado a cabo con minuciosidad y detalle por el Laboratorio Petrográfico del Instituto Geológico.

En primer lugar, debemos señalar que la mayor parte de la Isla se halla cubierta por productos procedentes de un magma básico y que las lavas están formadas normalmente por basaltos olivínicos inalterados o con una ligera alteración del olivino en iddingsita, lo cual parece indicar que se trata de materiales de un vulcanismo relativamente moderno.

Sin embargo, y dentro de esta consideración general, con el fin de diferenciar las distintas formaciones que constituyen el conjunto volcánico, hemos preferido adoptar la terminología de serie basáltica antigua, lavas basálticas antiguas, lavas subrecientes y lavas recientes, para designar distintas fases eruptivas del proceso volcánico.

Consideramos integrada la serie basáltica antigua por un conjunto de coladas de gran espesor y escasa inclinación, en las que alternan lavas y tobas principalmente atravesadas por numerosos diques que corresponden al primitivo aparato volcánico. Los materiales que la integran son basaltos de olivino contenido fenocristales de olivino, en ocasiones ligeramente alterado en iddingsita; augito titanado y pasta formada por augito, plagioclase y magnetita. La textura observada es porfídica, poiquilitica o intergranular, en ocasiones, con tamaño de grano relativamente grueso, como ocurre en algunas coladas de la Bahía de Tijimiraque.

Conviene destacar que, dentro de la tónica general de magma básico a la que corresponden los productos volcánicos estudiados, como anteriormente dijimos, hemos hallado en algunos puntos, entre los que destaca el paraje de Las Puntas, numerosas muestras cuyo estudio petrográfico ha revelado cierta tendencia a rocas más ácidas, constituidas por basaltos sin olivino con fenocristales de plagioclase y clinopiroxeno, estando la pasta formada por plagioclase, clinopiroxeno, magnetita y en ocasiones hornblenda o melilita. La textura de estas muestras pasa de intergranular a pilotáctica o fluidal, sobre todo en el caso de los basaltos meliliticos.

Las lavas basálticas más antiguas, pero posteriores a la serie primitiva, se encuentran en su mayor parte formadas por coladas alternadas de lavas y escorias de menor espesor que las coladas del primitivo aparato volcánico, que recubren en extensas zonas sobre vertientes y acantilados, por lo que

generalmente su inclinación es mucho mayor, y desde luego no se encuentran atravesadas por los diques. Las rocas constitutivas son basaltos de olivino formados por fenocristales de olivino inalterado, clinopiroxeno y plagioclasa, y matriz de plagioclasa, clinopiroxeno y en ocasiones vidrio pardo residual. La textura suele ser porfídica o pilotáctica (fluidal).

Dentro de estas corridas de lava, en la bajada a Frontera se han encontrado limburgitas de textura porfídica con fenocristales de olivino, es caso piroxeno y matriz de augito, magnetita y plagioclasa básica.

En cuanto a los materiales que forman las lavas que hemos denominado subrecientes y recientes que cubren gran parte de los malpaíses, se en esencia basaltos de olivino, o hialobasaltos de composición similar a lo anteriores, con textura porfídica o vitrofídica, matriz vítreo dominante en ocasiones, vesículas abundantes.

De las 47 muestras analizadas, a continuación damos el resultado de estudio petrográfico de las que hemos considerado más características, llevado a cabo, como al principio señalamos, en los Laboratorios del Institut Geológico.

A) Coladas de la serie basáltica primitiva:

MUESTRAS DE LA BAJADA A FRONTERA, LAS CASITAS Y BAHÍA DE TIJIMIRIQUE

Clasificación: Basaltos de olivino.

Textura: Intergranular típica, plagioclasa microlítica o idiomorfa y augito intersticial y granular.

Componentes: Fenocristales de olivino y augito (escasos). Matriz, augito probablemente titanado a juzgar por su coloración rosada. Plagioclasis microlítico, probablemente labrador-magnetita.

Alteración: Todos los componentes aparecen inalterados, a excepción del olivino, que presenta una débil alteración marginal en limonita o iddingsita. Roca efusiva y moderna.

Tamaño de grano: Los granos de magnetita tienen diámetros comprendidos entre 0,04 y 0,2 mm.; los microlitos de plagioclasa, longitudes de 0,4 a 0,6 mm. y anchuras inferiores; los fenocristales de olivino, hasta 1,1 mm.

Una de las muestras de Tijimiraque es de grano muy superior, en cuya matriz apenas destacan los escasos fenocristales.

Todas ellas son holocristalinas, de textura intergranular, con piroxeno y magnetita subidiomorfos y moldeados por plagioclasa.

Estas muestras son precisamente aquellas en las que la matriz destaca

por su tamaño de grano, muy superior a las que describiremos posteriormente, sobre todo la muestra de Tijimiraque.

La muestra de Las Casitas destaca por la proporción superior de plagioclasa, por su textura más que intergranular, pilotáctica y por la presencia de secciones prismáticas y basales de apatito.

MUESTRAS DE PLAYA DULCE DE ICOTA

PREPARACIÓN NÚM. 1.—Basalto de olivino.

Textura: Porfídica e intergranular en la pasta.

Componentes: Fenocristales: olivino, clinopiroxeno y magnetita. Pasta: plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita.

Observaciones: La cantidad de fenocristales es abundante. El plagioclasa no presenta fenocristales. Da lugar a secciones tabulares, entre las cuales se encuentran clinopiroxeno y magnetita granulares. Pasta de grano fino.

Alteraciones: Todos los componentes se conservan frescos, a excepción del olivino, que muestra alteración marginal de iddingsita (aureola rojiza en torno a los cristales).

PREPARACIÓN NÚM. 2.

Clasificación: Basalto de olivino vesicular.

Textura: Porfídica. Intergranular la de la matriz.

Componentes: Fenocristales: olivino (alterado en mineral opaco) augito. Matriz: plagioclasa, clinopiroxeno (augito), magnetita y carbonatos.

Observaciones: Roca muy similar por su textura y composición a las descritas más arriba, aunque con una pequeña diferencia. Algunas de las vesículas parecen llenas de agregados criptocristalinos de carbonatos. Estos también se hallan en las fracturas y huecos.

MUESTRAS DE LAS CASITAS Y RISCO DE TIMBALAJE

PREPARACIÓN NÚM. 1.

Clasificación: Basalto.

Textura: Intergranular. Variedad de textura ofítica con plagioclasa microlítico y piroxeno intersticial. En algunos casos la textura más que intergranular es pilotáctica, ya que el plagioclasa microlítico tiene orientación fluidal. La roca no es porfídica y tampoco se observa vidrio en la pasta.

Componentes: Pasta o matriz: plagioclasa, Ab₅₅ An₅₅ a Ab₅₅ An₅₅ (an-

desina básica-labrador), clinopiroxeno augito. Domina el plagioclasa sobre el piroxeno, como frecuentemente ocurre en los basaltos.

Componentes accesorios: Magnetita.

Alteración: Todos los componentes, inalterados. Carácter de roca volcánica moderna.

Tamaño de grano: Magnetita y piroxeno, que son granulares y alotriomorfos; tienen diámetro de 0,04 mm. y el plagioclasa microlítico longitudes de 0,1 a 0,2 mm.

PREPARACIÓN NÚM. 2.

Esta muestra, en rasgos generales, es análoga a la anterior. La diferencia consiste en que la proporción de minerales félscicos (plagioclasa tipo andesina) es muy superior a los máficos (magnetita, clinopiroxeno). Se observa la presencia de fenocristales de plagioclasa y el desarrollo de la textura pilotáctica con agregados afieltrados de microlitos de plagioclasa.

Componentes: Fenocristales plagioclasa tipo andesina con una proporción de An de 45 %, ángulo axial de $zV = +82^\circ$ y 84° . Matriz: plagioclasa, clinopiroxeno verdoso, magnetita esfena, vidrio rosado residual.

Clasificación: Plagiobasalto.

Textura: Pilotáctica.

Alteraciones: Todos los componentes permanecen inalterados.

Tamaños: El tamaño de los fenocristales de andesina es de dos milímetros de longitud, la pasta es de grano intermedio holocristalina. No se ha observado mineral de olivino.

PREPARACIÓN NÚM. 3.

Clasificación: Basalto melilitico.

Textura: Más que intergranular es fluidal (pilotáctica).

Componentes: Fenocristales: plagioclasa y clinopiroxeno. Matriz: plagioclasa, clinopiroxeno, magnetita, melilita y hornblenda basáltica (parda, pleocroica, alterada en magnetita).

Observaciones: Los fenocristales de plagioclasa son del tipo de alta temperatura con un 45 % de An y ángulo axial de 80 a 84° ; normalmente están zonados, a menudo con anchos núcleos homogéneos y una o varias aureolas periféricas; también se observa un zonado más complejo e irregular. Los microlitos de plagioclasa predominan en la matriz; sus láminas acusan subidiomorfismo y también pueden llegar a ser alotriomorfos; con frecuencia, sin embargo, el piroxeno se muestra más bien idiomorfo. Ambos se presentan en cúmulos de fenocristales, bien por separado, bien juntos. Los fenocristales de plagioclasa son de mayor tamaño y más frecuentes.

La melilita acusa secciones prismáticas y basales de color pardo, con

débil pleocroismo, extinción recta, colores de polarización bajos (grises) y alto relieve (un índice muy superior al bálsamo).

Alteraciones: Todos los componentes se conservan inalterados.

MUESTRA DE DIQUE EN TAMADUSTE

Clasificación: Basalto de olivino.

Textura: Porfídica. La de la pasta intergranular, matriz microcristalina con piroxeno (augito titanado) y magnetita granulares entre los cristales tabulares de plagioclasa.

Componentes: Fenocristales: olivino y augito titanado. Pasta: plagioclasa, augito y magnetita.

Observaciones: Los fenocristales no se presentan en cantidad, pero su tamaño destaca ante la matriz fina (1-2 mm. y menores).

Los fenocristales de olivino se muestran rotos, fracturados y corroídos, con penetraciones de minerales de la pasta; suele estar rodeado por aureolas de reacción de piroxeno o mezclas de piroxeno y magnetita.

El clinopiroxeno es de color pardo con tinte de color púrpura debido a titanio (augito titanado); presenta secciones no macladas y otras macladas muy complejamente, y muestra estructuras de reloj de arena y zonadas.

El plagioclasa presenta láminas tabulares (presenta únicamente en la base) con maclas de dos o tres individuos; no se observa zonado alguno.

La magnetita forma octaedros, cubos idiomorfos, esqueletos de cristales y granos redondeados.

Alteraciones: En las dos primeras muestras los minerales permanecen inalterados. En la última (dique de Tamaduste) el olivino muestra alteración marginal en iddingsita y magnetita.

Carácter de roca volcánica moderna.

La última muestra (dique de Tamaduste) se distingue de las anteriores por tener las fracturas, huecos y vesículas llenos de celita.

MUESTRA DE DIQUE EN PUERTO ESTACA

Clasificación: Basalto de olivino.

Textura: Porfídica. La de la parte intergranular con tendencia a la fluidal, sobre todo en las proximidades de los fenocristales.

Componentes: Fenocristales: olivino, clinopiroxeno, muy escasos de plagioclasa y de tamaño reducido. Pasta: plagioclasa (tipo labrador), clinopiroxeno (tipo augito titanado), magnetita y vidrio residual pardo.

Observaciones: La cantidad de fenocristales es muy abundante, con diámetros del orden de 4,00, 3,60, 2,00 mm. y menores.

El olivino se muestra fracturado, roto y corroído por la pasta; igualmente presenta penetraciones, por lo general irregulares y dispuestas con frecuencia en el núcleo.

Todos los componentes se observan frescos, a excepción del olivino, que muestra una débil alteración de magnetita e iddingsita.

B) Coladas de lava de la denominada "serie antigua", "subreciente" y "reciente".

ESTUDIO CONJUNTO POR SU ANALOGÍA DE MUESTRAS CORRESPONDIENTES A MOCANAL, GUARAZOCA, PARTE BAJA DE FRONTERA Y TAIBIQUE

De estas siete muestras se dará un estudio conjunto por su analogía.

PREPARACIONES NÚMEROS 1 AL 7.

Basaltos de olivino vesiculares. La proporción de vesículas no es igual, pero todas ellas permanecen huecas y con formas y tamaños irregulares.

Textura: Porfídica, holocristalina. La pasta presenta textura intersticial: matriz microcristalina con clinopiroxeno, magnetita y vidrio pardo residual entre los cristales tabulares de plagioclasa. La textura de la matriz de las dos últimas muestras tiende a la pilotáctica con varillas de plagioclasa, más o menos predominantes y de orientación paralela (fluidal).

Componentes: Microfenocristales: olivino, clinopiroxeno, escasos de plagioclasa (tipo labrador). Pasta: plagioclasa, clinopiroxeno, magnetita y vidrio pardo residual.

Observaciones: Los microfenocristales tienen tamaños de 0,5 a 0,4 milímetros y menores. Algunas preparaciones muestran también escasos fenocristales de tamaño 3,6, 2,6, 2 y 1,2 mm. de olivino y augito.

Abundan en el olivino inclusiones o penetraciones irregulares redondeadas de vidrio pardo, de magnetita, plagioclasa y piroxeno, todos ellos minerales de la pasta.

Todas estas muestras destacan principalmente por la enorme cantidad de magnetita granular (fina) incluida en la pasta.

El grano de la pasta es francamente fino, destacando únicamente las varillas de plagioclasa no zonada del tipo de alta temperatura, con maclas de dos o tres individuos.

Todos los componentes permanecen inalterados.

PREPARACIÓN NÚM. 8.

Clasificación: Basalto de olivino.

Textura porfídica: La textura de la pasta se asemeja a la intersectal

(no contiene restos de vidrio), con cierta tendencia a la fluidal, sobre todo en las zonas de contacto con los fenocristales.

Componentes: Fenocristales: olivino, clinopiroxeno y magnetita (más escasos). Pasta: plagioclasa, clinopiroxeno (augito) y magnetita.

Observaciones: La cantidad de fenocristales es francamente importante; se dan casos, como en la primera muestra, que éstos ocupan una superficie superior a la de la pasta. El piroxeno se observa en cúmulos, además de aislado. El tamaño de los fenocristales asciende a 5-6 mm. de longitud; las dimensiones normales son de 1-3 mm.

En torno a los fenocristales de olivino se observan aureolas de reacción de piroxeno y magnetita. En estos lugares, y alrededor de algunas vesículas, la pasta observa un teñido de óxidos de hierro.

Son frecuentes las penetraciones de los minerales de pasta en el olivino (el vidrio sólo se puede conservar aquí).

El olivino se encuentra escaso en la pasta y se observa limonitizado en estos casos.

Los demás componentes permanecen frescos.

La materia en estas muestras es de grano fino, siendo algo superior el de la primera.

Las proporciones de los componentes de la pasta es muy aproximada; quizás sea algo mayor la proporción de magnetita, siendo la cantidad de piroxeno (con respecto al plagioclasa y magnetita por separado) algo inferior en la muestra intermedia.

PREPARACIÓN NÚM. 9.

Clasificación: Basalto limburgítico de olivino. Debido a la pequeña proporción de feldespato (plagioclasa), la roca parece ser un tránsito entre limburgita y basalto de olivino.

Textura: Porfídica, vítreo para la pasta. También podría ser denominada vitrofídica, aunque la cantidad de fenocristales es más bien abundante.

Componentes: Fenocristales: olivino y piroxeno. Matriz: piroxeno, magnetita, vidrio y plagioclasa.

Observaciones: El vidrio es opaco e isotrópico. Opaco debido al contacto sufrido con el aire. Su cantidad es muy apreciable, color oscuro, pardo, relieve superior al bálsamo de Canadá.

Alteraciones: Todos los componentes se conservan inalterados.

Tamaños: Los tamaños de los fenocristales alcanzan los 2 mm. La pasta es vítreo, con microlitos diminutos.

MUESTRA DE MALPASO

Clasificación: Basalto de olivino.

Textura: Porfídica muy definida, pues el tamaño y cantidad de fenocristales es importante. Intergranular la de la pasta.

Componentes: Fenocristales: olivino y clinopiroxeno (augito). Pasta: fina, compuesta de plagioclasa (tipo labrador), clinopiroxeno y magnetita.

Observaciones: El tamaño de los fenocristales es de 2 mm. y mayores, hasta 5 mm. de diámetro.

Los fenocristales se muestran fracturados y corroídos por la pasta, pero inalterados.

La magnetita presenta formas esqueléticas además de cristales idiomorfos (cubos y octaedros).

MUESTRA DE TIMBARAMBO

Clasificación: Hialobasalto (vítreo) vesicular.

Textura: Vitrofídica; matriz vítrea dominante con fenocristales subordinados.

Componentes: Microfenocristales (escasos fenocristales): olivino, clinopiroxeno (con frecuencia en cúmulos). Pasta: vidrio pardo, microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita granular.

Observaciones: La mayor parte de la pasta está ocupada por vidrio pardo isótopo en tránsito a cristalización (transformación en plagioclasa y clinopiroxeno).

El clinopiroxeno (augito) muestra color púrpura, debido al titanado; presenta maclado complejo y estructura de reloj de arena.

El tamaño de los fenocristales oscila entre 4 y 2 mm. de longitud. Los microfenocristales son de 0,3 mm. de diámetro y menores dimensiones.

Todos los componentes permanecen inalterados. El carácter de la roca es volcánico moderno.

Las vesículas son abundantes, sin relleno e irregulares por su tamaño y forma (algunas de más de 5 mm.).

Resumen del estudio petrográfico.

Las rocas estudiadas son básicas (basaltos o basaltos de olivino), saturados, ligeramente no saturados y no saturados y ultrabásicos (limburgitas), frecuentemente no saturadas.

Los basaltos de olivino, las rocas más frecuentes, tienen olivino, piro-

xeno, augito titanado y menos frecuentemente plagioclasa labrador en fenocristales y piroxeno; plagioclasa y magnetita granular en pasta. Tienen carácter de lavas modernas, con todos los elementos inalterados o a lo sumo una alteración, generalmente ligera, del olivino en iddingsita; quizás las rocas que la tengan no sean tan modernas como aquellas en que todos los componentes permanecen inalterados. El orden general de formación ha sido: 1.º Olivino; sólo presente en fenocristales. 2.º Piroxeno; forma fenocristales y pasta. Suele mostrar estructura en reloj de arena y un zonado que evidencia un núcleo más magnesiano que la periferia. 3.º Plagioclasa; más frecuente en pasta que en fenocristales; y 4.º Magnetita en pasta. El plagioclasa, como es frecuente en rocas lávicas, evidencia óptica de alta temperatura.

Tránsito a rocas más ácidas lo constituyen algunos basaltos que no tienen olivino, el componente más economizador de sílice en las rocas estudiadas, y tránsito a rocas más básicas los basaltos limburgíticos o limburgitas, donde la plagioclasa comienza a ser un componente accesorio que acaba por desaparecer. Ambos tipos de rocas han sido estudiados en la serie remitida, fundamentalmente formada por basaltos olivínicos con félsicos en proporción ligeramente inferior a la de máficos. Los basaltos ordinarios tienen fenocristales de augito y accidentalmente de plagioclasa con pasta de ambos componentes, y las limburgitas fenocristales de olivino y piroxeno en una pasta básica, donde suele entrar en forma potencial la composición de un plagioclasa básico.

Los hialobasaltos estudiados, probablemente representan zonas de enfriamiento rápido en las coladas basálticas, rocas que por contener poca sílice son poco viscosas y menos aptas a formar vidrios volcánicos que los magmas más ácidos y síliceos.

Una de las rocas estudiadas es un basalto melilitítico que contiene prismas de una melilita con su estructura chagrinada característica (peg. estructure).

Dos de las rocas estudiadas presentan rellenos, en vesículas y fracturas, por minerales ceolíticos hidrotermales.

La textura general es porfídica, que supone la presencia de dos generaciones cristalinas, pero las pastas muestran texturas particulares que merecen un ligero comentario.

En rocas holocristalinas es muy frecuente la textura intergranular con plagioclasa microlítico y piroxeno granular *intersticial*; quizás supone una cristalización del plagioclasa de la pasta anterior a la del piroxeno de la misma. También es frecuente la *pilotáxica*, donde el plagioclasa adopta una disposición fluidal reflejo de los movimientos del magma antes de cristalizar.

Cuando aumenta el número de fenocristales y disminuye la proporción de pasta observamos tránsito a las texturas propias de las rocas plutónicas, *ofíticas* y *poiquiliticas*, con planos xenomorfos de piroxeno que contienen

inclusiones de plagioclasa idiomorfo. Las tales rocas representan, a nuestro modo de ver, zonas de enfriamiento lento en las coladas y no verdaderas rocas plutónicas del basamento, ya que tienen la misma composición de las lavas, el mismo carácter de rocas modernas y porque la iddingsita, que sustituye en ellas al olivino, es mineral secundario de lavas y no de rocas plutónicas, donde el olivino siempre aparece sustituido por minerales del grupo de la serpentina.

Un tránsito a la textura *vitrofídica* de los hialoblastos lo constituye la textura *intersticial* de las rocas hipocristalinas, con plagioclasa microlítico y los intersticios ocupados por vidrio o productos secundarios de alteración.

La estructura *vesicular* es muy frecuente en las rocas estudiadas. Las vesículas representan los orificios de salida de gases al escapar del magma viscoso y, en contadas ocasiones, aparecen ocupadas por rellenos de carbonatos o ceolitas.

IV.—INVESTIGACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

En virtud de lo expuesto en páginas anteriores, podemos ya mantener un criterio en cuanto a sus posibilidades de alumbramiento de aguas subterráneas en la Isla de Hierro.

Según sabemos, la Isla es extraordinariamente pobre en manantiales.

En realidad, y aunque hemos llevado a cabo un estudio exhaustivo respecto a posibles fuentes existentes sobre los datos que nos han sido facilitados y la información recibida, cuyo resumen dejamos reflejado en el mapa y relación de pozos y manantiales que se adjunta en este informe, la conclusión a que se llega después de nuestras observaciones personales es que aunque no existen aforos puede asegurarse que el caudal conjunto de las fuentes reseñadas es prácticamente inapreciable, muy escaso y desde luego insuficiente para resolver el problema de consumo público que tiene planteado la Isla.

En las costas existen algunos manantiales de mayor consideración, pero por desgracia sus aguas se hallan contaminadas por las del mar y únicamente son aprovechables cuando desciende la marea.

En cuanto a los alumbramientos de agua subterránea, únicamente existían con elevación mecánica, cuando visitamos la Isla por primera vez, los pozos de Guinea y Aguas Nuevas, situados ambos en el Golfo, término municipal de Frontera, próximos a la costa.

RELACIÓN DE POZOS Y MANANTIALES EN LA ISLA DE HIERRO

Denominación	Paraje	Cota aproximada sobre el nivel del mar.	Destino del agua	Caudal	Calidad
Fuente de Azola.	Barr. ^a de Azola (Las Playecillas).	100 m.	Consumo.	Escaso.	Potable.
Fuente de Binto.	Llanos de Binto	1.250 m.	Consumo.	Escaso.	Potable.
Fuente de Rodrigo.	El Tomillar.	1.000 m.	Consumo.	Escaso.	Potable.
Fuente de Isora.	Barr. ^a de Isora (Las Playecillas).	100 m.	Consumo.	Inapreciable.	Potable.
Manantial del río Tamaduste.	Río Tamaduste.	125 m.	—	Inapreciable.	Potable.
Fuente de San Lázaro.	Tenecedra.	650 m.	Consumo.	Inapreciable.	Potable.
Manantial y Pozo de Ircutra.	Las Playas del Roque de la Bonanza.	75 m.	Consumo y Riego.	Apreciable.	Potable.
Pozo de los Cardenes.	Las Playas.	75 m.	Consumo.	Apreciable.	Potable.
Manantial y Pozo de la Ballena.	Playa Manchas Blancas.	75 m.	Consumo.	Inapreciable.	Potable.
Pozo de Tacorón.	Cala Tacorón.	25 m.	—	—	Potable.
Manantial y pozo.	Roque Chemillé. Playa Los Múzos.	50 m.	—	Escaso.	Potable.
Manantial de Las Playecillas.	Las Playecillas.	100 m.	—	—	Potable.
Pozo de la Salud.	Playa Goranes.	75 m.	—	—	Bicarbonatadas.
Pozo y manantial Los Negros.	Punta de los Reves.	50 m.	—	Apreciable.	Potable.
Pozo de Guinea con motor. Pozo de Aguas Nuevas, con motor.	El Golfo.	100 m.	Consumo y Riego.	Estimado en 15 l/s.	Potable algo salobre.
Pozo Las Salinas	La Guancha.	25 m.	—	—	Salobre.
Manantial El Jorardo.	Punta El Jorardo.	75 m.	—	—	Potable.
Pozo La Caleta.	Playa La Caleta.	25 m.	—	—	Pot. salobre.
Pozo Tamaduste.	Tamaduste.	25 m.	—	—	Salobre.
Pozo Tijimiraque.	B. ^a Tijimiraque.	—	—	—	Salobre.
Pozo Tijimiraque, con motor.	Punta de Tijimiraque.	100 m.	Consumo.	Estimado superior a 10 litros/seg.	Potable.

RESULTADO DE LOS ANÁLISIS QUÍMICOS DE ALGUNAS MUESTRAS DE AGUA EN LA ISLA DE HIERRO

Fuente de San Lázaro:

Anhídrido sulfúrico...	0,0343	gr. litro.
Cal ...	0,0288	—
Magnesia...	0,0325	—
Cloro...	0,1225	—
Cloruro sódico ...	0,2019	—
Grado hidrotimétrico...	18°	

Pozo de Tamaduste:

Anhídrido sulfúrico...	0,3361	gr. litro.
Cal ...	0,1400	—
Magnesia...	0,0651	—
Cloro...	3,0310	—
Cloruro sódico ...	4,9969	—
Grado hidrotimétrico...	65°	

Según datos recibidos, el caudal aforado es el de 15 litros por segundo. Las aguas obtenidas pertenecen al manto basal de la Isla y son ligeramente salobres, aun cuando se utilicen para el consumo y riegos. Posteriormente, durante el periodo de nuestros trabajos tuvo lugar la instalación con elevación a motor en un pozo en Punta de Tijimiraque, cuyo emplazamiento tuvimos ocasión de visitar, y que a unos 77 metros de profundidad extrae 10 litros por segundo de agua dulce sin que descienda su nivel de base. Se encuentra a unos 750 metros de la costa, en terrenos volcánicos desprendidos y aproximadamente en el eje de una primitiva red hidrográfica. El manto de aguas alcanzado es el basal, aunque influenciado tal vez en sus proximidades por alguna avenida procedente del valle próximo producida a lo largo de alguna colada de mayor permeabilidad y protegido en cierto modo del agua salina por el malpaís que se observa en la zona costera.

La extracción se lleva a cabo por medio de una bomba a un depósito desde el que se ha instalado recientemente una tubería que, salvando algunas fugas y bordeando la costa, lleva el agua por gravedad hasta las proximidades de Puerto de la Estaca, desde donde es transportada, por medio de camiones, a Valverde para aliviar en cierto modo el problema de consumo de tan indispensable elemento.

En consecuencia, puede decirse que la mayor parte de la población de la Isla utiliza para su consumo el agua de aljibes, obtenida por recogida de lluvias o por condensación de las nieblas, tan frecuentes en las zonas ele-

vadas. Ya hemos hablado antes de las buenas perspectivas que ofrecería e incrementar, de un modo racional, la utilización de procedimientos de condensación de nieblas, que, dadas las características climáticas de la Isla, podrían proporcionar caudales de bastante consideración.

No siendo éste, sin embargo, el objeto del presente informe, vamos limitarnos a considerar las posibilidades de alumbramiento de aguas subterráneas.

Como sabemos, la pluviometría de la Isla de Hierro es escasa; ello no obstante, puede estimarse como media anual para distintas elevaciones de la Isla:

	Superficie en Km ²	Precipitac. total mm.
Área de cota inferior a 500 m. de altitud...	120	130
Área comprendida entre 500 y 750 m. de altitud.	50	200
Área de cota superior a 750 m.	100	250

Teniendo en cuenta las superficies consideradas en la Isla para distintos niveles pluviométricos y que, en los materiales extraordinariamente permeables que la forman, el coeficiente de infiltración debe ser, por lo menos, de un 60 por 100, tendríamos como volumen de agua medio anual infiltrado procedente del agua de lluvia, una cifra del orden de los 30 millones de metros cúbicos, lo cual equivaldría a un caudal de 1.000 litros por segundo.

Existe, además, el agua que pueda infiltrarse en las zonas altas de la Isla procedente de condensación de nieblas y humedad atmosférica. No existen datos concretos a este respecto y sería muy interesante el que se llevasen a cabo ensayos metódicos que permitiesen adquirir mayor conocimiento de causa sobre el particular. Sin embargo, y a juzgar por los caudales que se recogen en determinados aljibes de la Isla, especialmente dispuestos al efecto, estimamos que no es aventurado suponer que por encima de la cota 750 el agua anualmente recogida por condensación pudiera corresponder a una pluviometría del orden de los 200 milímetros anuales.

En estas condiciones, y admitiendo una superficie de infiltración de 100 kilómetros cuadrados, por encima de la cota 750 el volumen anual de agua infiltrada sería de unos 18 millones de metros cúbicos, lo cual equivale a un caudal de 540 litros por segundo.

Es evidente que las cifras que acabamos de exponer son puramente estimativas y pretendemos sólo con ellas obtener un orden de magnitud en relación con el caudal total que podría extraerse de la Isla sin sobrepasar las cifras medias de aporte anual.

Puede verse, en consecuencia, que este caudal total, que, de acuerdo con lo que antecede, puede extraerse de la Isla de Hierro, es del orden de

los 1.540 litros por segundo, cifra que, evidentemente, abre grandes posibilidades para la investigación de aguas subterráneas en la Isla.

Sentadas estas conclusiones previas, nos queda ahora por determinar dentro de qué directrices se realiza la circulación y concentración de aguas subterráneas en la Isla y cuáles pueden ser las labores más adecuadas para su captación.

Según sabemos, los materiales volcánicos que recubren y forman la Isla son extraordinariamente permeables y no existe problema en cuanto a la posibilidad de infiltración y de circulación y concentración de agua en su interior.

Ahora bien, las aguas subterráneas infiltradas en la Isla sólo pueden ser detenidas o guiado su camino por uno o varios de estos cuatro factores:

- 1.º Presencia de materiales impermeables en las coladas basálticas.
- 2.º Presencia de un basamento impermeable a cota superior a la del mar.
- 3.º Decantación por diferencia de peso específico del agua dulce sobre el agua marina.
- 4.º Acción de los diques eruptivos, generalmente impermeables.

En relación con el primer factor, hemos de considerar que todos los materiales volcánicos que constituyen la Isla son enormemente permeables. Pudieran existir condiciones de impermeabilidad en las coladas basálticas cuando éstas son de relativo espesor, pero las contracciones por enfriamiento han provocado en ellas multitud de grietas que destruyen casi por completo sus condiciones de impermeabilidad. Unicamente cabe esperar alguna impermeabilidad en la capa vitrificada que se produce en el contacto de dos coladas sucesivas, especialmente cuando la segunda yace sobre materiales ya meteorizados. Sin embargo, también se encuentran grietas en estas capas vitrificadas, por lo que no debe confiarse mucho en su impermeabilidad. Algunos de los pequeños manantiales de la Isla tienen su origen en este factor, y ello es más frecuente en otras islas del archipiélago canario, y concretamente en la de La Palma.

En las páginas anteriores ya hemos expuesto nuestro criterio en relación, y en general opuesto, a la presencia en la Isla de Hierro de un basamento consolidado, sobre el que se apoyasen las coladas basálticas, a cota superior a la del mar. Aunque es posible que en algunas zonas de la Isla pueda este factor ejercer influencia sobre el régimen de circulación de aguas subterráneas, no vemos fundamento suficiente que justifique un plan de labores para alumbramientos de aguas sobre esta base, ni tampoco un estudio geofísico para determinar la profundidad o existencia sobre el nivel del mar de este presumible basamento. Por otra parte, la presencia de este posible

basamento pudiera comprobarse con la perforación de alguno de los sondeos de investigación que propondremos más adelante.

En cuanto al tercer factor, su importancia es indudable, especialmente en las zonas costeras de la Isla.

La disposición del nivel hidráulico subterráneo, originado por la penetración del agua del mar en el substratum de la Isla, es difícil de determinar *a priori*, pues depende de la permeabilidad de las formaciones afectadas. Siendo éste, como es, muy grande, debe admitirse una pendiente para este nivel hidráulico subterráneo quizás del orden de un 2 a un 5 por 100. Quiere ello decir que, a distancias de un kilómetro de la costa, el agua salada podría encontrarse a profundidades de 20 a 50 metros por debajo de la cota del nivel del mar. Sobre esta agua salada, y si no existe otro factor que haya detenido o guiado antes su circulación subterránea, debe encontrarse el agua dulce procedente de la infiltración a que antes nos referíamos.

En las zonas costeras y las partes bajas de la Isla podrán, por lo tanto, encontrarse caudales subterráneos importantes, mediante la perforación de pozos o sondeos que alcancen cotas próximas a la del mar; pero habrá que observar cuidadosamente las dos siguientes precauciones:

- 1.^a No perforar por debajo de la cota que supondría atribuir al nivel hidráulico subterráneo del agua del mar esta pendiente del 2 al 5 por 100.
- 2.^a Regular la extracción del agua dulce obtenida, para no provocar la afluencia de agua salada al pozo o sondeo.

En los párrafos siguientes se propondrán una serie de labores basadas en la utilización de este tercer factor.

Finalmente, el cuarto factor de los que hemos considerado, es decir, la presencia de diques eruptivos de materiales impermeables, es el que, a nuestro juicio, presenta mayor interés para la investigación de aguas subterráneas en la Isla de Hierro.

Como ya hemos dicho, estos diques se presentan en dos disposiciones principales: una de ellas, en forma de diques verticales o subverticales que parten radialmente de la chimenea volcánica o en disposición arborescente a partir de la misma chimenea, y otra que corresponde a las direcciones generales de las fracturas de distensión. El entrecruzamiento de estos diques y la presencia de diversos y sucesivos centros de emisión da, por lo tanto, lugar a una disposición de extraordinaria complejidad, que favorece enormemente las posibilidades de concentración de aguas subterráneas.

En efecto, entre varios de estos diques impermeables quedan bolsadas de materiales permeables, los cuales se llenan muy frecuentemente de agua, como consecuencia de una alimentación superior. De este modo, cuando con la perforación de pozos o galerías se penetra en estas bolsadas por los diques, se obtienen con frecuencia caudales muy grandes.

La alimentación de las referidas bolsadas se realiza generalmente en cantidades muy pequeñas a lo largo de muy grandes espacios de tiempo.

Existe, en consecuencia, el riesgo (y de hecho así se produce en otras islas del archipiélago) de vaciar en poco tiempo el agua que se ha acumulado a través de muchísimos años. Contra este riesgo, muy difícil de evitar, aconsejamos el que, en su día, no se extraigan anualmente de la Isla caudales superiores a la aportación media anual, de acuerdo con las cifras que hemos expuesto, o de otras más exactas que pudieran calcularse más adelante.

En consecuencia, aconsejamos que se utilice preferentemente este cuarto factor para la investigación de aguas subterráneas en la Isla de Hierro. Deberá intentarse penetrar, con pozos o galerías (preferentemente estas últimas), en el interior de los aparatos volcánicos más antiguos, intentando cortar el mayor número posible de diques y, en consecuencia, de probables bolsadas permeables con acumulaciones de agua subterránea.

Ya hemos dicho que los principales diques de la Isla se presentan en disposición radial en relación con lo que debió ser el aparato volcánico principal que la dio origen. Los más importantes de ellos aparecen representados en el mapa adjunto. Y debe intentarse, en consecuencia, perforar galerías de investigación que, a cota conveniente, perforen perpendicularmente estos diques, para así atravesar el mayor número posible de aquéllos y de posibles bolsadas acuíferas.

A la luz de cuanto llevamos expuesto, vamos a examinar las labores propuestas en el dictamen de la Presidencia del Gobierno, que comentamos en las primeras páginas de esta Memoria, y a recomendar también las labores de investigación que aconsejamos deben realizarse.

a) Galerías

1.^º Galería de la Hoya Fonte.

Situada en la cota 700, está destinada a obtener agua con destino al abastecimiento de Valverde. Su dirección es normal a la de los diques del volcán principal, pero además es de prever penetrar en los aparatos volcánicos del sistema de volcanes secundarios de esta zona. Consideramos acertada su orientación y longitud prevista, por lo que estimamos debe perforarse en su totalidad.

2.^º Galería núm. 2, en Taibique.

Es acertada su situación y la cota a que se prevé vaya a emboquillarse. Sin embargo, la dirección predominante de los diques es aquí E.-W., por lo que, a nuestro juicio, la dirección de la galería, normal a los mismos,

habrá de ser S.-N. Consideramos acertada la cifra de 3.000 metros previstos para la longitud de esta galería.

3.^o Galería núm. 3.

Por debajo de la Ermita de los Reyes.

Es acertada su orientación y situación; debe perforarse en su totalidad.

4.^o Galería de Mocanal.

Del mismo modo, es acertada la situación y orientación de esta galería, y deberá perforarse en su total longitud prevista.

5.^o Galería del barranco de Torres, en Frontera.

Esta galería, y la paralela a la misma que se proyecta en Tigaday, constituyen las dos localizaciones más adecuadas y son, a nuestro juicio, las que deberían perforarse en primer lugar. Se pretende con ellas penetrar en la parte central del aparato volcánico principal, donde los diques eruptivos más frecuentes y entrecruzados entre sí, deben provocar un número mayor de bolsadas acuíferas aisladas. En esta zona, además, se encuentran las mayores alturas de la Isla y, por lo tanto, las mayores posibilidades de recogida de aguas, tanto procedentes de lluvias como de la condensación de nieblas. Consideramos que para esta galería del barranco de Torres deben perforarse los 3.000 metros previstos en su proyecto primitivo. Debe conservarse también la misma orientación prevista.

6.^o Galería de Tigaday.

Por lo que acabamos de decir, esta galería debe perforarse en su totalidad y conservando, en líneas generales, su orientación prevista.

7.^o Galería por encima de Los Llanitos.

Es acertada su localización, y la longitud prevista de 3.000 metros debe considerarse como un mínimo, habida cuenta del espesor de derrubios de ladera y lavas recientes que habría de perforar antes de penetrar en la parte interna del aparato volcánico. Sin embargo, su dirección y sentidos, normales a la predominante de los diques en esta zona, deben ser aproximadamente norte-sur.

NUEVAS LABORES PROPUESTAS.

Además de las siete galerías que se proyecta perforar, y que aconsejamos se perforen en su totalidad, consideraríamos conveniente la construcción de dos galerías suplementarias de drenaje, con las que se pretende

obtener agua de las zonas altas de la Isla, en que las posibilidades de infiltración, especialmente por condensación de nieblas, son mucho mayores.

De éstas, la primera, que denominaremos galería alta de Frontera, y que aparece designada con el número 8 en el croquis adjunto, se perforaría entre las galerías números 5 y 6, pero a la cota 750, siendo su dirección paralela a la de las referidas galerías números 5 y 6. La longitud final de esta galería habría de ser del orden de los 2.500 metros.

La segunda de estas galerías adicionales que proyectamos quedará designada con el número 9 y deberá perforarse en el paraje Lomo Gordo, entre las galerías 6 y 7, y también deberá emboquillarse en las proximidades de la cota 750. Su orientación habrá de ser N. 10° W., referida al norte verdadero. La profundidad final para esta galería queda asimismo estimada en el orden de 2.500 metros.

b) Pozos

Núm. 1.—Pozo de Las Casitas.

Consideramos muy acertada la localización de este pozo, cuya profundidad final de 50 metros deberá prolongarse incluso hasta los 100 metros, condicionada al hallazgo del nivel acuífero del hipotético basamento cuya presencia sobre el nivel del mar ya hemos discutido en páginas anteriores.

Núm. 2.—Pozo de Tejegüete.

Consideramos, asimismo, muy acertada su localización, aunque estimamos posible que la profundidad prevista de 100 metros no sea suficiente. Es probable que, conforme expusimos antes, sea conveniente sustituir este pozo por alguno de los sondeos que aconsejamos se perforen en esta zona.

Núm. 3.—Pozo de Los Llanitos.

Estando situado este pozo en la cota 700, sus posibilidades se limitan al hallazgo de bolsadas permeables aisladas entre la red de diques. Debe perforarse, pues permite orientar futuras investigaciones en este sentido, pero en el caso de ser negativo, su profundidad habrá de limitarse a los 100 metros previstos.

Núm. 4.—Pozo de Taibique.

Habida cuenta del drenaje natural que proporciona la "fuga" que rodea a esta parte meridional de la Isla, la profundidad de 100 metros prevista para este pozo habrá de estimarse como mínima, desde el punto de vista de la posible investigación de los niveles acuíferos en contacto con el agua del mar, o detenidos por un supuesto basamento. En cambio, puede

aportar datos interesantes para la investigación del agua contenida en bolsadas permeables aisladas por la red de diques. Esta investigación debería ser completada con la red de sondeos que propondremos seguidamente.

Núm. 5.—Pozo de la Dehesa.

Deben hacerse las mismas consideraciones que en el caso anterior. Deberá perforarse si se prescinde del programa de sondeos que aconsejamos, y omitirse su perforación en el caso de que este programa se lleve a cabo.

NUEVAS LABORES PROPUESTAS.

La investigación del probable nivel acuífero en las zonas bajas costeras debería complementarse con un programa de pozos poco profundos (del orden de los 50 metros) que deberían perforarse en aquellos lugares de la costa en que la menor dificultad de acceso y mayor posibilidad de aprovechamiento del agua así lo aconseja.

A título de orientación, indicamos en el mapa, con las letras *a*, *b*, *c*, *d* y *e*, los cinco de estos pozos cuya perforación debiera iniciarse en primer lugar. Todos ellos deberían situarse en las inmediaciones de la cota 50, y extraerse en ellos el agua con las debidas precauciones, a efectos de no provocar la contaminación con agua salada.

Son estos cinco pozos los siguientes:

- a)* En el paraje El Matorral, de los Llanos de Frontera.
- b)* En la zona baja de la Punta de Naos, en la parte meridional de la Isla.
- c)* En la Punta del Barbudo, en las inmediaciones del Faro de Orchilla.
- d)* En el paraje Las Playas, en la costa oriental de la Isla.
- e)* En la costa norte de la Isla, en el lugar indicado en el mapa adjunto.

Además de estos pozos someros, aconsejaríamos la perforación de dos pozos de una profundidad aproximada de 100 metros cada uno, en los lugares indicados con las letras *A* y *B*, en el área comprendida entre Mocanes y Las Lapas, a efectos de investigar las zonas que pueden quedar aisladas por los diques que tan claramente afloran en este lugar.

No nos hemos referido a la perforación de pozos en la Bahía de Tijimiraque, pues sabemos que la iniciativa privada ya ha comenzado la perforación, con éxito, de pozos en esta zona. Según nuestras últimas noticias, un pozo perforado en la Bahía de Tijimiraque ha dado un caudal del orden de los 10 litros por segundo, de agua dulce.

c) Sondeos

El programa de investigación expuesto debería completarse con la perforación de sondeos de reconocimiento, a profundidades comprendidas entre los 200 y 400 metros.

Con estos sondeos se conseguiría, de una manera mucho más rápida y eficaz, el investigar la posible presencia de acumulaciones de agua subterránea en bolsadas aisladas por diques impermeables, en lugares en los que el acceso por galerías o pozos sería casi prohibitivo, en función de la longitud de aquéllas o la profundidad de éstos.

Asimismo, la perforación de sondeos a estas profundidades permitiría, en algunos lugares, comprobar de una manera definitiva la cuestión (de primordial interés para la investigación de aguas en la Isla), de si existirá o no un basamento impermeable bajo las coladas basálticas y a cota superior a la del mar. Finalmente, la perforación de sondeos haría posible, en algunas zonas costeras, determinar la presencia de niveles acuíferos en cotas bajas, cuyo acceso mediante pozos sería también prácticamente prohibitivo.

Hacemos la advertencia de que estos sondeos deberán perforarse con un diámetro mínimo de 300 milímetros para que sea posible, una vez alumbrado algún caudal, instalar una bomba vertical interior, con la que se pueda proceder al aforo y eventual explotación del sondeo.

También habrá que tener en cuenta que en algunos lugares de la Isla, a causa de la escasez de agua, será quizás preferible el perforar con inyección de aire comprimido en lugar de con circulación de lodos.

En el mapa adjunto aparecen representadas con un símbolo especial las localizaciones que proponemos para los sondeos de investigación.

Son éstas las siguientes:

Con el sondeo S-1, en las inmediaciones del poblado de Guinea, en los Llanos de Frontera, se pretende investigar la presencia del basamento en el substratum de la Isla, ya que, como sabemos, se trata de una zona en la que afloran las coladas basálticas más antiguas. Se trata, además, de una zona interna del aparato volcánico principal, por lo que es probable se encuentren caudales en bolsadas aisladas por diques. También, por tratarse de una zona baja, pudieran encontrarse caudales de agua dulce en contacto con el agua del mar. Este sondeo estará situado en la cota 250, y su profundidad máxima habrá de ser de 300 metros.

El sondeo S-2, en las proximidades de La Sabinosa, tiene análoga significación que el S-1, pero referida a la parte occidental de los Llanos de Frontera. Situado también en la cota 250, su profundidad máxima habrá de ser de 280 metros.

En la punta meridional de la Isla se aconseja la perforación del son-

deo S-3, en las inmediaciones de la montaña de Los Queriles. Del mismo modo que los anteriores, este sondeo estará situado en la cota 250, y su profundidad final habrá de ser de 300 metros. No situamos sondeos más al este, en esta zona meridional, a causa del drenaje natural que suponen los acantilados de la costa oriental de la Isla.

En el caso de que el sondeo S-3 alcanzase resultado favorable, debería perforarse el S-4, en las inmediaciones del vértice Tacorón, y también en la cota 250. La profundidad final de este sondeo S-4 habría de ser, como máximo, de 280 metros.

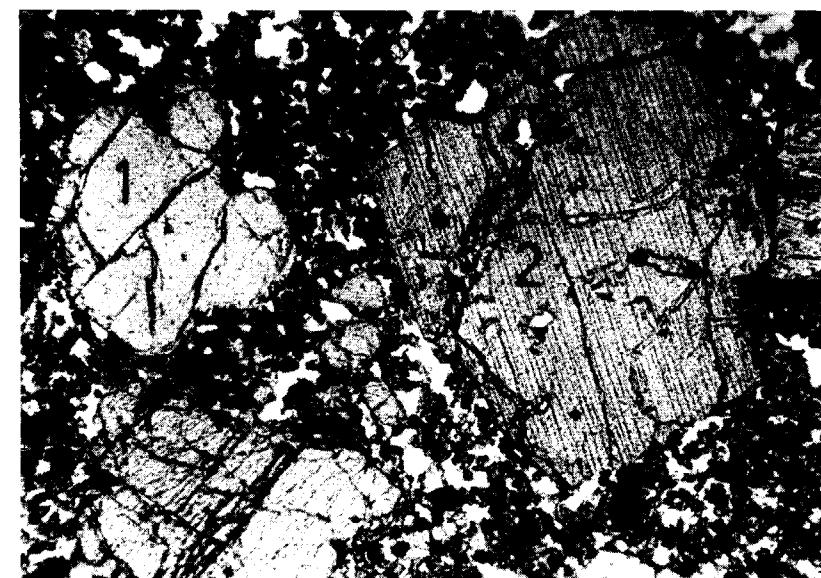
En el paraje de La Dehesa, en la parte occidental de la Isla, sería conveniente la perforación de un sondeo de investigación de aguas subterráneas.

Este sondeo, señalado con el símbolo S-5 en el mapa, deberá estar situado en las inmediaciones de la cota 350, siendo su profundidad final, como máximo, de 400 metros.

Finalmente, el sondeo S-6, situado en las inmediaciones de Mocanal, tendría por objeto completar la investigación de la Isla con el reconocimiento de esta zona septentrional, en lugares en que la perforación de pozos sería prohibitiva por la gran profundidad necesaria.

El sondeo S-6, situado entre las cosas 300 y 350, habría de tener una profundidad máxima de 380 metros.

Consideramos que con todas estas labores propuestas habrían de quedar investigadas, de forma prácticamente definitiva, las posibilidades de alumbramiento de aguas subterráneas en la Isla de Hierro; si una parte sustancial de las mismas tiene éxito, es indudable que la iniciativa privada las habrá de completar con nuevas y sucesivas labores que permitan cambiar de forma radical la fisonomía actual de la Isla.



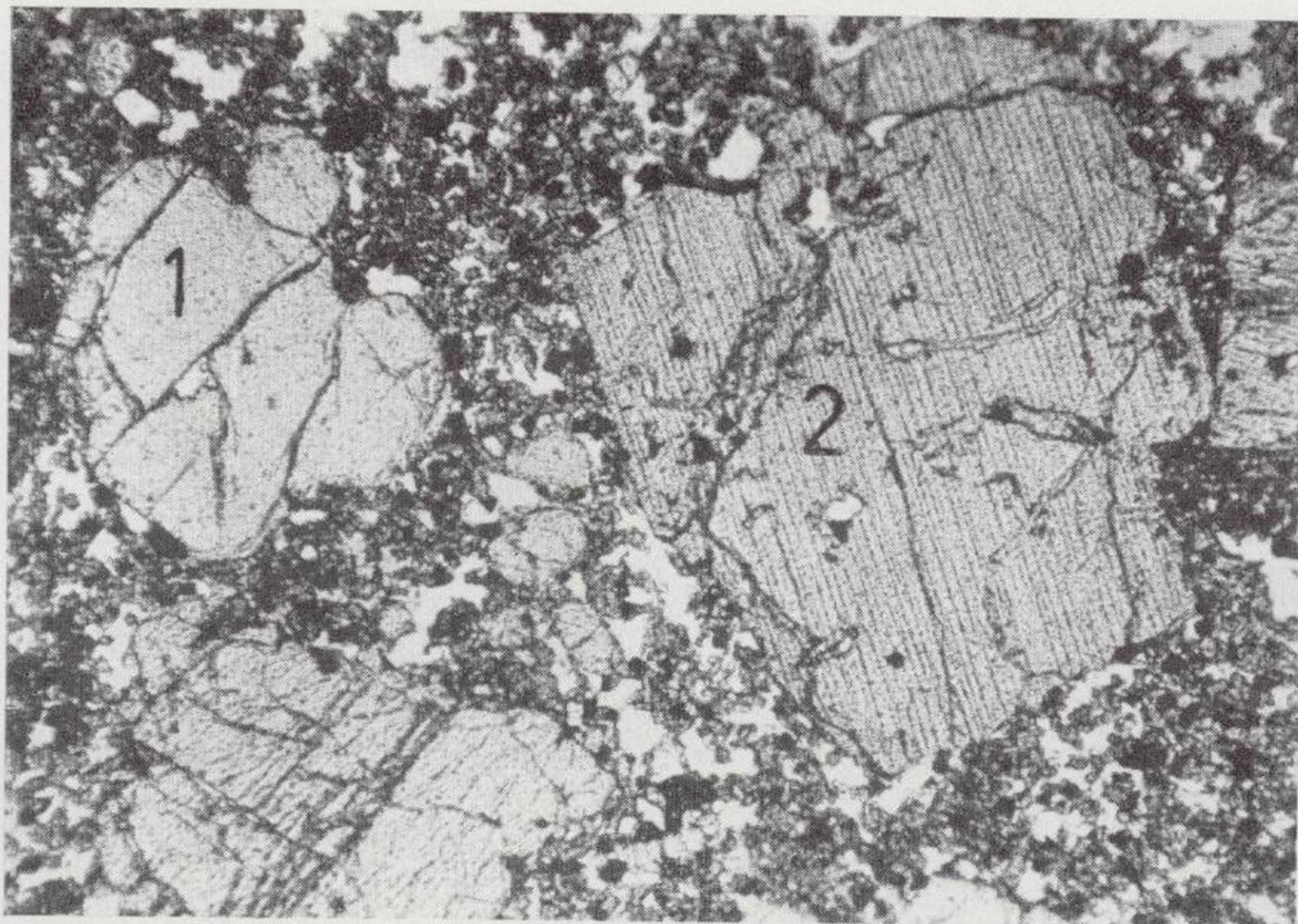
1. Basalto de olivino, textura porfídica. Pasta intergranular. Fenocristales de olivino (1) y augito (2). Matriz de augito titanado, plagioclasa microlítico y magnetita. N = × 50. (Bajada a Frontera).

Foto A. Marín.



2. Basalto de olivino con textura porfídica. Fenocristales de olivino (1), alterados sus bordes en iddingsita. Augito (2), matriz formada por microlitos de plagioclasa (labrador), augito titanizado, magnetita y vidrio residual. N = × 50. (Dique en la bajada a Puerto Estaca).

Foto A. Marín.



1. Basalto de olivino, textura porfídica. Pasta intergranular. Fenocristales de olivino (1) y augito (2). Matriz de augito titanado, plagioclasa microlítico y magnetita. N = \times 50. (Bajada a Frontera).

Foto A. Marín.



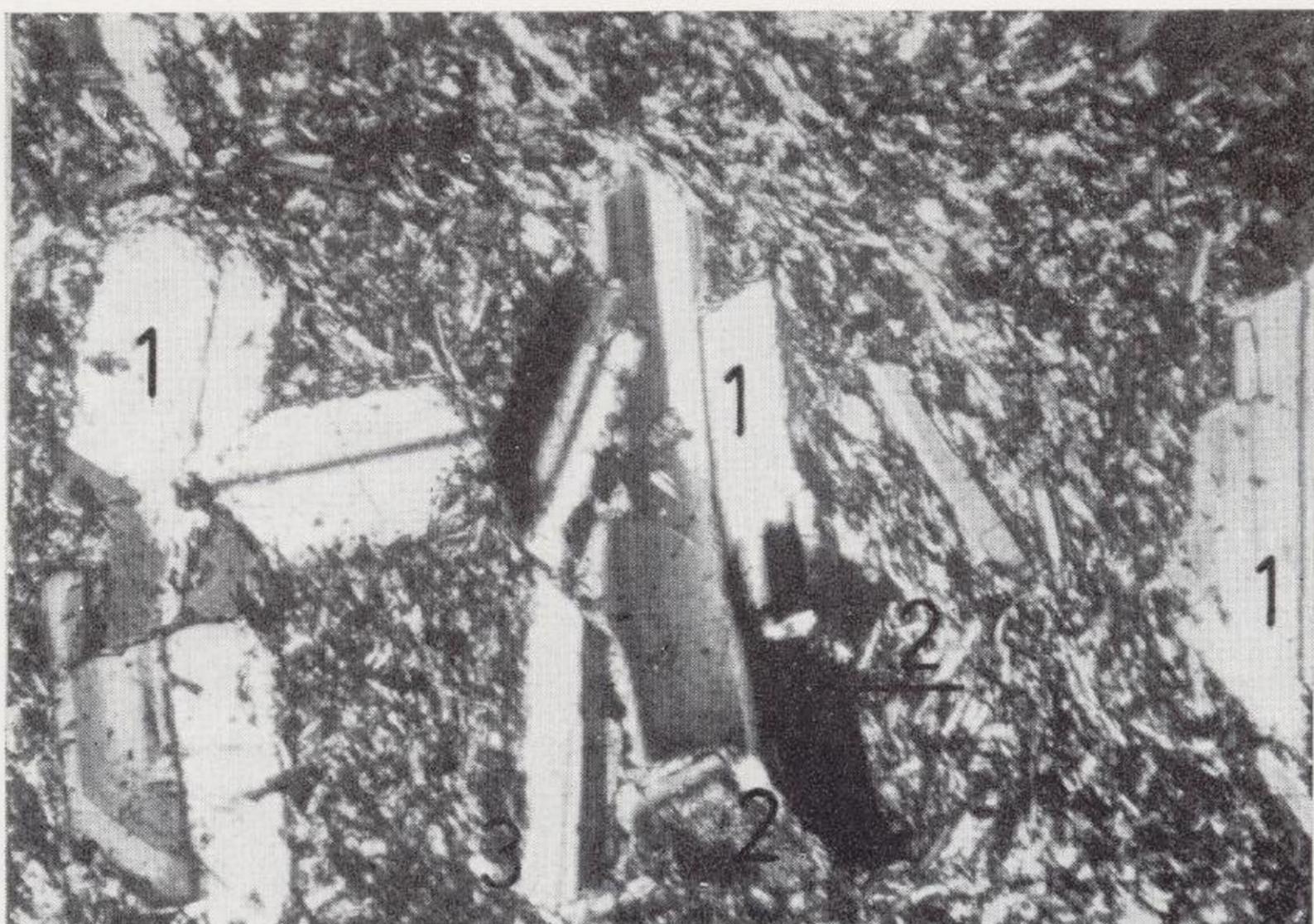
2. Basalto de olivino con textura porfídica. Fenocristales de olivino (1), alterados sus bordes en iddingsita. Augito (2), matriz formada por microlitos de plagioclasa (labrador), augito titanado, magnetita y vidrio residual. N = \times 50. (Dique en la bajada a Puerto Estaca).

Foto A. Marín.



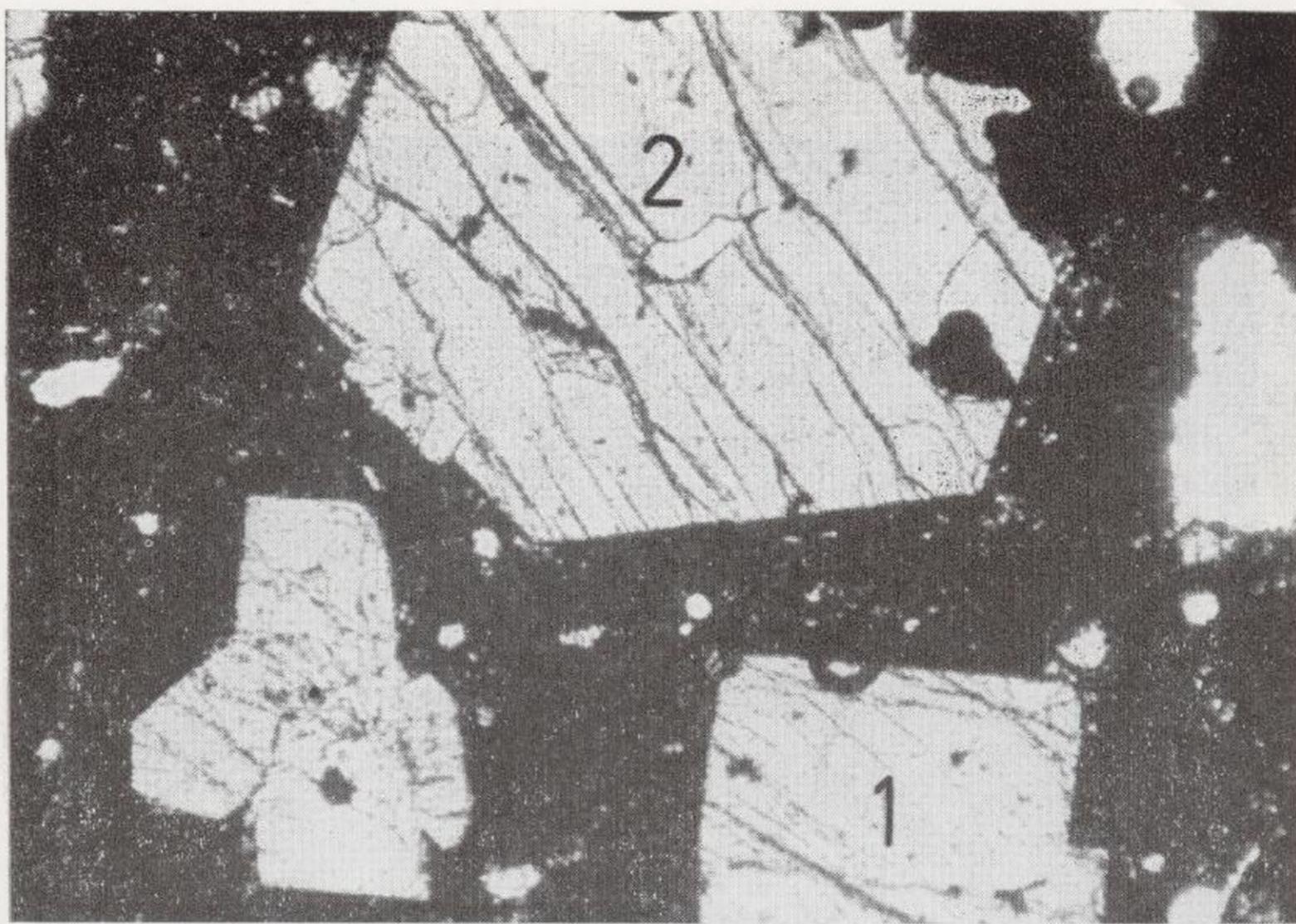
3. Basalto de olivino, textura porfídica y pasta intergranular. Fenocristales de olivino (1), augito (no visible en la fotografía) y magnetita (3). Matriz de plagioclasa, augito y magnetita. N = \times 50. (Playa Dulce de Icota).

Foto A. Marín.



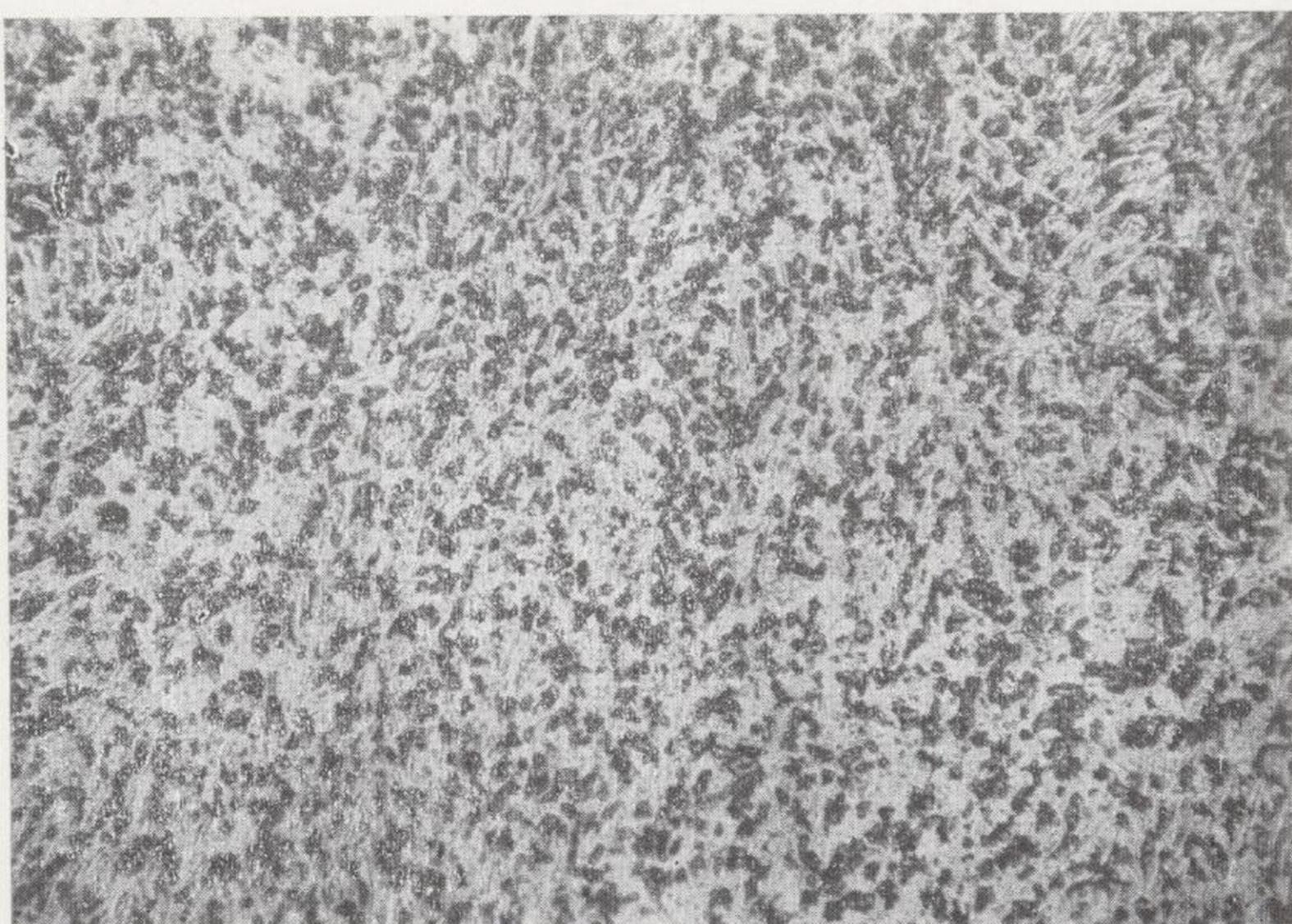
4. Basalto melilitico. Fenocristales de plagioclasa (1) y augito (2). Matriz de augito, magnetita, melilita (3) y hornblenda basáltica. N = \times 50. (Las Casitas, en Frontera).

Foto A. Marín.



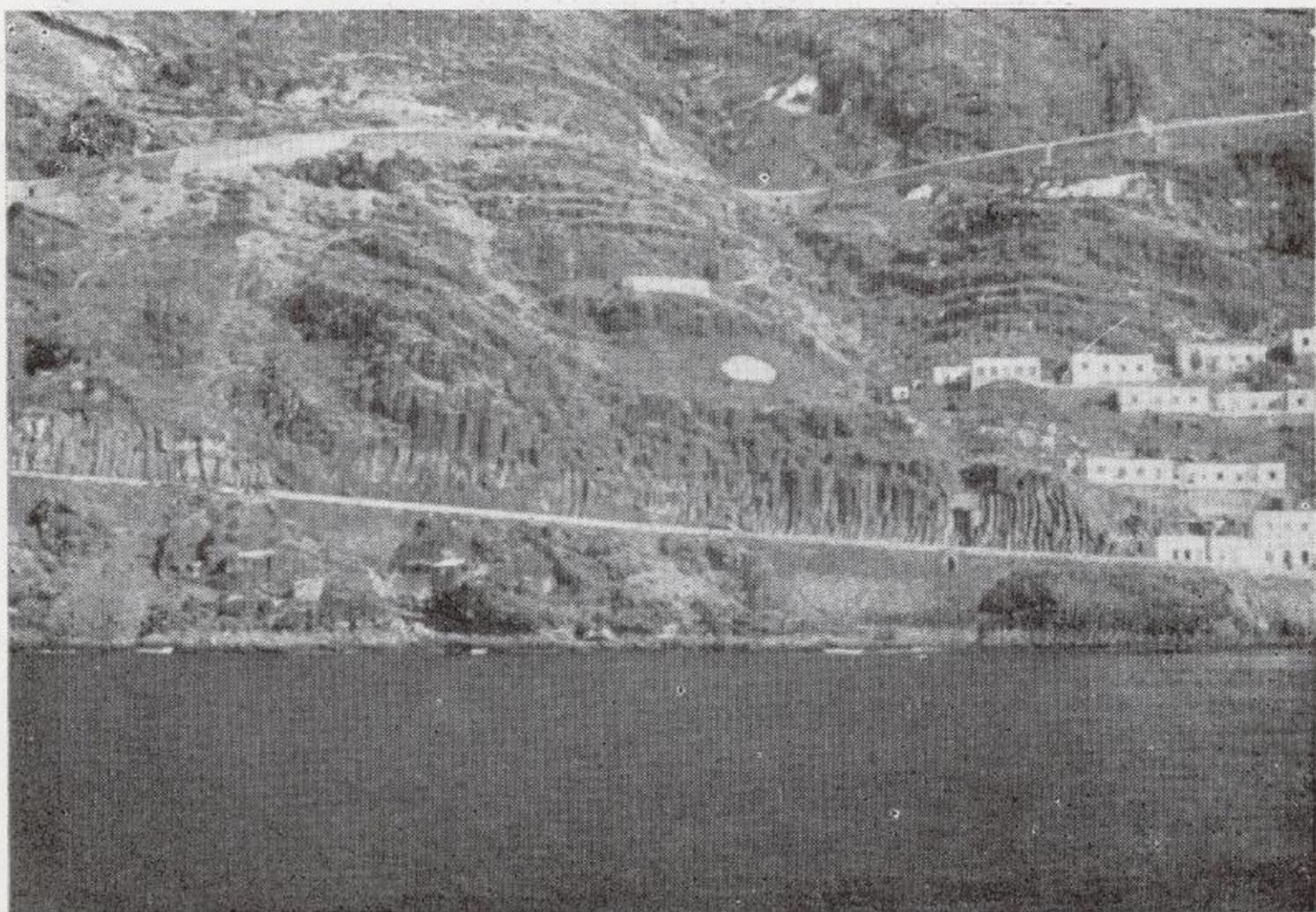
5. Basalto limburgítico de olivino. Textura porfídica y pasta vítrea. Fenocristales de olivino (1) y augito (2). Matriz de augito, magnetita, vidrio abundante y plagioclasa. N = \times 50. (Merese).

Foto A. Marín.



6. Basalto. Variedad de textura ofítica. Plagioclasa microlítico, augito intersticial y granos negros de magnetita. N = \times 50. (Las Casillas, en Frontera).

Foto A. Marín.



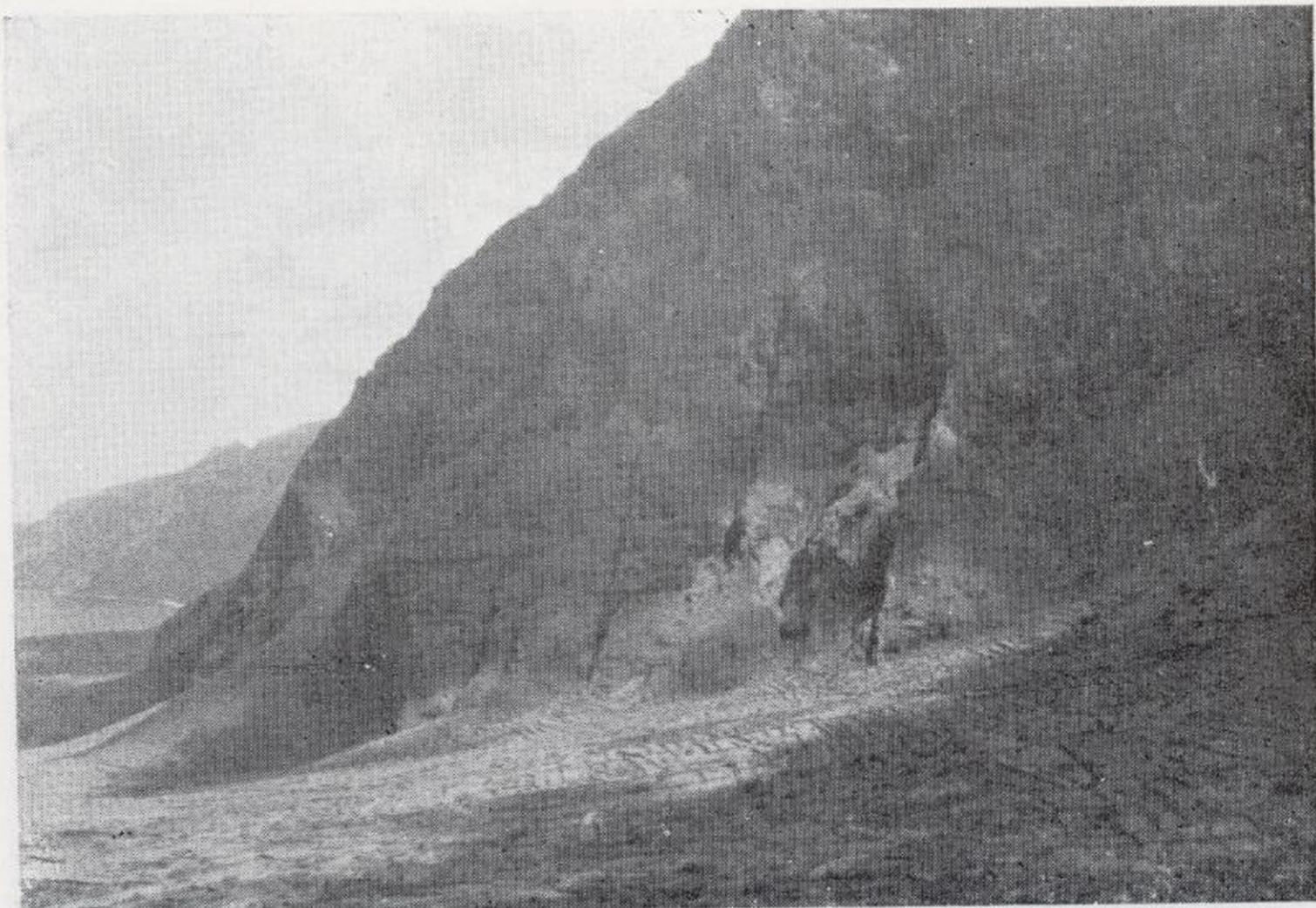
a) Columnas basálticas en el Puerto de la Estaca.



b) La Caldereta (caldera), entre Valverde y Tiñor.



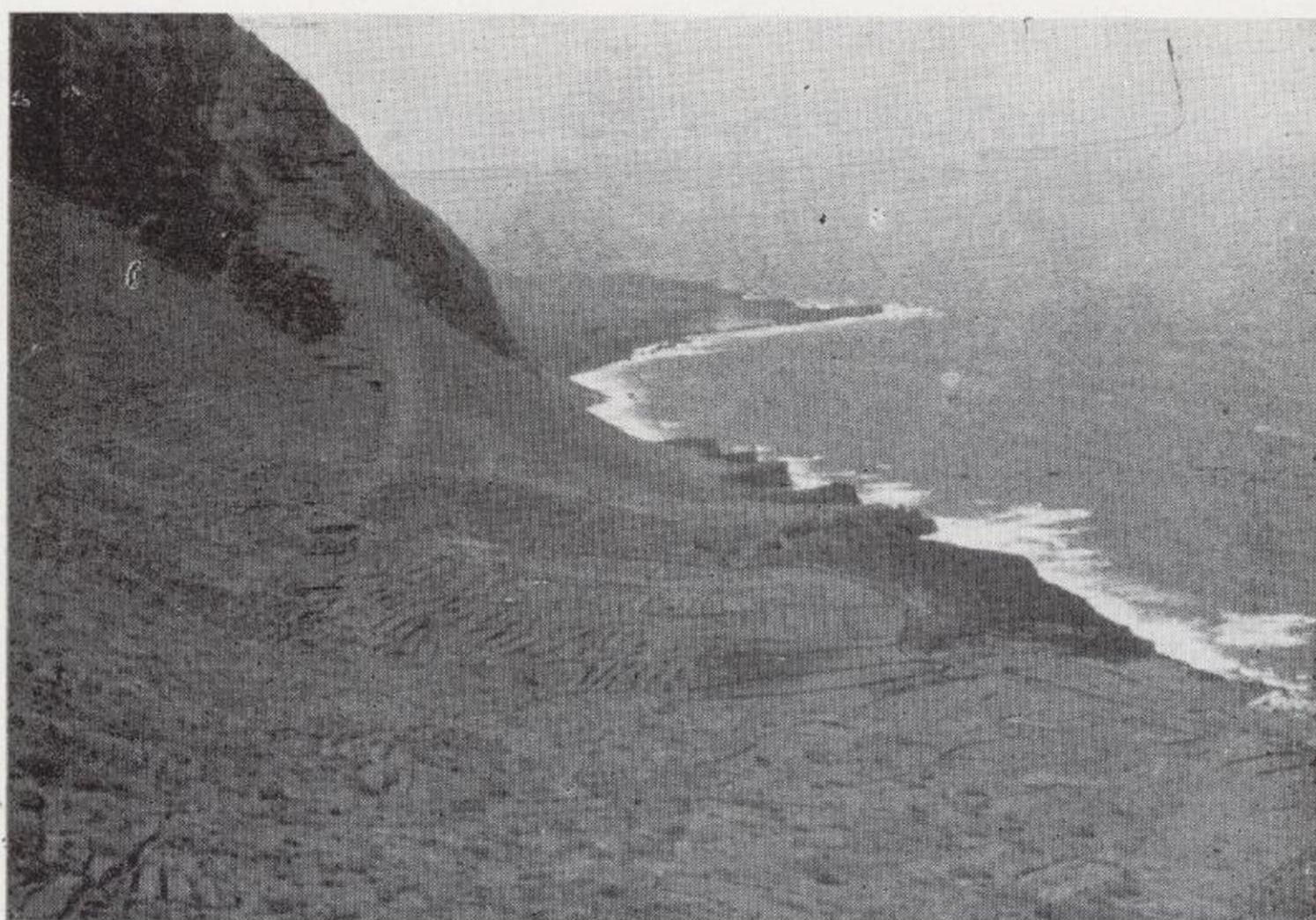
c) Malpaís y volcanes de Lajial, en Punta Restinga.



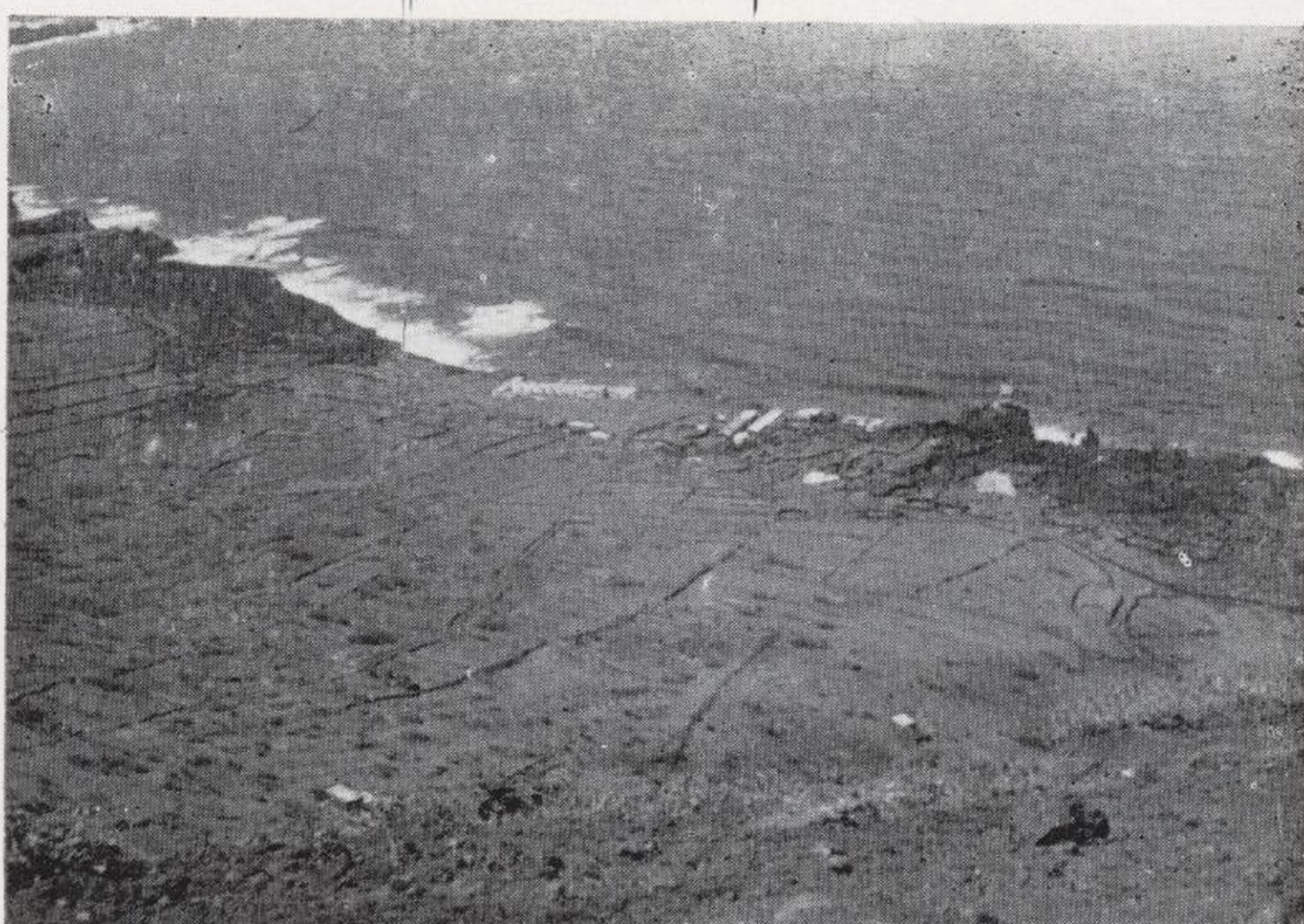
d) Serie de diques del primitivo aparato volcánico en el Monte de Izique y Fuga de Gorreta, tomados desde Frontera.



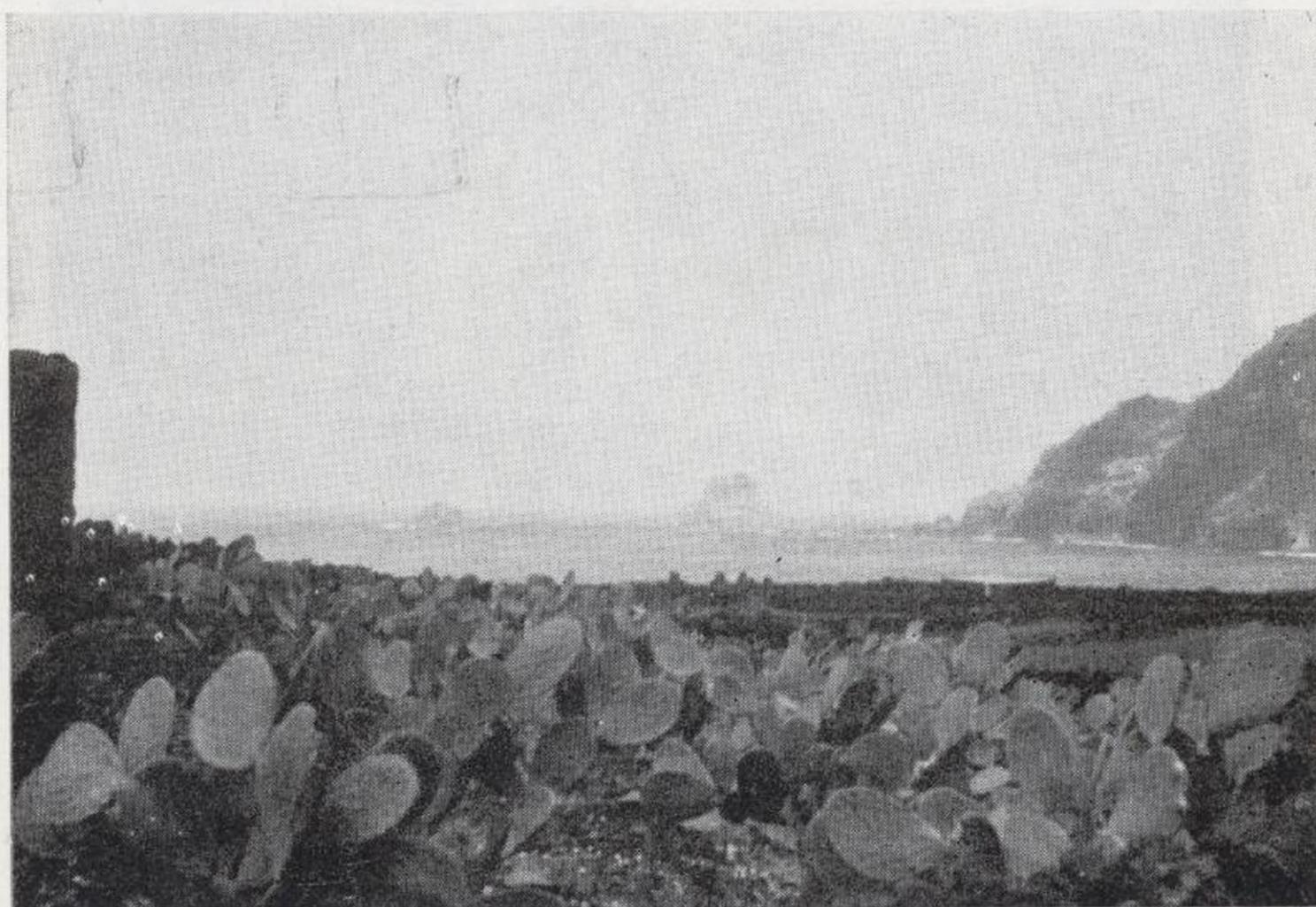
e) Dique basáltico y mar de nubes sobre Frontera, desde el Paso de Jinama.



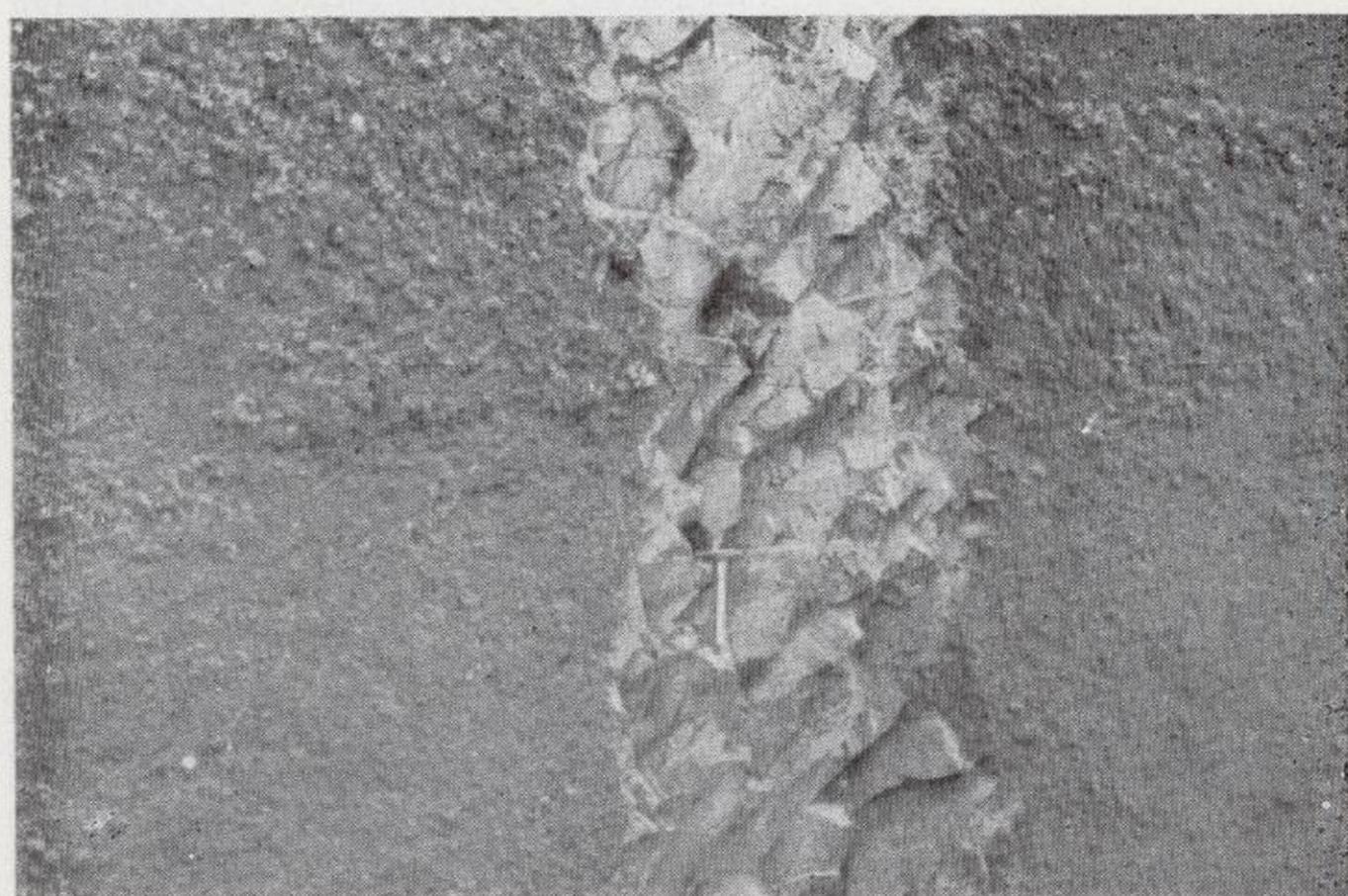
f) Playa de arenas blancas; al fondo ladera oeste del Risco de Basco y playas de la Madera y de los Goranes. A la derecha edificación del Pozo de la Salud.



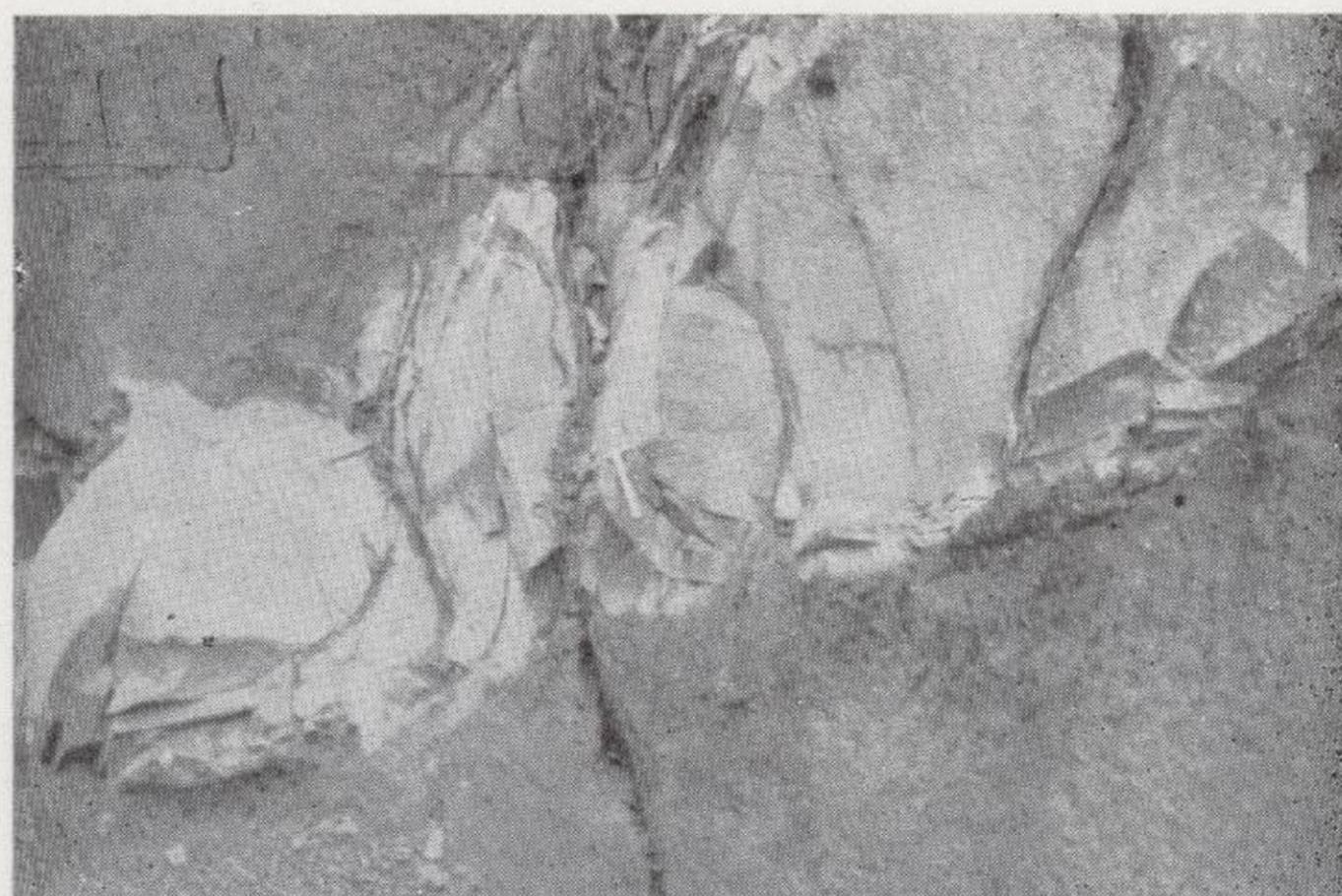
g) Balneario del Pozo de la Salud, desde Sabinosa.



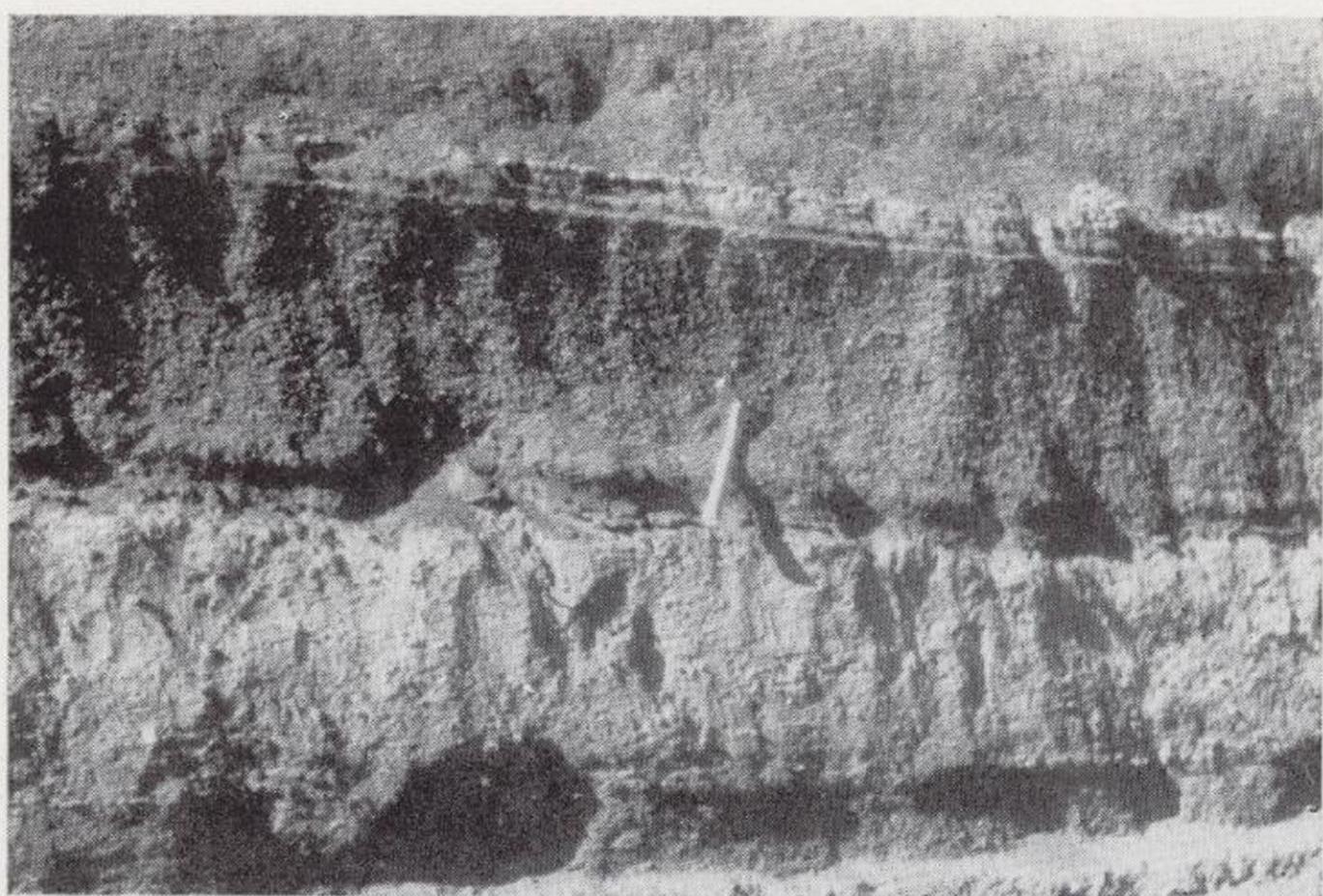
h) Los roques y Punta de Salmor, desde Las Casitas.



i) Detalle de un dique basáltico en la bajada a Frontera.



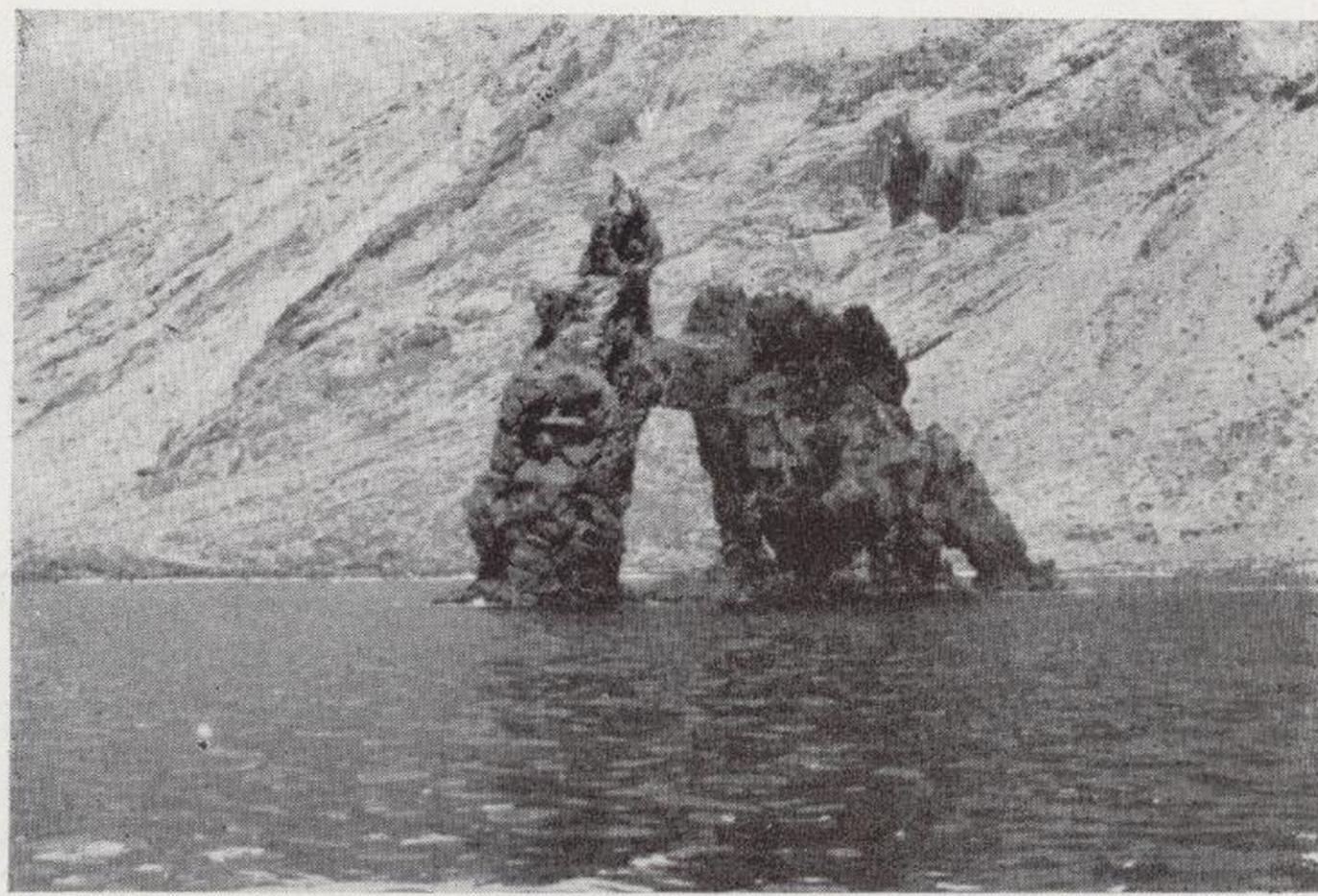
j) Detalle de colada basáltica y tobas volcánicas en la bajada a Frontera.



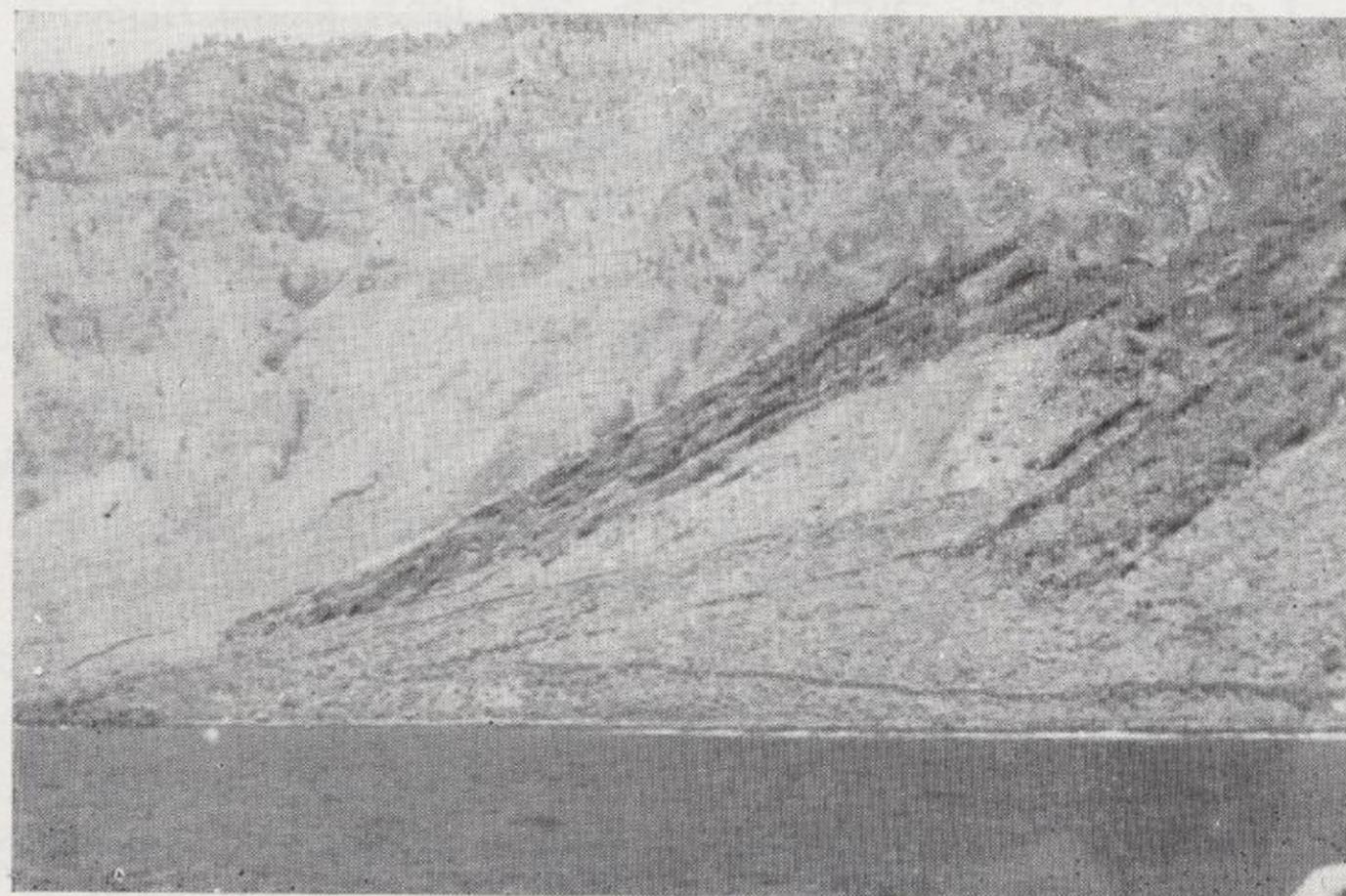
k) Detalle de cenizas y lapillis en Tanajara.



l) Lado norte y punto de desembarco en la bahía de Tijimirque.



m) Roque de la Bonanza.

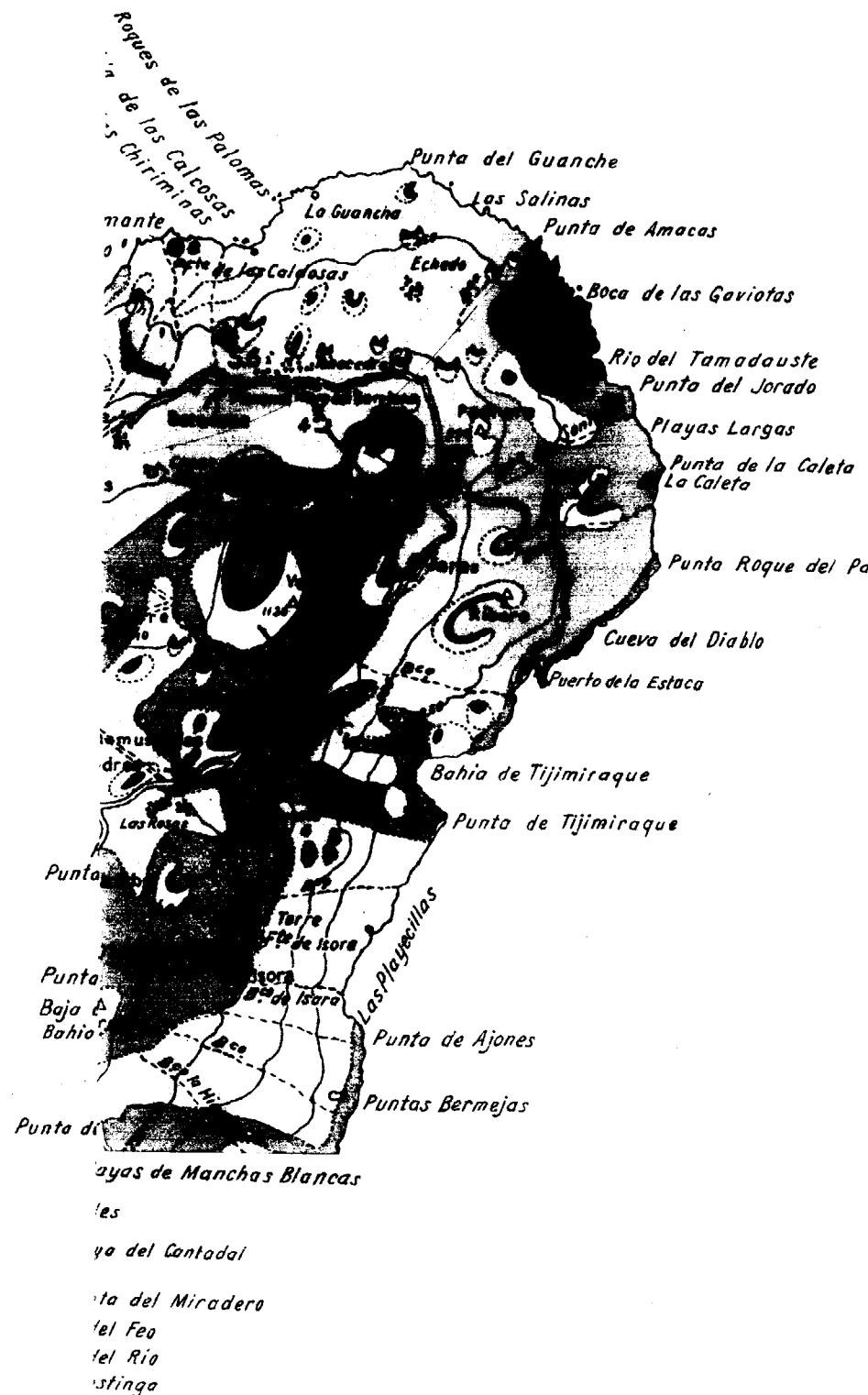


n) Colada en Las Playas.

BIBLIOGRAFIA

1921. ASCANIO Y LEÓN, RAMÓN: *Tenerife y sus aguas subterráneas.*
Tomo I. La Laguna.
1921. ASCANIO Y LEÓN, RAMÓN: *Gran Canaria y sus aguas subterráneas.*
Tomo I. La Laguna.
1945. BENÍTEZ PADILLA, SIMÓN: *Ensayo de síntesis geológica del archipiélago canario.*—Publicaciones de “El Museo Canario”. Las Palmas.
1949. BOLETÍN MENSUAL DEL CENTRO METEOROLÓGICO DE TENERIFE.
I-IV.
1954. BRAVO, TELESFORO: *Geografía general de las Islas Canarias.*—Tomo I. Goya Ediciones. Santa Cruz de Tenerife.
1952. BRAVO, TELESFORO: *Aportación al estudio geomorfológico y geológico de la costa de la fosa tectónica del Valle de la Orotava.*—Boletín de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. Tomo L, núm. 1. Madrid.
1953. BRAVO, TELESFORO: *Lacerta maxima n. sp. de la fauna continental extinguida del Pleistoceno de las Canarias.*—Rev. de Estudios Geológicos, Instituto “Lucas Mallada”. Madrid. Publ. núm. 17.
1884. CALDERÓN Y ARANA, SALVADOR: *Areniscas y dunas de las Islas Canarias.*—Actas Real. Soc. Esp. de Hist. Nat. T. XIII. Madrid.
1952. CHAMORRO Y CUEVAS-MONS, MANUEL: *Plan de riegos e industrialización de las Islas de Lanzarote y Fuerteventura.*—Mancomunidad Insular de Cabildos de la provincia de Las Palmas.
1919. FERNÁNDEZ NAVARRO, LUCAS: *Las erupciones de fecha histórica en Canarias.*—Mem. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. T. XI, número 2. Madrid.
1925. FERNÁNDEZ NAVARRO, LUCAS: *Datos sobre el vulcanismo canario.*
Bulletin Vulcanologique. T. LI. Napoli.
1926. FERNÁNDEZ NAVARRO, LUCAS: *Iles Canaries. Excursion A-7.*—Congrès Géologique International XIV. Madrid.
1919. FERNÁNDEZ NAVARRO, LUCAS: *Algunas consideraciones sobre la*

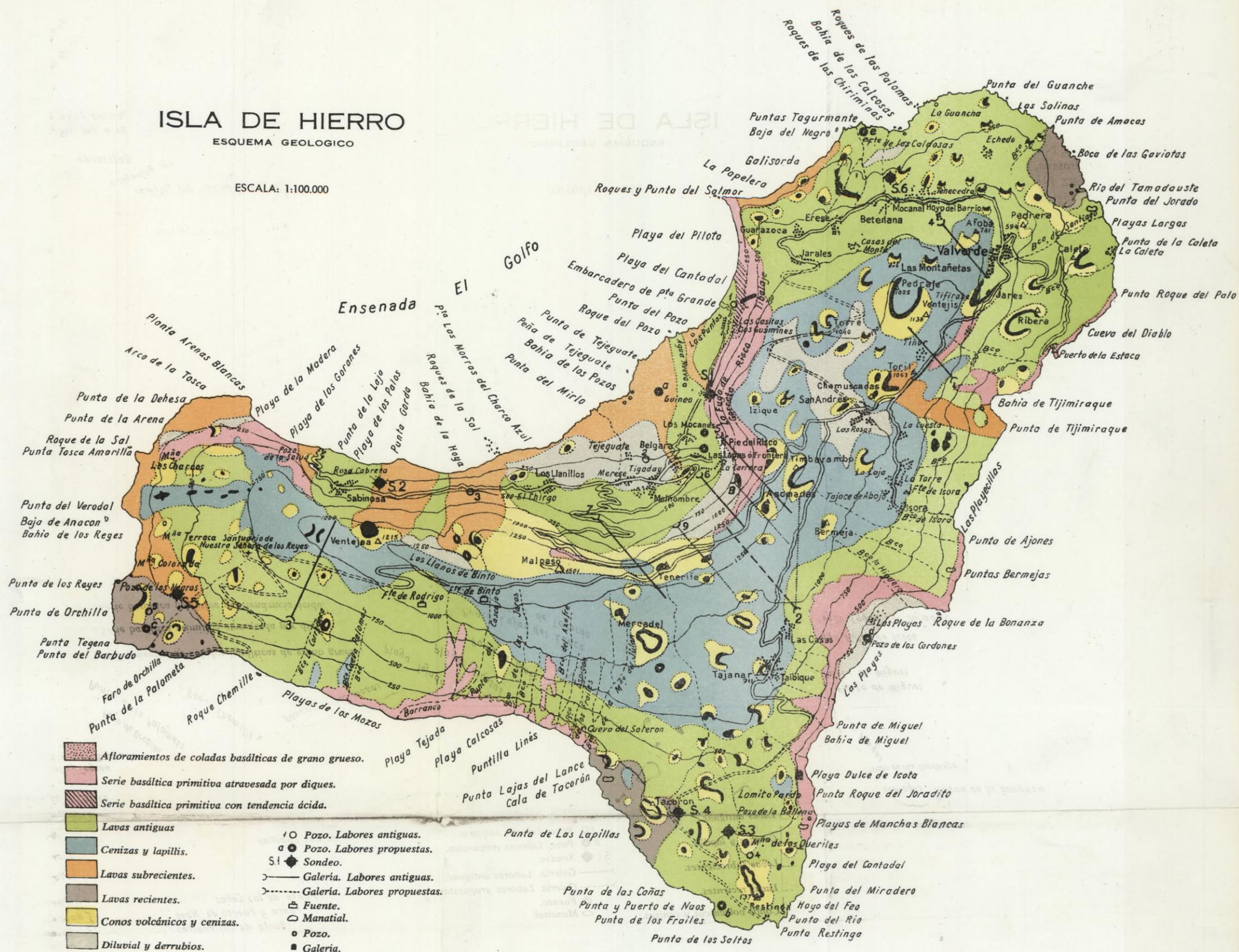
- constitución geológica del archipiélago canario.—Bol. de la R Sociedad Esp. de Hist. Nat. T. XI. Madrid.
1924. FERNÁNDEZ NAVARRO, LUCAS: *Datos hidrogeológicos en el V de Orotava, Santa Cruz de Tenerife.*
1918. FERNÁNDEZ NAVARRO, LUCAS: *Observaciones geológicas en la I de Gomera.*—Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Nrales. Serie geol., núm. 23. Madrid.
1924. FERNÁNDEZ NAVARRO, LUCAS: *Estudios hidrogeológicos en el Va de Orotava, Santa Cruz de Tenerife.*—A. Romero.
1925. FERNÁNDEZ NAVARRO, LUCAS: *Informe acerca de las condiciones hidrológicas de la Isla de Fuerteventura y medios de remediarlas.*—Bol. Oficial de Minas y Metalurgia, pág. 1003. Madrid.
1926. FERNÁNDEZ NAVARRO, LUCAS: *El problema del agua en los terrenos volcánicos.*—Asoc. Esp. para el Progr. de las Ciencias, Congreso de Coimbra, Madrid. T. II. Conferencias.
1927. FERNÁNDEZ NAVARRO, LUCAS, y PUIG DE LA BELLACASA, L.: *Sobre la posibilidad de que existan aguas de origen profundo en las formaciones volcánicas de las Islas Canarias.*—Bulletin V canologique. Resina (Napoli), núms. 13 y 14.
1945. FERNÁNDEZ GONZÁLEZ, E.: *Estudio sobre las lluvias de la Isla Gran Canaria.*—Servicios Pluviométricos (Delegación de Las Palmas). Inst. Geol. y Min. de España.
1952. FÚSTER, J. M., E. IBARROLA y M. P. LOBATO: *Análisis químico de rocas españolas publicados hasta 1952.*—Consejo Superior Investigaciones Científicas. Madrid.
1958. FÚSTER, J. M.: *Algunas rocas de profundidad de la Isla de Lanzarote (Canarias).*—Trabajo en preparación.
1931. GAVALA, JUAN, y GODED, ENRIQUE: *Aprovechamiento de aguas en las Islas Canarias.*—Bol. Inst. Geol. y Min. de España. T. 5
1956. HAUSEN, HANS: *On the geology of Tenerife.*—Helsinki Helsingfors.
1958. HAUSEN, HANS: *On the geology of Fuerteventura (Canary Islands).*—With a geol. map in 1:300.000. Soc. Scient. Fenn. Comm. Phys. Math. XXII 1. Helsinki-Helsingfors.
1959. HAUSEN, HANS: *On the geology of Lanzarote.*—Helsinki Helsingfors.
1954. HAUSEN, HANS: *Hidrografía de las Islas Canarias. Rasgos generales y riego de los cultivos subtropicales.*—Studiorum Canariensium Institutum. La Laguna de Tenerife.
1910. HERNÁNDEZ-PACHECO, EDUARDO: *Estudio geológico de Lanzarote y de las Isletas Canarias.*—Memorias de la Soc. Esp. de Historia Natural. T. IV. Madrid.
1933. JERÉMINE, E.: *Contribución a l'étude petrographique des trois îles*



ISLA DE HIERRO

ESQUEMA GEOLOGICO

ESCALA: 1:100.000



- de l'Archipel Canarien: Tenerife, La Palma et Gran Canaria.*
Bulletin de la Soc. Franc. de Mineralogie. T. 56. Paris.
1927. JIMENEZ SÁNCHEZ, SEBASTIÁN: *Descripción geográfica de Canarias.*
Las Palmas.
1957. MACAU VILAR, J.: *Los volcanes del Cenozoico en Gran Canaria.*—
Revista O. P., núm. 3.
1924. MARÍN, A., y MENDIZÁBAL, J.: *Aprovechamiento de aguas torren-*
ciales en las Islas Canarias.—Bol. Inst. Geol. y Min. de España.
Tomo XLV.
1951. MARTEL S. GIL, M.: *Génesis del archipiélago canario.*—Estudios
Geológicos, núm. 13. Instituto "Lucas Mallada".
1959. MARTEL S. GIL, M.: *La península de Anaga y estudio de algunos*
arenales del litoral de Tenerife.—An. Edafología y Fisiología
Vegetal.
1960. MARTEL S. GIL, M.: *El volcán de San Juan. La Palma (Canarias).*
1959. MARTEL S. GIL, M.: *Aportación al estudio hidrogeológico de Te-*
nerife.—An. de Edafología y Fisiología Vegetal. T. 12.
1930. MEINZER, O. E.: *Ground Water in the Hawaiian Islands.*—U. S.
Geol. Survey Water Supply Paper 616. Washington, D. C.
1930. MEINZER, O. E.: *Geology and Ground Water Resources of the Kau*
District.—Hawai. U. S. Geol. Survey Water Supply Paper
616. Washington.
1936. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.: *Estudio de las rocas eruptivas de*
España.—Mem. de la Acad. de Cienc. Exactas, Físicas y Na-
turales de Madrid. Serie Ciencias Naturales. T. VI. Madrid.
1929. STEARNS, H. T.: *Succes and Failure of Reservoir in Basalt.*—
American Institute of Mining Engineers. Techn. pub. 15.
1930. STEARNS and CLARK, W. O.: *Geology and Water Resources of the*
Kau District.—Hawaii Water Supply Paper 1615. Washington.
1946. STEARNS and MACDONALD, G. A.: *Geology and Ground Water*
Resources of the Island of Hawaii.—Bulletin 9, Hawaii Di-
vision of Hydrography.
1960. TEMPERLEY: *A study of the movement ground water in lava co-*
verd country.—Ov. Geo. and Min. Resources.
1947. TEMPERLEY: *Geology and Ground Water Resources of the Island*
of Molokai.—Bulletin 11, Hawaii Division of Hydrography.
1894. WALTER, OTTO: *Petrographische Studien an Gesteinen der Insel*
Hierro.—Nebs einer Beigabe: K. von Fritsch, Geognostiche
Aufzeichnungen über die Insel, Halle.

El amianto, mineral paradójico

P O R

S. DE LA CONCHA

ÍNDICE

PÁGS.

I.—Introducción. Historia...	5
II.—Del criadero al mercado ...	7
1. Variedades del amianto ...	7
2. Génesis de los criaderos ...	9
3. Explotación...	10
4. Preparación mecánica ...	12
5. Clasificación canadiense del crisotilo...	16
6. Otras clasificaciones comerciales ...	18
7. Producción, precios y datos varios ...	19
III.—Evaluación de las fibras ...	23
1. Generalidades y métodos de evaluación e identificación...	23
2. Medida de la longitud de las fibras largas. Sistema Array...	24
3. Grado de apertura de las fibras largas. Aparato Rigden ...	25
4. Ensayos de sedimentación. Grado de fluctuación ...	26
5. Sedimentación diferencial. Fluctuador ...	27
6. Determinación de las características tecnológicas. Método Mar-	
chioli ...	29
7. Fibrarización ...	33
Anexos ...	35
1. Explotaciones españolas de amianto ...	35
2. Estudios petrográficos ...	39
3. Glosario inglés-español...	43
4. Bibliografía sucinta ...	47

Todos los ejemplares y muestras de amianto, cuyas fotografías figuran en este trabajo, son propiedad del autor o por él han sido donados al Museo del Instituto Geológico y Minero de España. Las demás fotos han sido tomadas por el autor, y las microfotografías han sido realizadas por el Laboratorio de Petrografía del mencionado Instituto.

I.—INTRODUCCION, HISTORIA

Las variedades fibrosas de la serpentina y de los anfíboles se conocen, en la industria, con el nombre genérico de amianto. Aunque en las obras mineralógicas se hacen distinciones entre el amianto y el asbestos, y el propio diccionario de la Real Academia Española considera el asbestos como un mineral similar al amianto, pero de fibras duras y rígidas, lo cierto es que en el campo industrial, en el que se desarrolla este trabajo, los dos nombres son sinónimos, utilizando los países de lengua de origen anglosajón el de asbestos y los de origen latino el de amianto.

Ambos términos son de origen griego. Amianto significa inmaculado, y se le aplicó dicho nombre por conservar su blancura, cuando es sometido al fuego. Asbestos quiere decir inextinguible, como lo eran las mechas de las lámparas perpetuas confeccionadas con este mineral, usadas por las vírgenes vestales para mantener el fuego sagrado de su diosa.

Estas propiedades, unidas a la de poder hilarse como las fibras orgánicas, han valido al amianto múltiples denominaciones, tales como piedra de algodón (que así lo denominaban antiguamente en Francia y posteriormente en Canadá, y en el lapidario de Abolays, mandado traducir al castellano por Alfonso X el Sabio); vegetal mineralógico, salamandro, mineral mágico, paradoja física.

Conocido desde tiempos remotos, los testigos de viejas épocas proceden mayormente de restos de cremaciones de cadáveres de gente principal, efectuadas con envolturas tejidas con amianto. Sin embargo, hasta el siglo diecisiete, en que se descubre el crisotilo de los Urales y se monta en Rusia la primera fábrica, con escaso éxito, para la producción de tejidos y ropas incombustibles, el amianto apenas si tiene uso, y es más bien una curiosidad de la que, en ocasiones, la magia echa mano.

En el último cuarto del siglo XIX empieza a explotarse el crisotilo de Quebec (1878) y la crocidolita en El Cabo (1893), y a principios de nuestro siglo se descubre el crisotilo en Rhodesia del Sur (1906) y la amosita en el Transvaal (1907).

La industria del amianto, limitada en un principio a la confección prendas antifuegos, toma impulso con la aparición del automóvil, al que suministra los forros de frenos y embrague. Esto, con el desarrollo de las energías térmica y eléctrica, en cuyas conducciones juega su papel de aislante incombustible, y con el de la industria química, por la resistencia del amianto a los ácidos, otorga al mineral mágico la categoría de estratégico.

Sin embargo, el impulso más gigantesco que recibe la minería del amianto se lo debe al fibrocemento, en el que su propiedad de gran resistencia a la tracción es de capital importancia. En el año 1908 comienza en Austria la fabricación de planchas para techados, inventadas por Ludwig Hatsch con el procedimiento "Eternit". En 1913, en Italia, la de tubería a presión por el procedimiento "Mazza", nombre de su inventor, industria introducida en América en el año 1929. La producción mundial del año 1962 estima en 3.055.000 toneladas cortas (907 Kg.), con un valor en boca-mi del orden de los 20.000 millones de pesetas.

En España no hubo producción sensible hasta la última postguerra, la que se despertó la " fiebre del amianto", primeramente en las rocas verdes de Galicia y a continuación en las de la Serranía de Ronda, no faltando proyectos fantásticos, con modestas realizaciones, y a la postre resultados decepcionantes. En la actualidad todas las concesiones que quedaron vivas están inactivas, mientras las industrias nacionales que utilizan esta materia especialmente la del fibrocemento, continúan su expansión progresiva. Las importaciones de amianto durante el año 1963 fueron de 40.137.451 T con un valor de 479.534.514 pesetas.

Son raras las publicaciones españolas que se refieren al amianto, desde punto de vista industrial. Por ello se ha creído de utilidad reunir unos cuantos datos tomados de diversas publicaciones internacionales con otros fruto de la experiencia profesional del autor, y a la par poner de relieve algunos interesantes aspectos que, como el de la fibrarización, constituyen una radoja más de este apasionante mineral.

II.—DEL CRIADERO AL MERCADO

1. Variedades del amianto

Las variedades del amianto se dividen en dos clases: amianto de serpentina, o crisotilo, y amiantos anfibólicos. Estos pueden agruparse, a su vez, en monoclinicos y rómbicos, comprendiendo los primeros la crocidolita, tremolita y actinolita, y los segundos la amositita y antofilita.

Crisotilo, del griego "fibra de oro" (en realidad debiera llamarse "leucotilo"). Fibra blanca en rocas serpentinizadas, compuesta de silicatos hidratados de magnesia con una fórmula tipo, $3\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ y composición química análoga a la de la roca en que encaja; densidad de 2,14 a 2,64. La fibra en su estado natural puede disgregarse sucesivamente e indefinidamente en finísimos filamentos, siendo las fibras más finas del orden de 0,02 micras de diámetro. Esta cualidad, junto con su flexibilidad, tenacidad y resistencia al calor justifica sus extensas aplicaciones. Su valor comercial depende de la calidad, y dentro de ella, de la longitud de fibra, si bien hasta las más cortas tienen aplicación industrial.

El crisotilo se presenta en vetas cuyas fibras están dispuestas normalmente a la dirección de la veta, "cross fibra", o dispuestas en la misma dirección, "slip fibra", y si bien en este segundo caso alcanzan ocasionalmente mucha mayor longitud de fibra, la irregularidad, en cuanto a sus cualidades físicas, condiciona su utilización.

Crocidolita, del griego "piedra de lana", descubierta por primera vez en el año 1806, en Prieska (Sudáfrica). Fibra azul en las llamadas "banded ironstones" o rocas de hierro fajeadas con una fórmula tipo, $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, y composición química similar a la de las citadas rocas en que encaja, salvo que éstas no contienen sodio; densidad 3,12 a 3,29. Elasticidad y resistencia a los ácidos, son sus propiedades, por las que concurre

con el crisotilo en varias de sus aplicaciones, aventajándole, como todos los amiantos anfibólicos, en lo que a inatacabilidad se refiere.

En la República de Sudáfrica, país productor más importante, se distingue el "Cape Blue" y el "Transvaal Blue", azules del Cabo y Transvaal que corresponden no solamente a dos diferentes regiones geográficas, sin que la primera representa una calidad de fibra superior, por su finura, sedosidad y tenacidad.

Amosita, descubierta por primera vez en Penge (Transvaal), deriva su nombre de la palabra "Amosa", compuesta con las iniciales de la Compañía explotadora de Penge, la "Asbestos Mines of South Africa". Fibra de color blanco sucio, se presenta en las mismas rocas que el Transvaal Blue, con fórmula tipo, $1,5\text{MgO}$, $5,5\text{FeO}$ $8\text{SiO}_2\text{H}_2\text{O}$ y composición química similar a las rocas encajantes, excepto en lo que se refiere a la magnesia; densidad de 3,14 a 3,43. Fibra más frágil y menos tenaz que las anteriores tiene, sin embargo, la ventaja de presentarse en los criaderos con una longitud media de fibra no alcanzada nunca por la crocidolita y sólo muy excepcionalmente por el crisotilo. Su más importante aplicación es como aislante del calor.

Con el nombre de *montasita* se conoce una variedad más suave y con tendencia a formar una tela de araña al separar sus fibras y una apariencia que remeda a la del crisotilo. Debe su nombre a haber sido registrado por la mina "Montana" de Pietersburg (Transvaal).

La República de Sudáfrica es el único país del mundo donde se ha reconocido la presencia de la amosita.

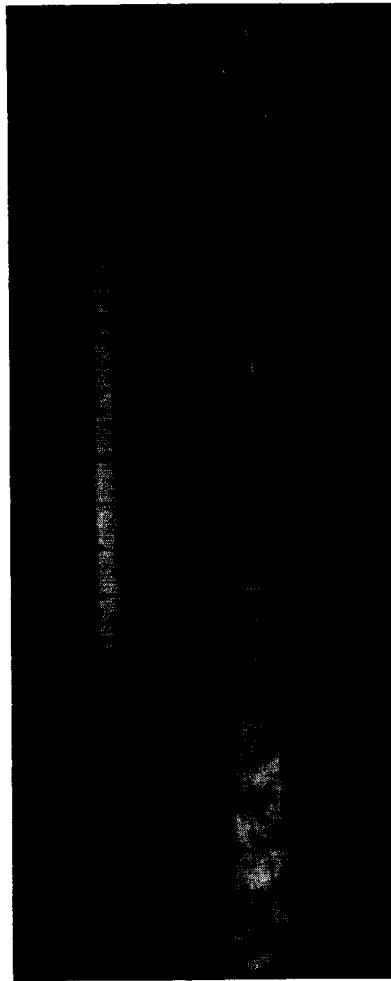
Antofilita, silicato de hierro y magnesia; *tremolita*, silicato de calcio magnesia, y *actinolita*, silicato de calcio, magnesia y hierro, encajan en rocas básicas y representan las variedades inferiores del amianto; fibras de escasa consistencia, por lo que, aunque muy difundidas, son muy pocos los criaderos de estas sustancias susceptibles de una explotación rentable.

ANÁLISIS QUÍMICOS TÍPICOS SOBRE MUESTRAS SECAS

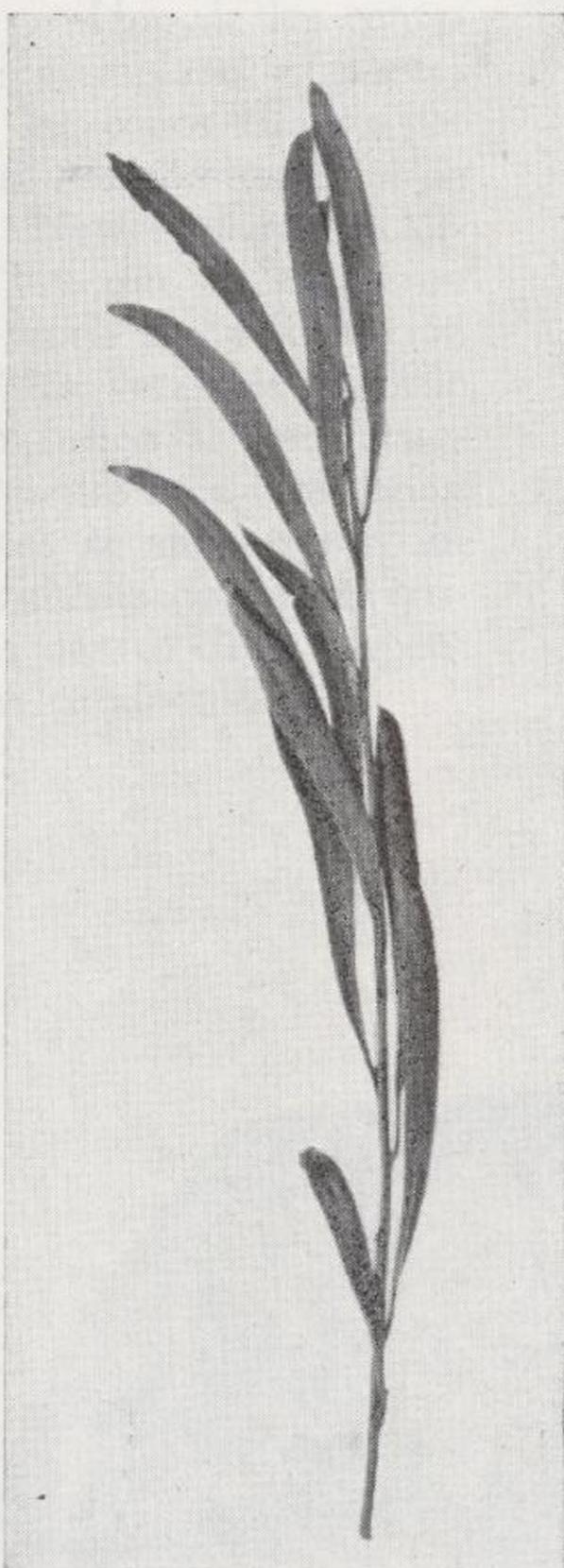
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	H ₂ O
Crisotilo...	39,05	3,67	"	2,41	"	40,07	"	14,48
Crocidolita ...	51,40	"	20,30	17,50	0,80	1,40	6,2	1,90
Amosita ...	49,30	"	40,90	0,40	0,40	5,70	0,2	1,90
Antofilita...	56,40	1,15	11,40	"	0,50	29,68	"	1,63



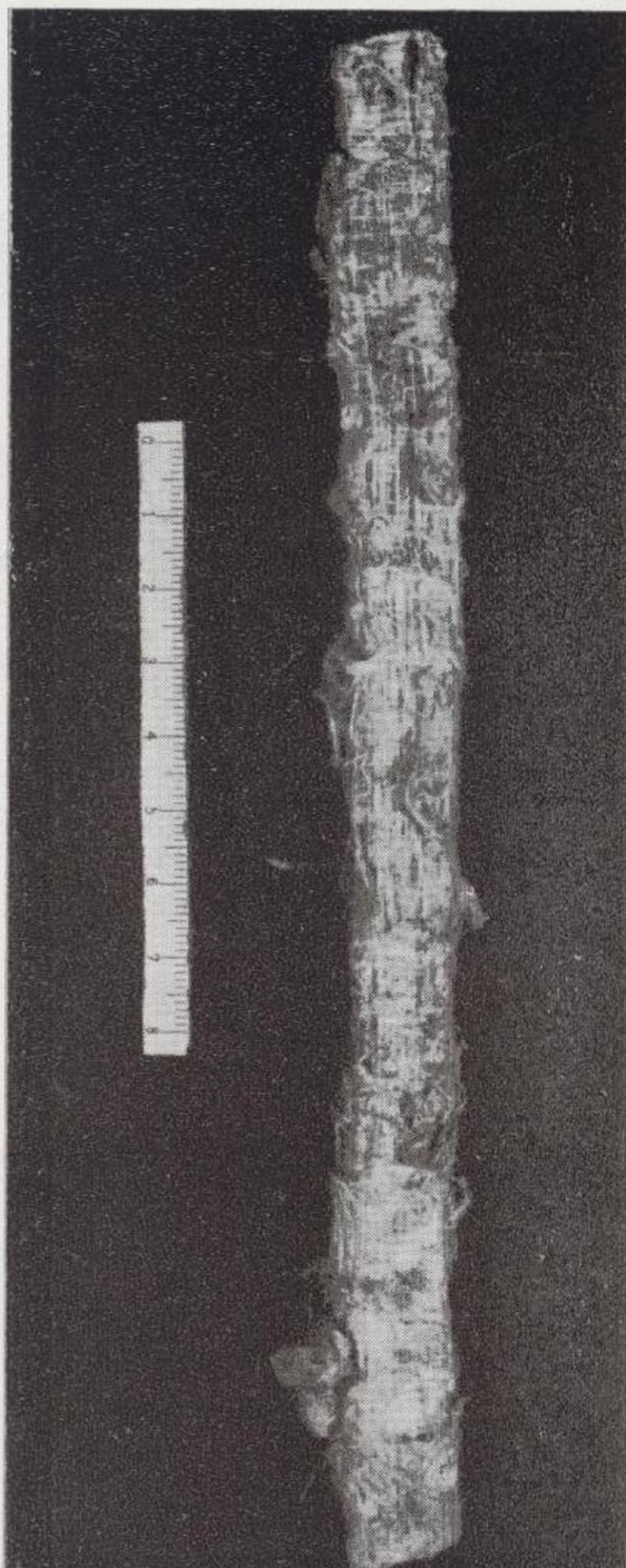
Fot. 1.—*Euclea eyriesii*, conocida con el nombre de Chindibush (arbusto del amianto) entre los nativos de Rhodesia, por considerar que su presencia es nuncio de la del crisotilo.



Fot. 2.—Soberbio ejemplar de crisotilo, "cross fibra" de una veta de 21 cm. de potencia de la "New Amianthus Mine", de Barberton, Transvaal. Mina agotada, que fue famosa por la calidad y longitud de sus fibras.

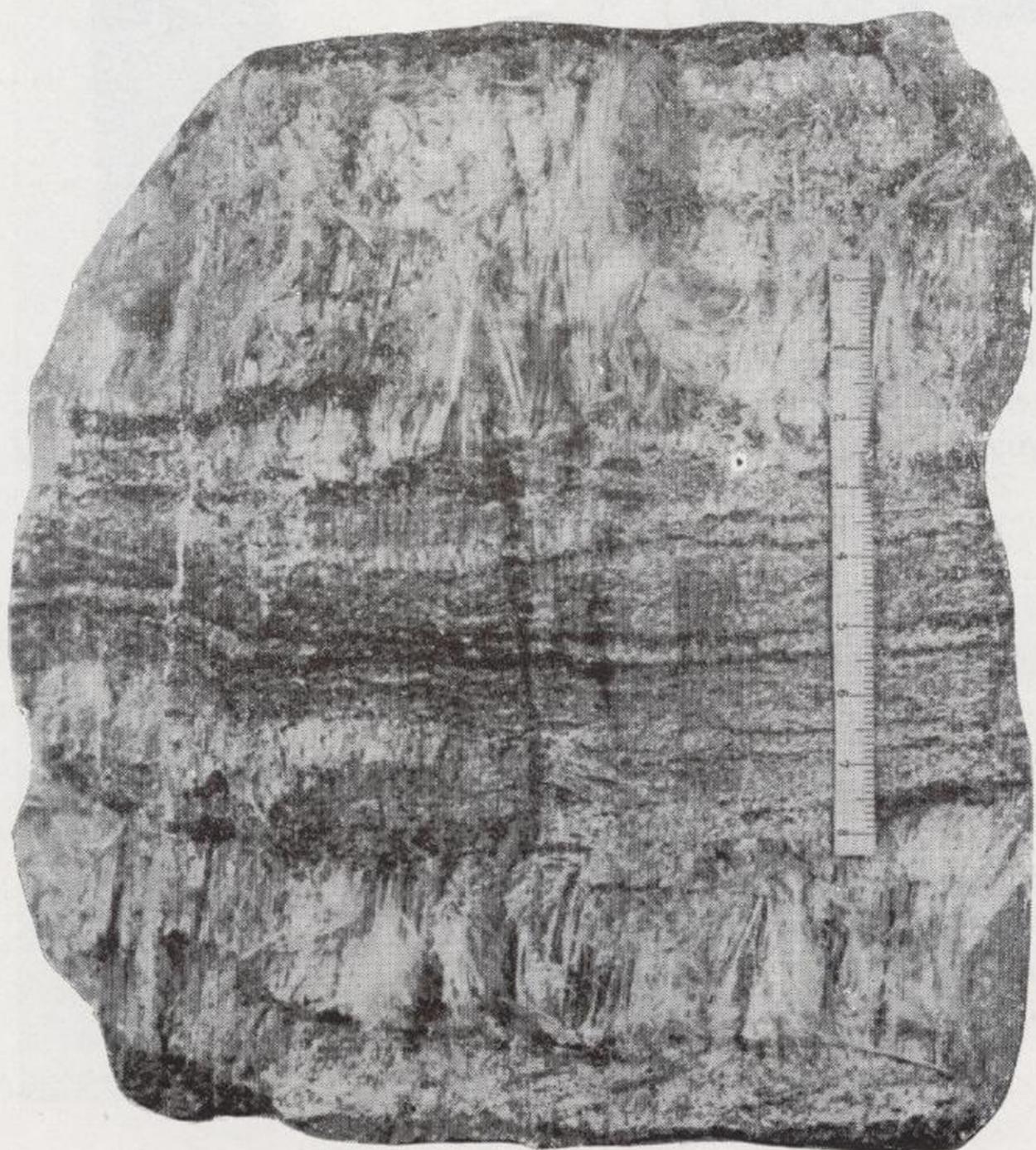
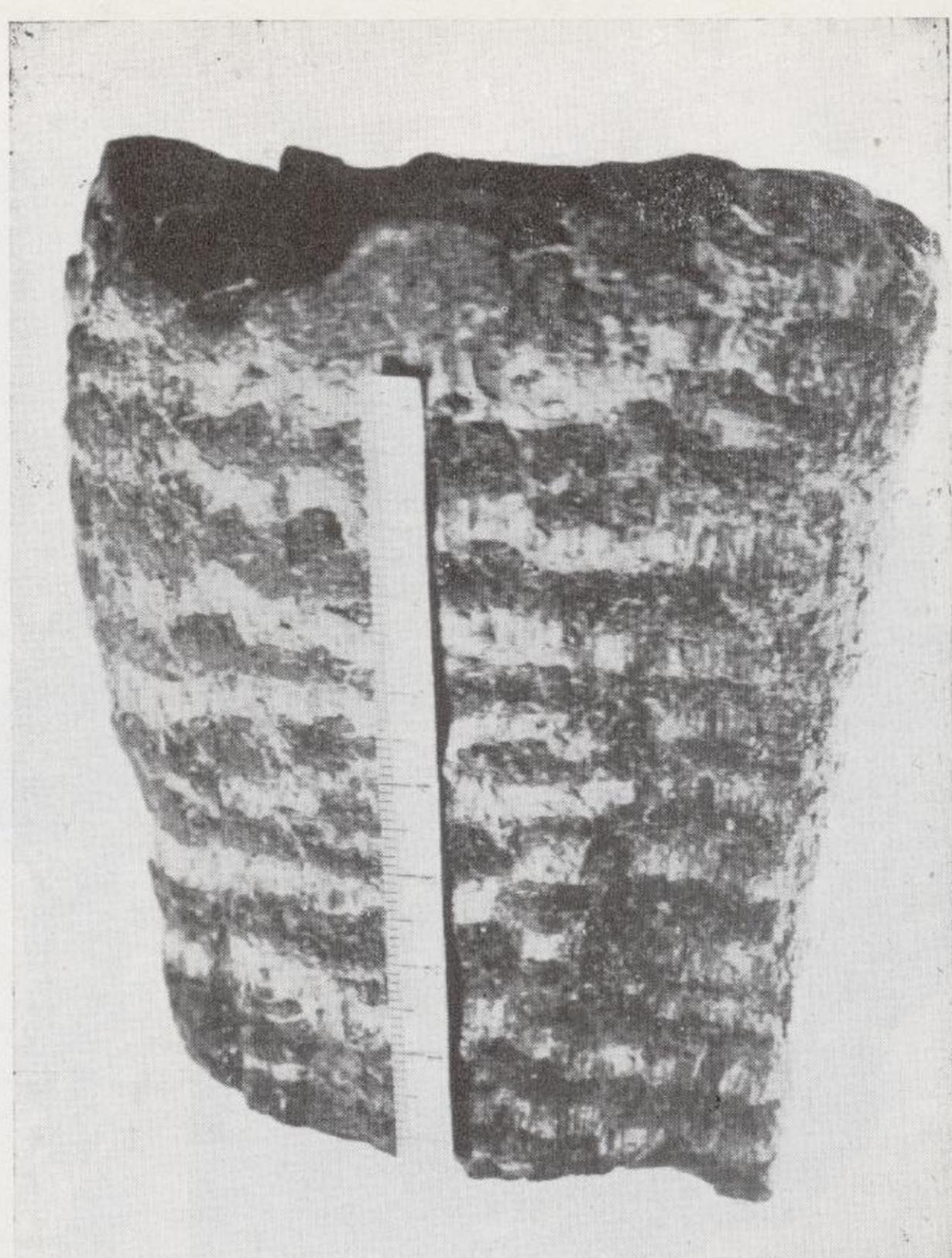


Fot. 1.—*Euclea eyriesii*, conocida con el nombre de Chindibush (arbusto del amianto) entre los nativos de Rhodesia, por considerar que su presencia es nuncio de la del crisotilo.

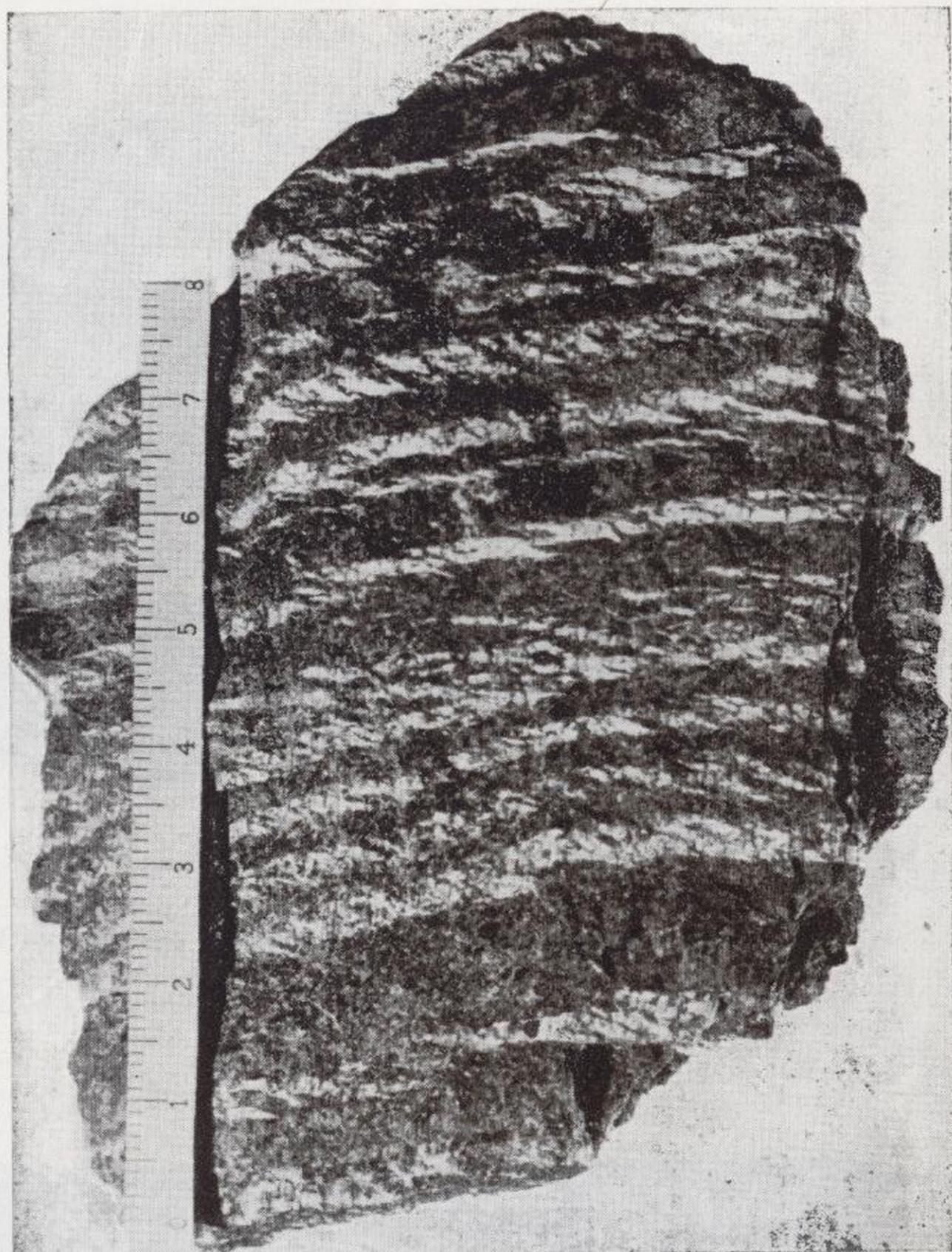
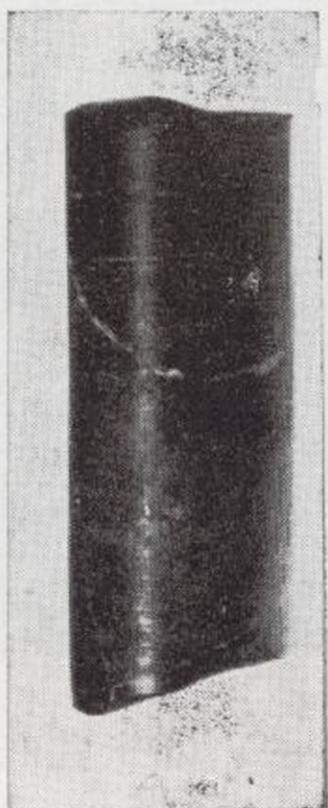
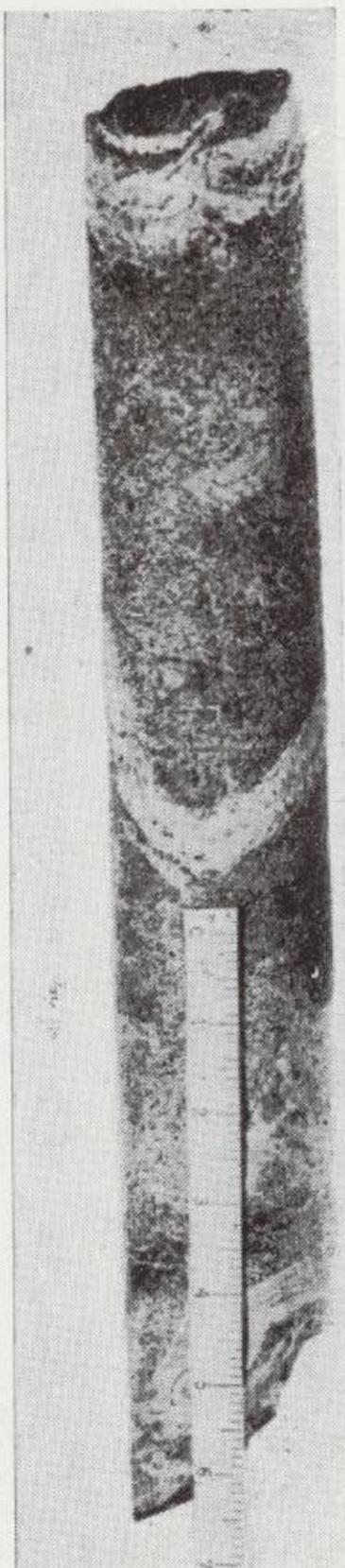


Fot. 2.— Soberbio ejemplar de crisotilo, "cross fibra" de una veta de 21 cm. de potencia de la "New Amianthus Mine", de Barberton, Transvaal. Mina agotada, que fue famosa por la calidad y longitud de sus fibras.

Fot. 3.—Uno de los contados ejemplares existentes de los conos citados por Hall (ver Bibliografía) de la "New Amianthus Mine" y que le sugirieron la teoría de la formación de las vetas de crisotilo por fusión al crecer lateralmente las de los conos. Estos se encontraron individualizados e invertidos dentro de la serpentina productiva.



Fot. 4.—Magnífico ejemplar de serpentina con crisotilo "cross fibra" de excelente calidad, de una de las masas de Shabani, Rhodesia del Sur.



Fot. 5.—Muestra de la "Temeraire Mine", de Mashaba, Rhodesia del Sur, puesta en explotación en 1955 después de una inversión por una Compañía americana, de siete millones de dólares, con un criadero de 500 por 30 metros; fibras de crisotilo de 1, 2 y 3 mm. y recuperación del 3 por 100.

Fot. 6.—Testigos de sondeos en la "Msauli Mine", de Barberton, Transvaal. Serpentina verdeamarilla productiva y serpentina negra estéril.



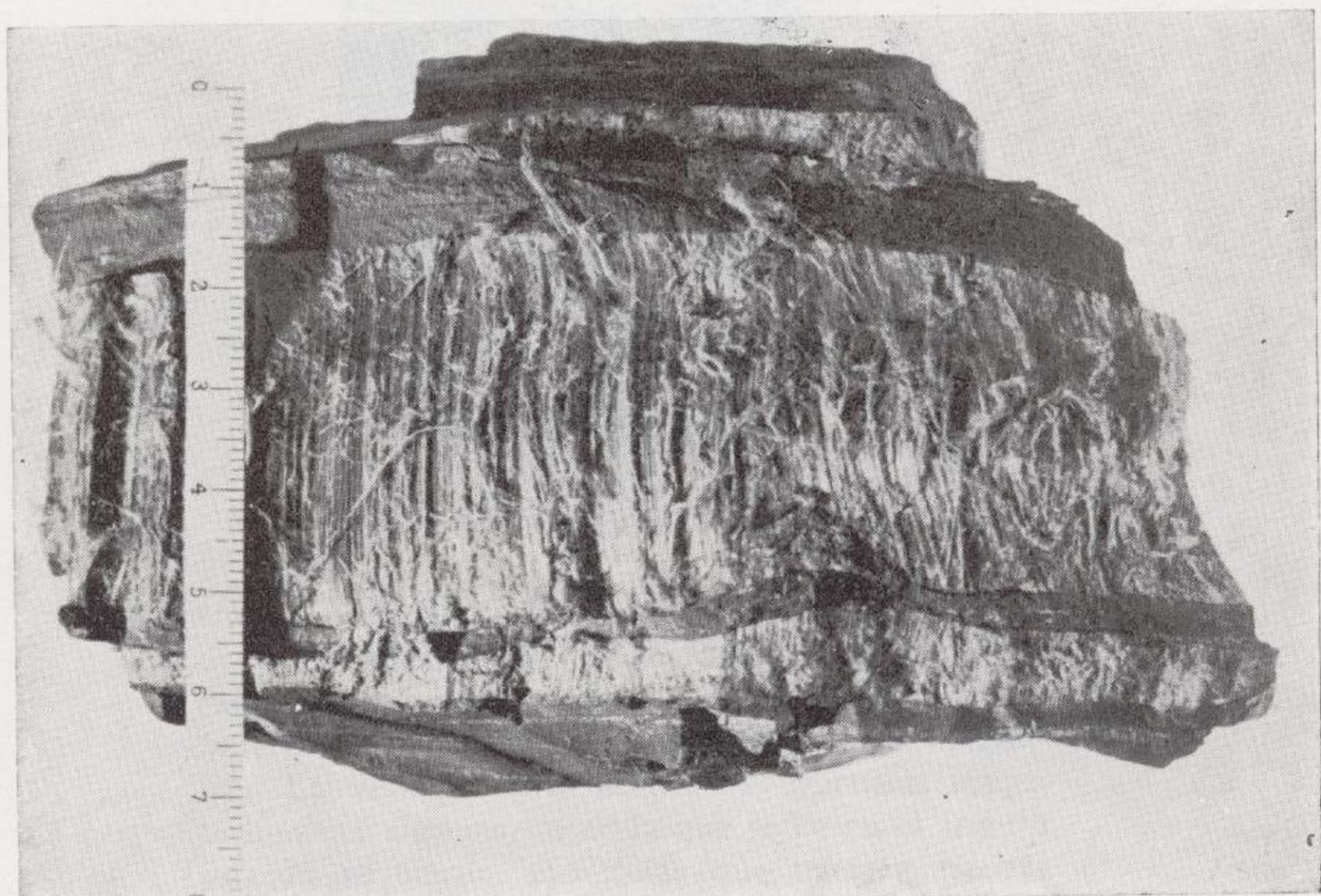
Fot. 7.—Crisotilo en dolomías, de Carolina, Transvaal.



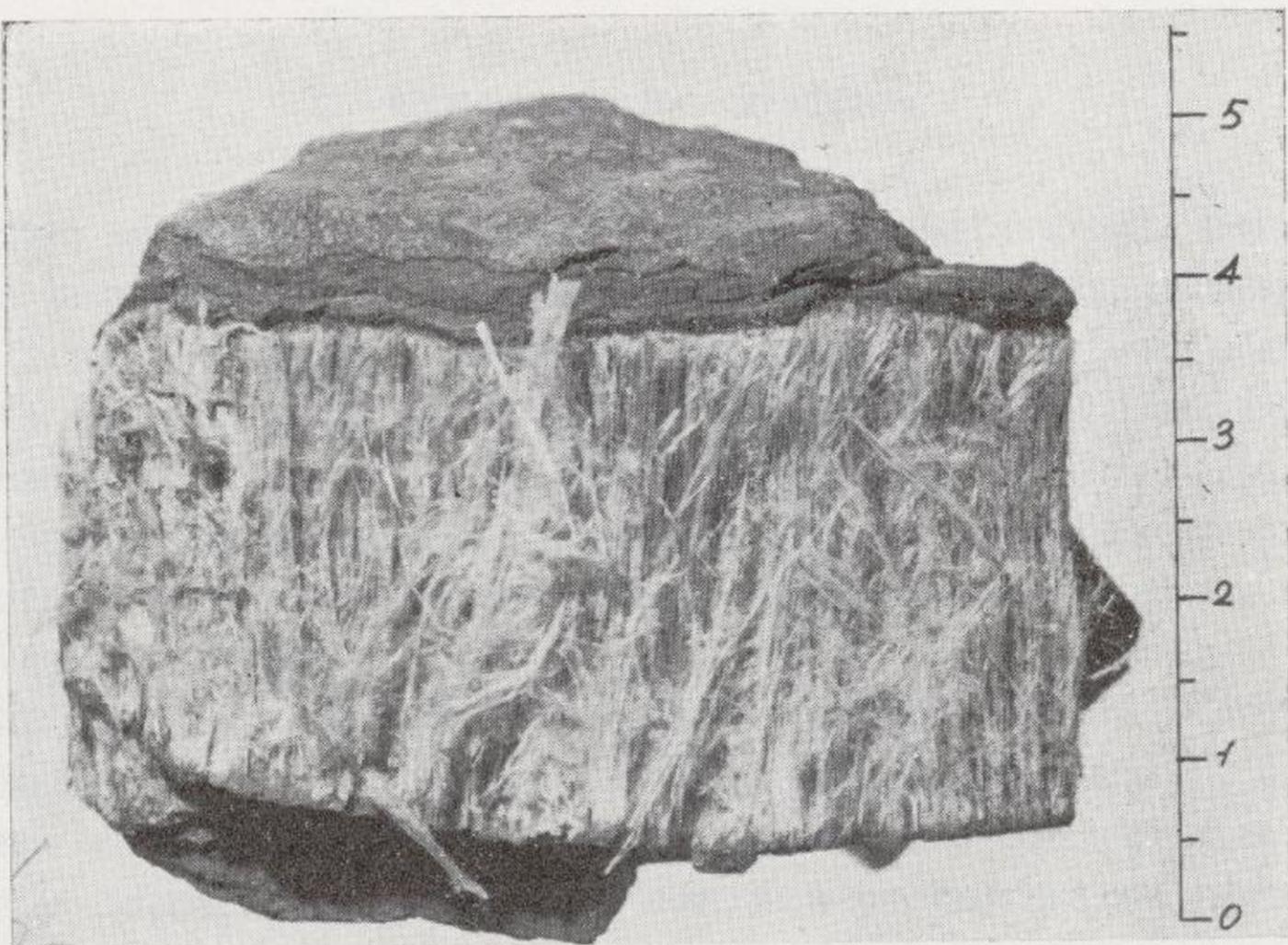
Fot. 8.—Crisotilo “slip fibra” de deficiente calidad, de Ontario (Canadá)



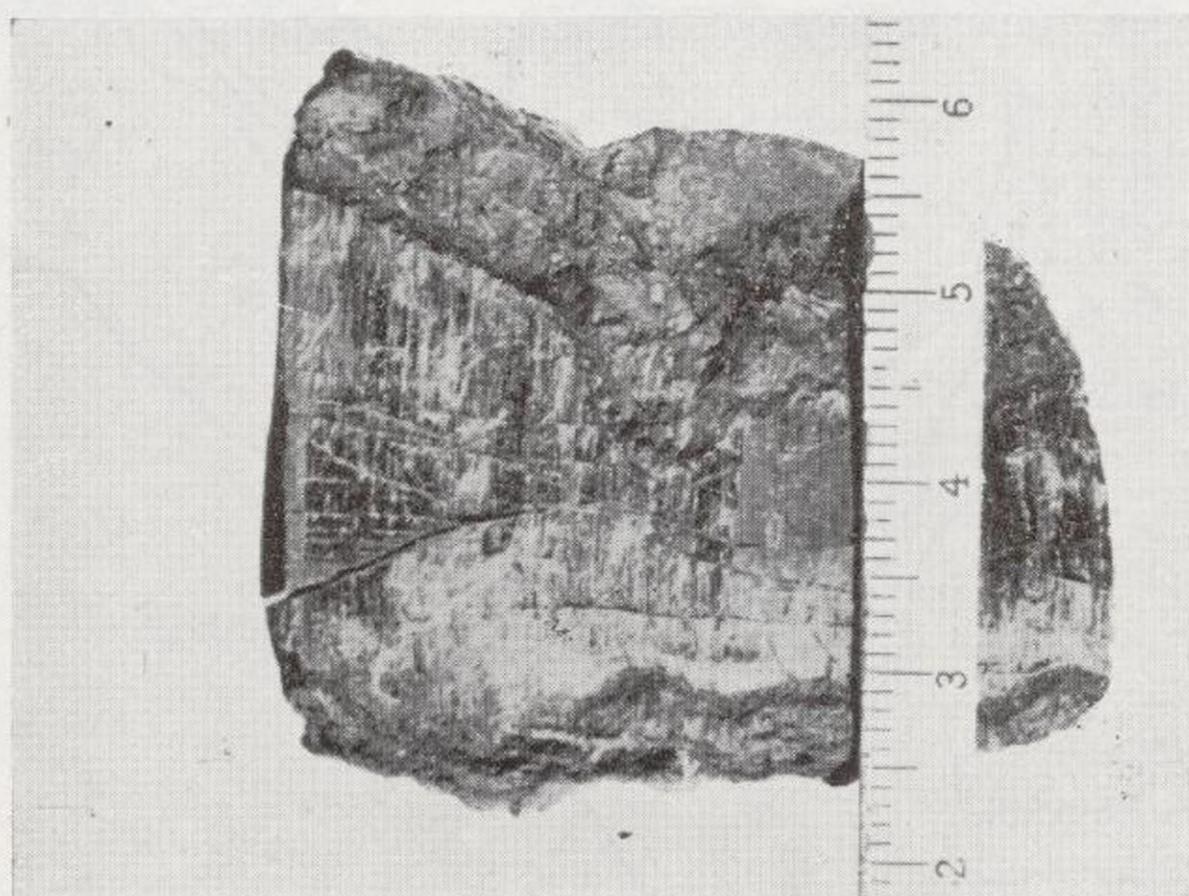
Fot. 9.—Típica presentación de la crocidolita en los "banded ironstones" de la "Nauga Mine", en Prieska, El Cabo (Sudáfrica).



Fot. 10.—Magnífico ejemplar de crocidolita "Cape blue", azul del Cabo (Sudáfrica).



Fot. 11.—Veta de amosita de la “Dublin Mine”, en Letaba, Transvaal.



Fot. 12.—Veta de amosita con “estructura de cono”, de la “Dublin Mine”, de Sudáfrica. Las fibras encajan en la roca mediante dos orlitas, de un milímetro escaso, formadas por granitos de magnetita. La veta presenta numerosas fracturas longitudinales; algunas, como la que se ve en el ángulo inferior izquierdo, tan netas que parecen hechas con cuchilla.

2. Génesis de los criaderos

El crisotilo se presenta exclusivamente en las serpentinas. Estas son el resultado de la alteración de minerales y rocas magnesianas, principalmente de la hidratación del olivino, mediante un proceso secundario o metamórfico. En este segundo caso, el metamorfismo puede relacionarse con intrusiones residuales de la roca fundamental y, por lo tanto, más ácidas.

Así, un grupo de importantes criaderos ocurren en conexión con intrusiones graníticas (producto extremo ácido, del magma básico) en rocas ultrabásicas serpentinizadas.

Entre los criaderos de este tipo figuran los de Shabani (Rhodesia del Sur), concienzudamente estudiados por Keep (véase Bibliografía). Comprenden una serie de afloramientos, los más importantes con corridas de unos 600 metros y potencia de 30 metros, con una proporción de fibra recuperable de 2,5 por 100.

Las masas de serpentina mineralizada tienen por muro una zona de espesor variable de "brittle" fibra o fibra quebradiza, tránsito a talco-esquistos en contacto éstos con granito. (Fig. 1.)

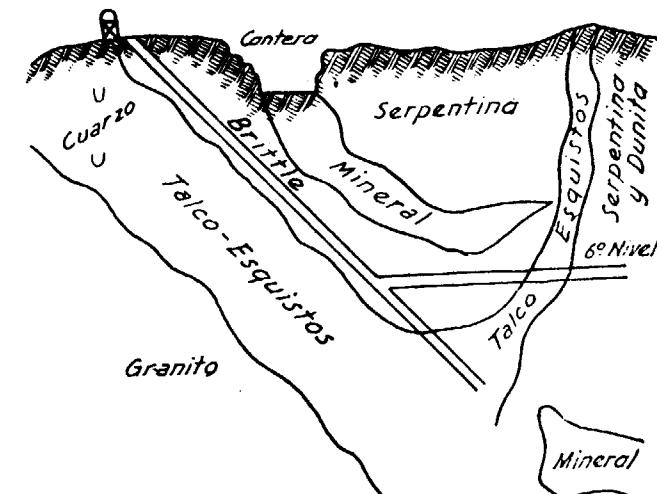


Fig. 1

En el techo, la fibra se va perdiendo, y la roca va apareciendo cada vez menos serpentinizada, hasta la dunita original.

La roca es dura, compacta y de color oscuro, y cuando está completamente serpentinizada, la disyunción es menos visible, o al menos está en una sola dirección; mientras que la dunita tiene disyunción groseramente cúbica y con tendencia de las caras a curvarse.

El crisotilo se presenta en "cross fibra", con tendencia al paralelismo de vetas que forma, las cuales encajan en bandas estrechas de serpentina ve manzana, entre la roca azul oscura.

El crisotilo ha podido formarse según el siguiente proceso: con la trusión granítica en la duníta se originaron grietas de compresión. Al mienzo de la solidificación del granito, la emanación de gases y vapores p dujo la serpentinización de la duníta, partiendo de las grietas. En el enfimiento gradual de los vapores, una cierta proporción de la serpentina disolución se fue precipitando continuamente. De esta serpentina se for el crisotilo en los canales por los que el disolvente seguía su camino. Al fi de la fase de enfriamiento tuvo lugar un deslizamiento que originó la quistosidad y una deshidratación con formación de talco, como último calón del metamorfismo.

La "brittle fibra" resultaría una fibra parcialmente talcificada, form a expensas del crisotilo, del mismo modo que las rocas talcosas lo haber sido de la serpentina.

Con este proceso aparece como lógica la sucesión de muro a techo: g nito, talco-esquistos, zona de transición con "brittle fibra", serpentinas crisotilo, serpentina estéril, duníta parcialmente serpentinizada, duníta alterada; desapareciendo gradualmente la intensidad del metamorfismo, c la distancia al granito.

Características genéticas muy diferentes presentan los criaderos dolo ticos, tipo Arizona (U. S. A.) y Carolina (Transvaal). Aparecen en fallas fracturas de calizas y dolomías sedimentarias, producidas por intrusio diabásicas, y en las que la serpentina y crisotilo tuvieron lugar con las timas emanaciones del magma diabásico.

La crocidolita y amosita se presentan en los "banded ironstones" visible conexión con intrusiones de rocas ígneas. Se les atribuye un orig metamórfico, en el que el calor y presión, producidos a grandes profundades, determinaron un reajuste molecular.

3. Explotación

La explotación de los criaderos de amianto no presenta caracteres d tintos de la de otros minerales. Incidentalmente se puede añadir que evita el empleo de la madera en el interior para evitar el riesgo de q alguna astillita pueda seguir el camino de las fibras. Incluso en algunas nas se prohíbe bajar al interior con cajas de cerillas de madera.

Las explotaciones masivas comenzaron sus trabajos, como es usual, cielo abierto, para continuar después en interior.

Las minas de amianto de Canadá fueron las primeras en adoptar el si tema de "block caving" o hundimiento en bloque, después de haber si

puesto en práctica, por primera vez, por una mina americana de cobre, y a cuyo sistema se presta la roca, frecuentemente fracturada y de mediana dureza.

En Africa del Sur se utiliza el sistema "sub-level caving" o de hundi miento por subniveles. Como explotación modelo se cita la de la "Havelock Mine", en Swaziland, esquematizada en el adjunto croquis (fig. 2), que por

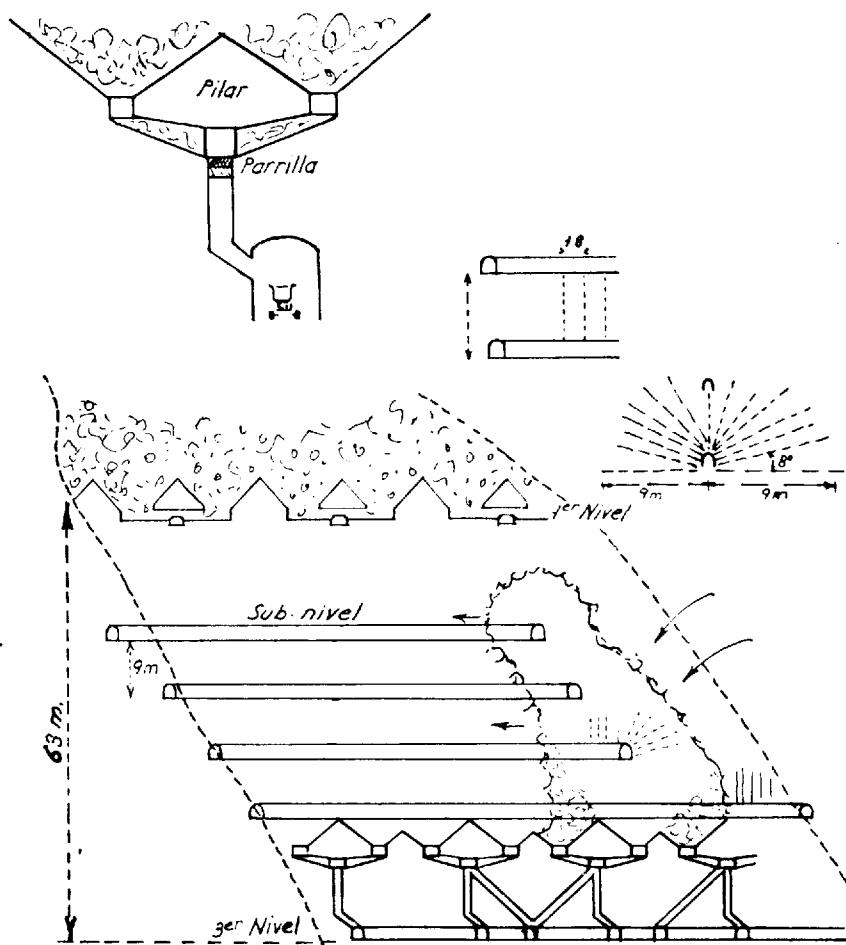


Fig. 2

sí solo se explica. El criadero consiste en una masa de serpentina mineralizada, dentro de serpentina estéril, con una corrida de 1.300 metros, potencia de 45 a 60 metros y rendimiento en fibra de 4,5 al 5 por 100. El crisotilo se presenta en "cross fibra" en forma de "stock-werk", y ocasionalmente en vetas paralelas que siguen de lejos la dirección del criadero. Apa

rece en serpentina verde clara y la fibra se va perdiendo a la vez que aquél se hace negra, dura y a veces como laminada. Así, el techo no está claramente definido y se fija convencionalmente según el límite de explotabilidad estimado. La preparación se lleva muy avanzada y en los subniveles que cortan a la masa se efectúan barrenos en abanico, con 20 barrenos de a 15 metros de longitud. Cada disparo de una corona suministra de 600 900 toneladas de zafra y se van disparando según el ritmo de la explotación, la cual se efectúa en retirada desde el techo al muro. La producción anual es del orden de las 32.000 toneladas de fibra, de las cuales un 7 por 100 son de los grados 3 y 4, por partes iguales.

La crocidolita y la amositita se presentan en bancos mineralizados con series de vetas paralelas conformes con la estratificación y con soluciones de continuidad en las extensas formaciones de los "banded ironstones". Su explotación es similar a la de las capas de cualquier otro mineral, generalmente formando cuarteles de arranque según la dirección y buzamiento de banco y llenando con el estéril arrancado.

4. Preparación mecánica

La separación de la fibra de la mena, ambas de densidad similar, exige una técnica especial, pues es preciso conservar la longitud de la fibra natural y evitarle un excesivo castigo que merme sus cualidades físicas.

Los principios en que se basa un taller son:

a) El amianto, cuanto más fibrizado, es más ligero y ofrece más resistencia a una corriente de aire, pudiendo, por tanto, ser separado de la roca o de los haces no abiertos, por aspiración; para que esto pueda verificarse, la humedad de la mena no debe pasar de cierto límite.

b) Para evitar daño innecesario a la fibra, ésta debe ser aspirada tan pronto se desprenda de la roca.

En los esquemas de tratamiento pueden distinguirse tres fases esenciales: trituración y secado; separación de la fibra y molido de mixtos; limpieza y graduación de la fibra.

En las explotaciones selectivas de crisotilo y en las de amiantos anfibólicos, la primera fase se simplifica notablemente, pues se parte de "cobs" o zafras estriadas.

En las explotaciones de criaderos en masa, la trituración suele hacerse a base de machacadoras de mandíbula y de cono giratorio, con las precisas clasificaciones en trómeles y secado en hornos apropiados, de las zafras menores de determinados tamaños. En ocasiones la propia machacadora hace la función de secado de los tamaños grandes, separados previamente.



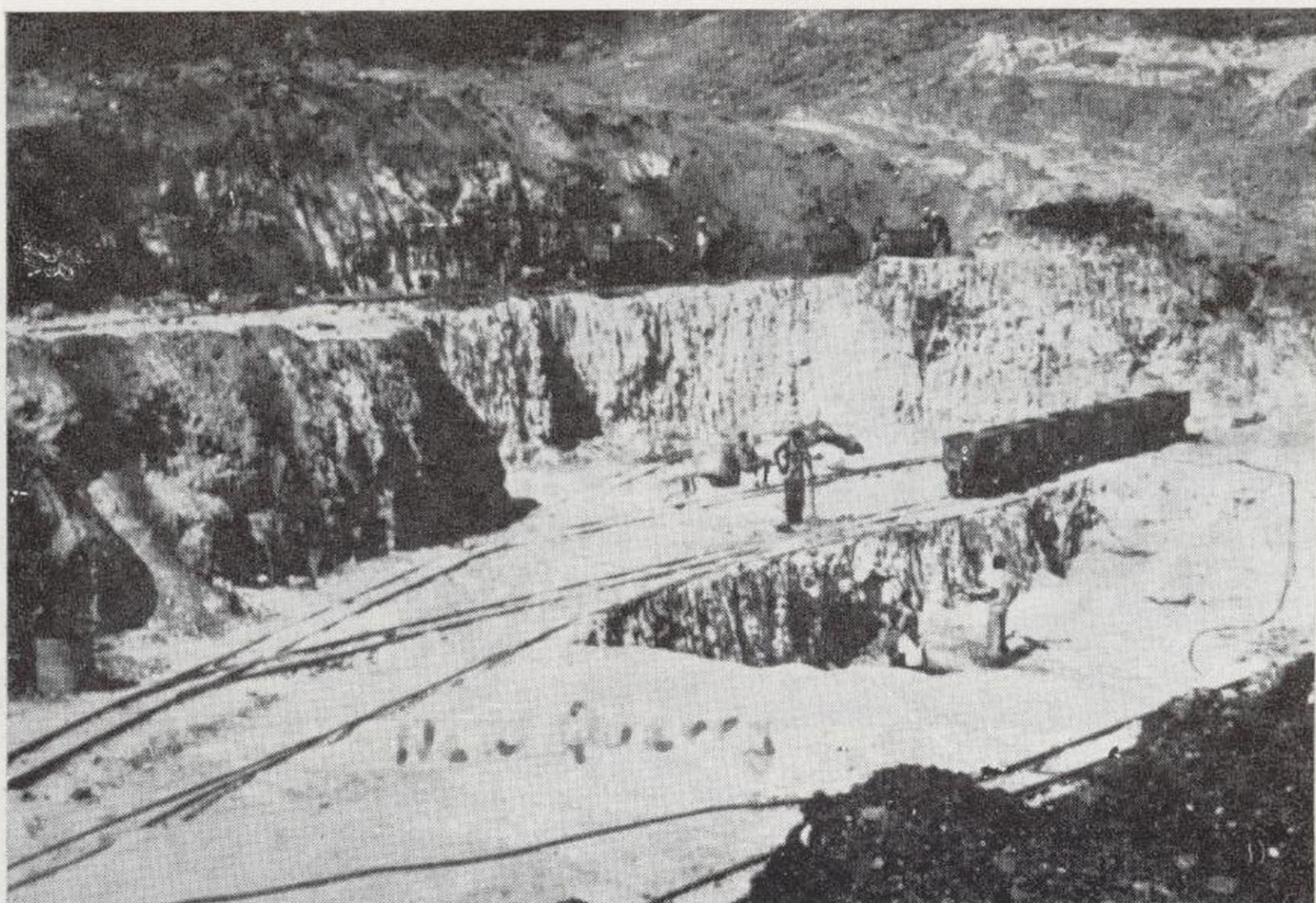
Fot. 13.—Explotación a cielo abierto de la mina de crisotilo "Msauli", de Barbenton, Transvaal.



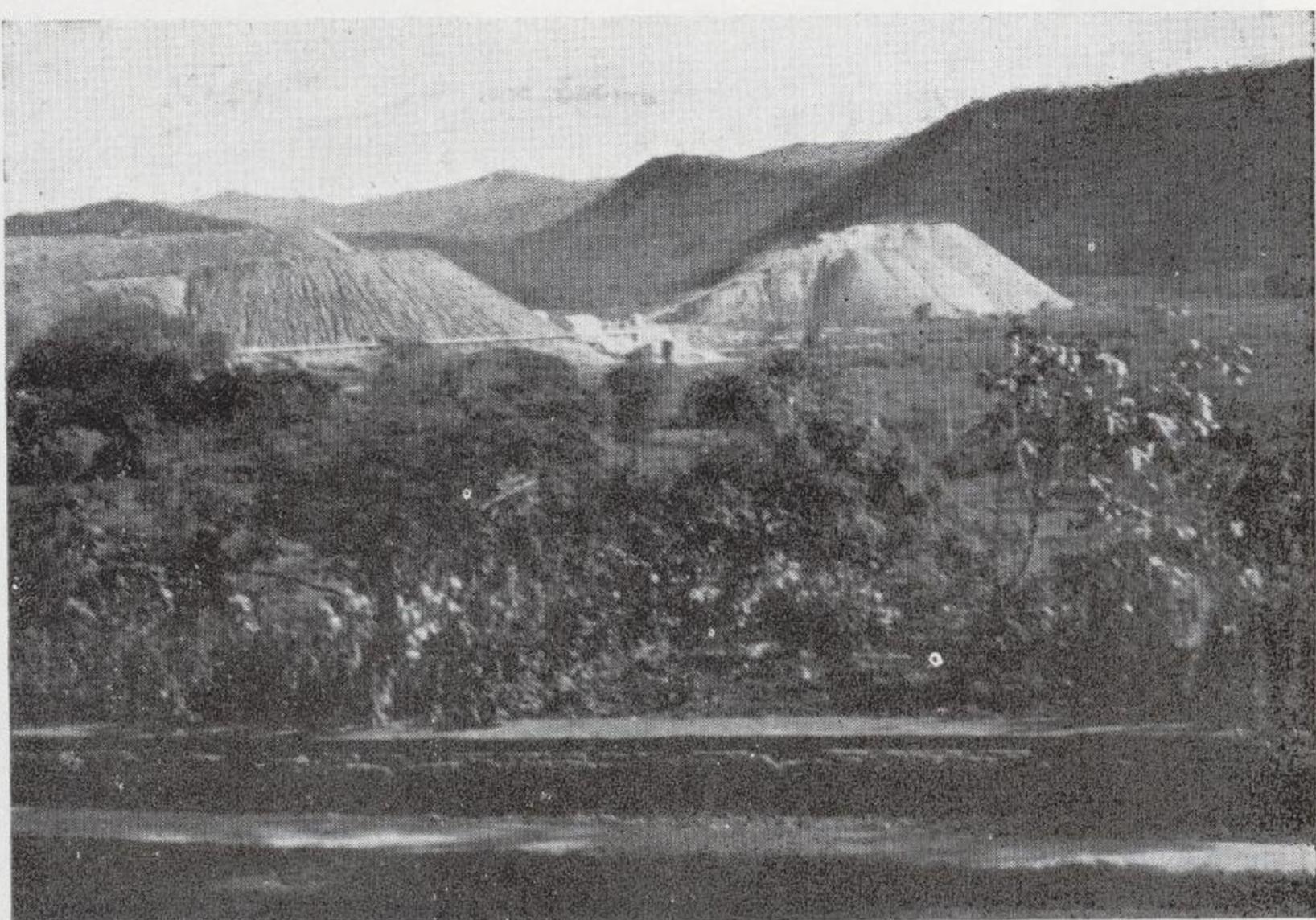
Fot. 14.—Trabajos preparatorios para la iniciación de una explotación a cielo abierto, en la mina de crisotilo "Msauli", de Sudáfrica.



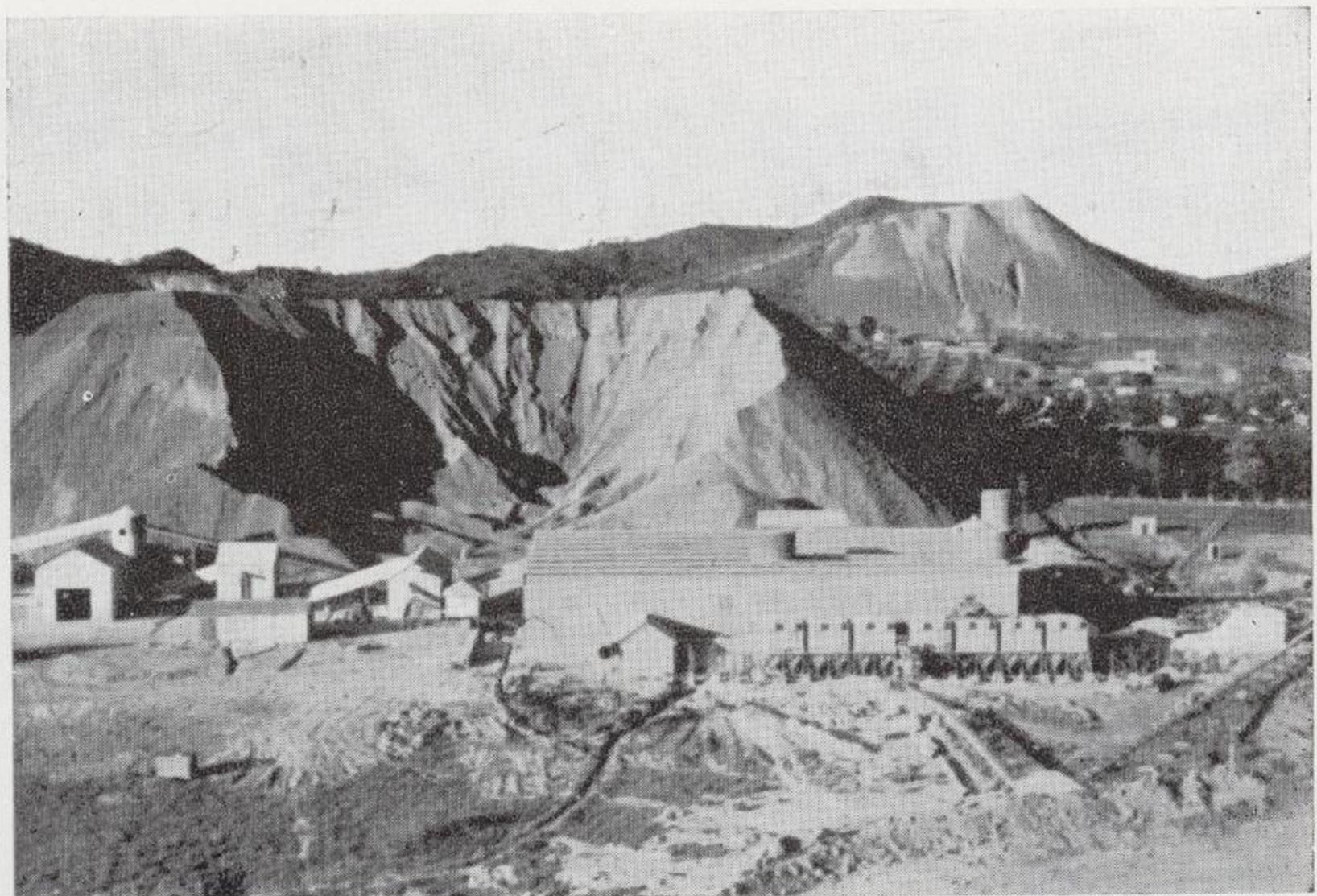
Fot. 13.—Explotación a cielo abierto de la mina de crisotilo
“Msauli”, de Barbenton, Transvaal.



Fot. 14.—Trabajos preparatorios para la iniciación de una explotación a cielo abierto, en la mina de crisotilo “Msauli”, de Sudáfrica.



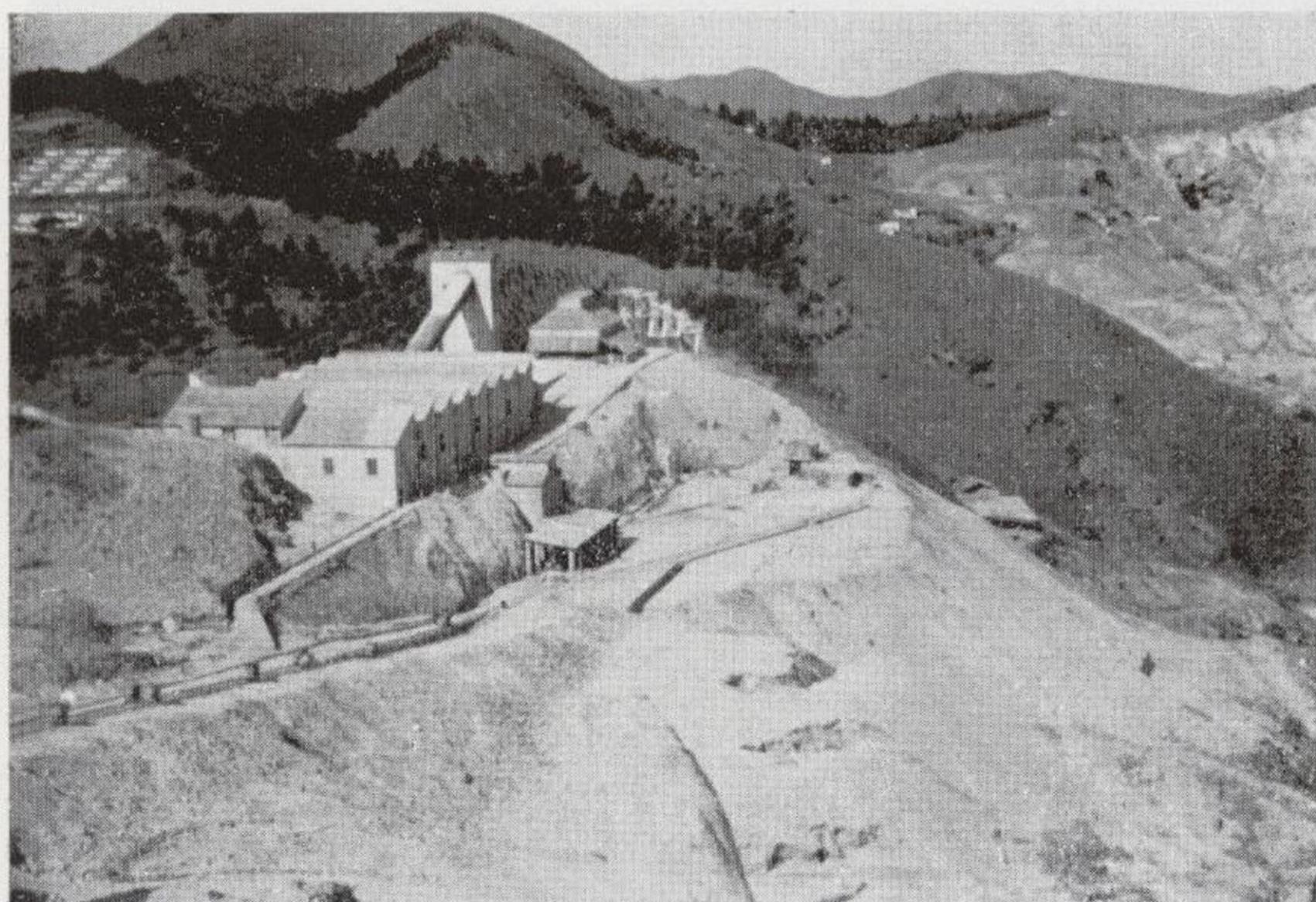
Fot. 15.—Vista de una de las explotaciones de crisotilo de Shabani, Belingwe, Rhodesia del Sur.



Fot. 16.—Recuperación de la fibra corta de crisotilo, de una escombrera de Shabani, Rhodesia del Sur.



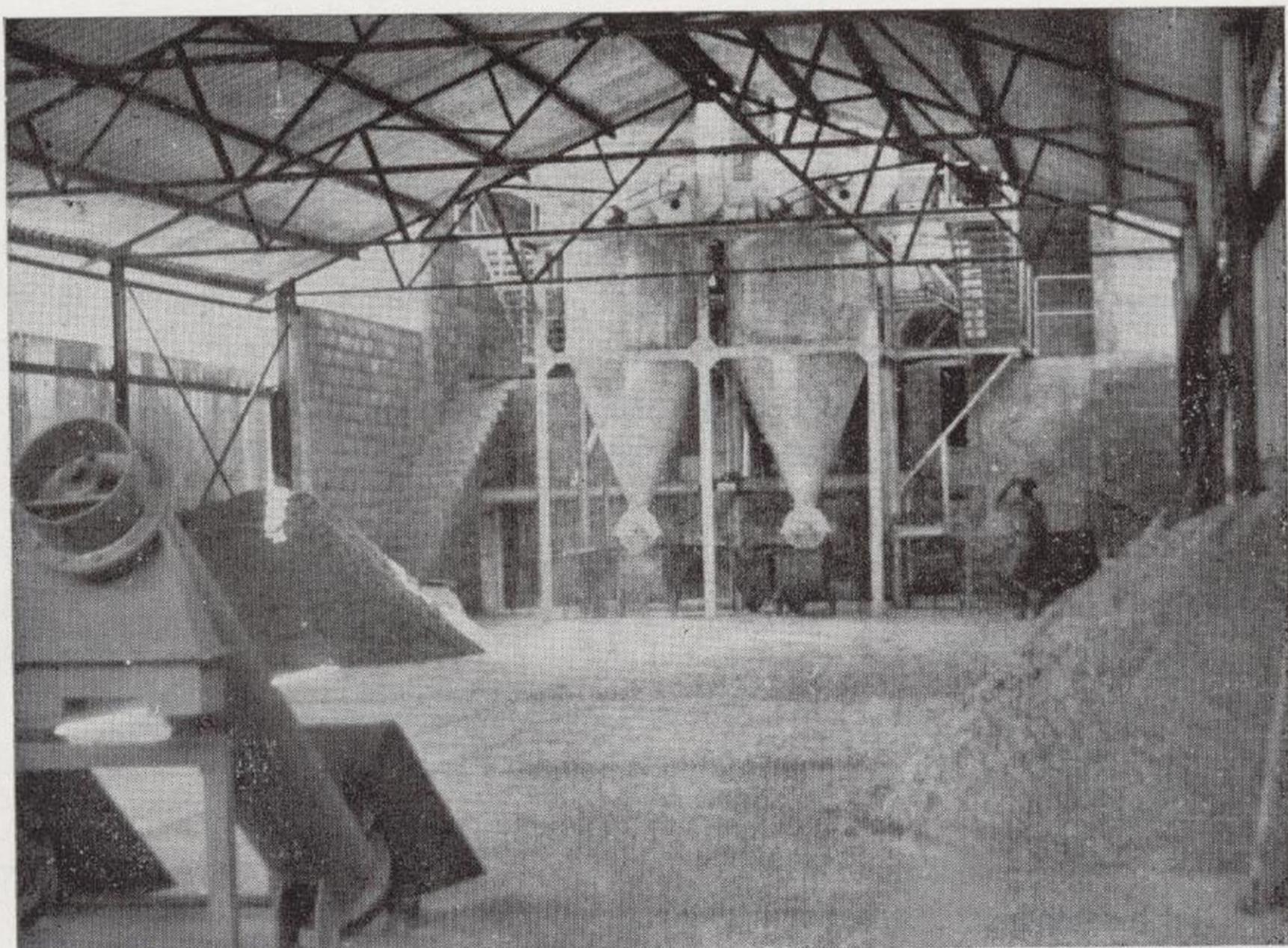
Fot. 17.—Explotación a cielo abierto de la "Gath's Mine" en Mashaba, Rhodesia del Sur.



Fot. 18.—Vista de la mina de crisotilo "Havelock", de Swaziland. En la parte superior derecha, antigua explotación a cielo abierto. Del centro hacia la izquierda, cabeza del plano inclinado de extracción y taller de preparación mecánica.



Fot. 19.—Vista de la mina de crocidolita "Mashabolumi", de Hognate, Pietersburg, Transvaal. Serie de entradas de galerías en dirección, para la explotación de un banco mineralizado.



Fot. 20.—Sala de mezclas y ciclones, final del tratamiento, de una planta de preparación mecánica de crocidolita, del distrito de Pietersburg, Transvaal.

La segunda fase consiste en un repetido proceso de clasificación en trómeles o mesas de sacudidas, con aspiración de la fibra por toberas de forma tronco-piramidal, situadas sobre la caída libre de la zafra, a la salida de las mesas. La fibra aspirada pasa a ciclones con separación del polvo; el derrame de trómeles y mesas sigue a molienda y tratamiento sucesivo, eliminan-

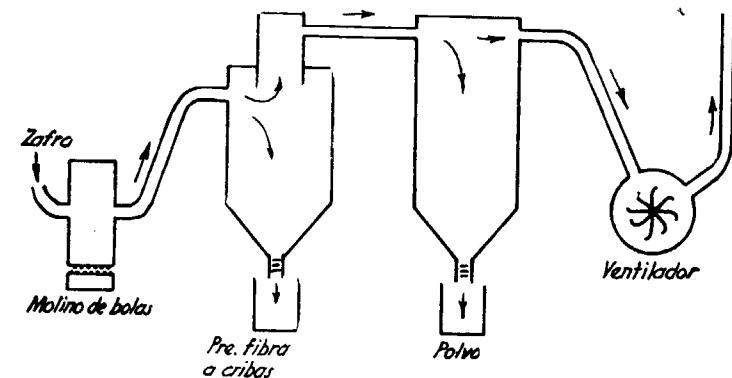


Fig. 3

do el estéril en forma de polvo o de arenas a la escombrera, apurando más o menos el tratamiento, según los factores económicos.

La operación de molienda es la más delicada y se trata constantemente de mejorarla, cambiando o perfeccionando los tipos de molino para causar el menor daño posible a la fibra.

En explotaciones pequeñas se han hecho ensayos de plantas "aerofall", que ofrecen la ventaja de su sencillez y facilidad de control, y, aparentemente, la de recuperar la fibra tan pronto queda libre en el molino de bolas (fig. 3). Sin embargo, parece no ha tenido éxito, aparte de que consume mucha energía, por excesivo castigo de la fibra.

En el adjunto esquema (fig. 4) se indica cómo se realiza la tercera fase,

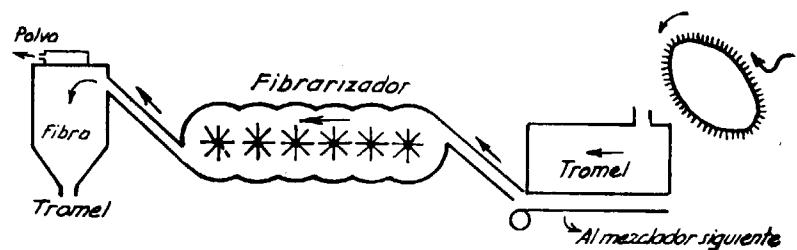


Fig. 4

de limpieza y graduación de la fibra, en las famosas minas de Shaban Swaziland. Los productos obtenidos en el taller se tratan separadamente una serie de unidades en paralelo, compuestas de un alimentador de pei de marcha lenta (200 Kg./hora), clasificación en trómel, fibrarización, paración de polvo en ciclón y nueva clasificación. El fibrarizador consta en una serie de ejes con brazos radiales de redondo, girando en sentido contrario al de la marcha de la fibra, aspirada por el ventilador centrífugo ciclón.

En las minas de explotación selectiva se suele hacer una clasificación visual previa de las zafras estriadas, para tratarlas separadamente en el taller y obtener así las diferentes especificaciones de fibra, pudiendo efectuar la limpieza y fibrarización en plantas instaladas especialmente con este o para minerales de distintas procedencias.

En el croquis adjunto se representa un sencillo esquema (fig. 5) de pl

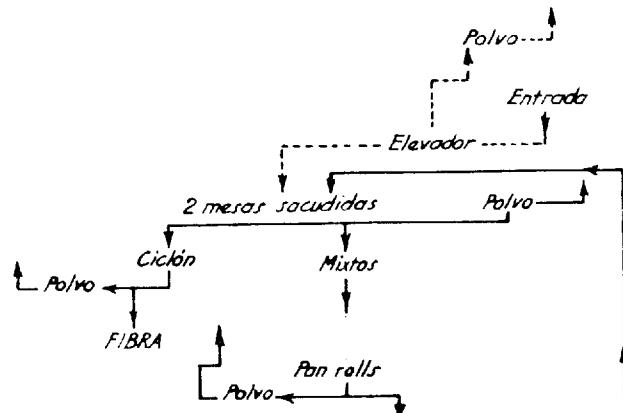


Fig. 5

ta de este tipo, para 2 Tm./hora, con el detalle del molido en "pan roto" formado por dos rodillos sobre un fondo en forma de plato que gira en plano horizontal (fig. 5, 1) y el detalle de la separación en las cribas de sacudidas y ciclones (fig. 5, 2).

Se representa también otro tipo de tratamiento, para crocidolita y asbestos (fig. 6), compuesto de desintegrador (1), trómel clasificador de mineral (2, 3 y 4) y fibra (5); ciclón con obtención de fibra (6) y filtro de aire lona, con sedimentación del polvo (7).

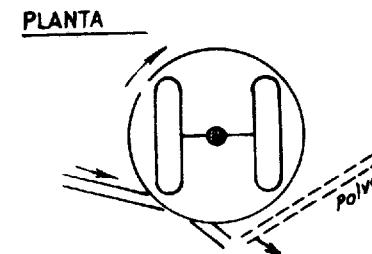
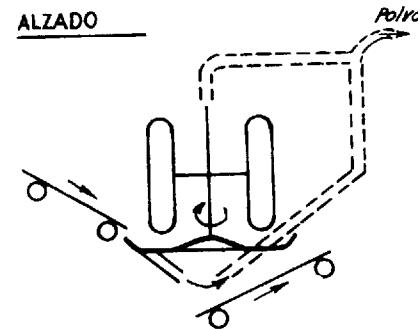


Fig. 5, 1

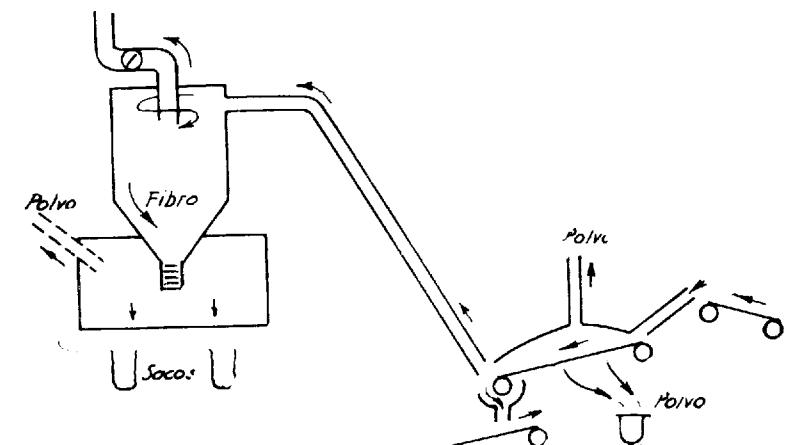


Fig. 5, 2

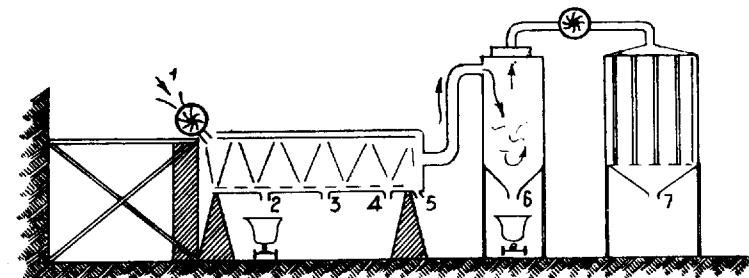


Fig. 6

5. Clasificación canadiense del crisotilo

El sistema de clasificación adoptado por los productores canadienses consta de nueve grupos, divididos a su vez en subgrupos. Los tres primeros grupos corresponden al "amianto crudo", término que se aplica al escogido o estriado a mano, en estado natural, o sea sin desfibrar. Los seis últimos se refieren al "amianto tratado" u obtenido previa preparación mecánica mineral.

La clasificación de los grupos 3 al 7, ambos inclusive, se efectúa con "Quebec Standard Asbestos Testing Machine", y la de los 8 y 9 se determina por el peso en libras de un metro cúbico de amianto, no prensado. La máquina de ensayos "Quebec Standard" (fig. 7) consiste en un jue-

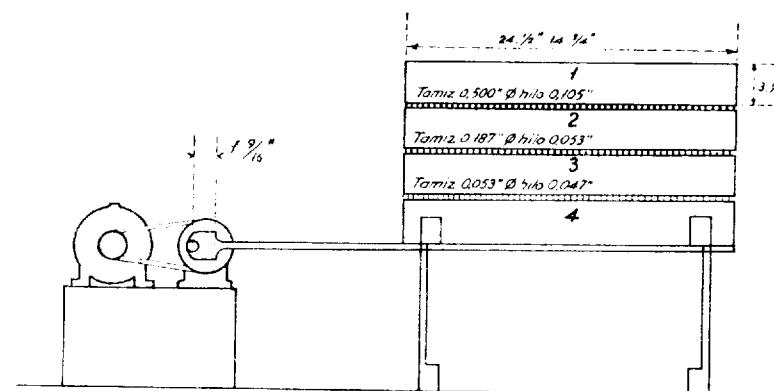


Fig. 7

de cuatro cajones de aluminio superpuestos, midiendo cada uno $24\frac{1}{2}'' \times 14\frac{3}{4}'' \times 3\frac{1}{2}''$ ($622 \times 374 \times 89$ mm.), descansando sobre una mesa móvil por una excéntrica, con un recorrido lineal de $19\frac{1}{16}''$ (39,8 mm.). Los cajones van numerados de arriba abajo, del 1 al 4. Los fondos de los tres primeros cajones consisten en tamices de bronce de 0,500", 0,187" y 0,053" (12,70, 4,78 y 1,35 mm.), con diámetros de alambre, respectivamente, de 0,105", 0,063" y 0,047" (2,66, 1,57 y 1,19 mm.). El cajón número 4 sirve de colector a los finos que han atravesado los otros tres.

Para hacer un ensayo se colocan 16 onzas (16×453 gr.) de la muestra tipo en el cajón superior, o número 1, el cual se cierra con una tapa que se sujetó con grapas y se pone la máquina en marcha, a la velocidad de 328 r. p. m., manteniéndose por control automático a esta velocidad hasta que el eje ha girado exactamente 600 revoluciones. Se pesa el contenido de cada cajón, expresado en onzas, y las cuatro cifras obtenidas dan el grado de la muestra.

Por ejemplo, el grado 3z, equivalente a 0-8-6-2, significa que después de las 600 revoluciones, de las 16 onzas de amianto depositadas en el cajón número 1 no queda nada en éste; quedan ocho onzas en el número 2, seis onzas en el número 3 y dos onzas en el fondo, o número 4.

CLASIFICACIÓN CANADIENSE DEL CRISOTILO

Grupo	Designación típica del grado	Minimo tipo garantizado
1	Crudo núm. 1.	Fibras longitud 3/4.
2	Crudo núm. 2. " Crudo todo-uno. " Crudos varios.	— — entre 3/8 y 3/4". Crudos sin clasificar. Crudos distintos de los anteriores.
3	Fibra para hilar o textil. (Spinning or textile fiber).	3 D 8-6-1-1. 3 F 7-7-1 1/2-1/2. 3 K 4-7-4-1. 3 M 2-9-4-1. 3 R 2-8-4-2. 3 T 1-9-4-2. 3 Z 0-8-6-2.
4	Fibra para fibrocemento. (Shingle fiber).	4 D 0-5-10-1. 4 F 0-3-12-1. 4 K 0-4- 9-3. 4 M 0-4- 8-4. 4 R 0-3- 9-4. 4 T 0-2-10-4. 4 Z 0-1 1/2-9 1/2-5.
5	Fibra para papel. (Paper fiber).	5 D 0-1/2-10 1/2-5. 5 F 0-1/2-9 1/2-6. 5 K 0-0-12-4. 5 M 0-0-11-5. 5 R 0-0-10-6. 5 T 0-0- 9-7. 5 Z 0-0- 8-8.
6	Borra. (Waste, stucco or plaster).	6 D 0-0-7-9. 6 F 0-0-6 1/2-9 1/2.
7	Cortos. (Refuse or shorts).	7 D 0-0-5-11. 7 F 0-0-4-12. 7 M 0-0-3-13. 7 K 0-0-2-14. 7 M 0-0-1-15. 7-20 20 libras/pie cúbico (320 Kg./m ³). 7-25 25 — — (400 —). 7-30 30 — — (480 —). 7-35 35 — — (560 —).
8	Arena. (Sand).	8-40 40 — — (640 —). 8-45 45 — — (720 —). 8-55 55 — — (880 —). 8,75 75 — — (1.200 —).
9	Grava y piedra. (Gravel and stone).	9 75 libras y más/pie cúbico.

6. Otras clasificaciones comerciales

La clasificación canadiense ha ido difundiéndose entre los producto de crisotilo de los demás países y, si no adoptada, es por lo menos ten en cuenta.

En *Africa del Sur*, el conjunto de compañías mineras, subsidiarias Turner & Newall, que representan un 80 por 100 de la producción de sotilo del continente africano, conservan las marcas, universalmente fa sas, CG, VRA y HVL, grados 1, 2, 3 y 4. Las dos primeras correspon a las iniciales de las antiguas compañías explotadoras, de Shabani la C de Mashava la VRA, en Rhodesia del Sur. La HVL designa las obteni en la "Havelock Mine" de Swaziland.

La clasificación rusa de crisotilo comprende crudo AA, de 18 milí tros o más de longitud, y los siguientes grados de mineral tratado, cons nándose entre paréntesis el grado aproximado de la clasificación canadie a que corresponden.

0-1 (3 F ó 3 K)	0-2 (3 R)	1-2 (3 Z)	6-3 (3 Z)	0-3 (4 H)
0-4 (4-Z)	I-4 (4 R)	6-4 (4 Z)	W S	R-5 (6 D)
I-5 (6-D)	S-4 (5 D)	R-6 (cortos)	1-6 (cortos)	6 A (cortos)

Los grados S-4 y WS corresponden a fibras completamente abiertas; grado I, abiertas pero no tanto; el grado 6 contiene más fibras sin abri los o y R, fibrarización mucho más incompleta.

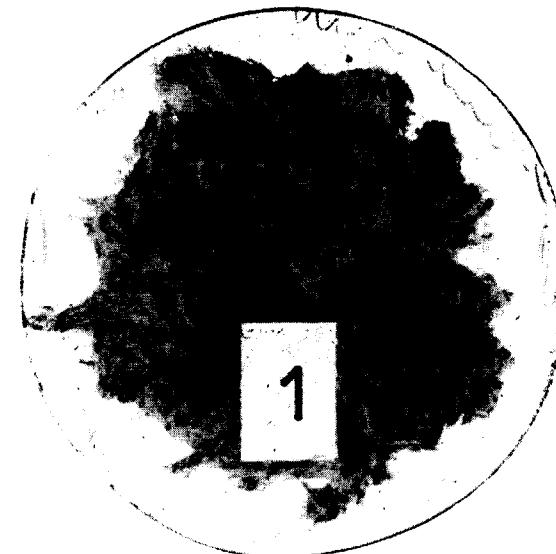
Para la *crocidolita* y *amosita* no hay otras normas de clasificación las que cada productor establece para sus fibras. En la República Sudafri na el conjunto de compañías subsidiarias de la "Cape Asbestos Fibres Ltd" que representan del orden del 90 por 100 de la producción, tienen esta cidos los siguientes grados:

Cape Blue: Ocho grados, D, C, B, A, S, P, B₁ y H, por orden desc endente de longitud de fibra. La D, obtenida de vetas mayores de 1 3/ C de 1 1/4 a 1 3/4"; B, de 3/4 a 1 1/4", etc., etc.

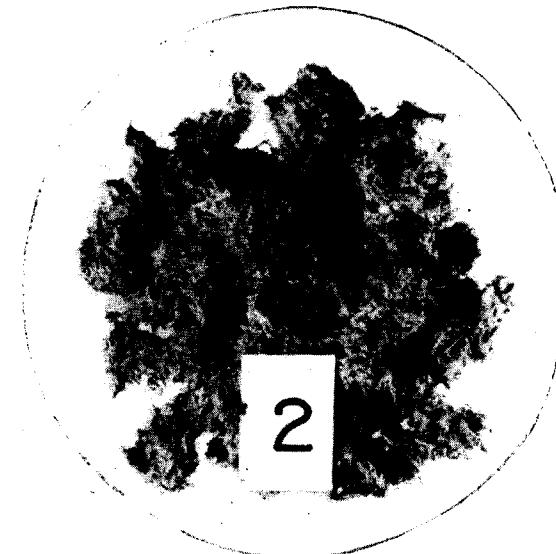
Amosita: Quince grados, D₃, D₁₁, DX, MD, M, K₃, W₃, S₂, S₃W, S₃, 6W, 6K, AW y A₁₀, igualmente en orden descendente de 1 gitud de fibra. La D₃, mayor de dos pulgadas. D₁₁ a 1 1/2" a 2", etc.,

La clasificación finlandesa de *antofilita* se basa en una letra o grupo letras, seguida de uno o dos números.

Las letras indican el tipo de fibra general: I, grado largo; A, grado dio; PT, MT, cortos. Los números especifican la calidad: Número 1, p ducto base; números pares, 2, 4, 6, etc., indican calidades crecientes; meros impares, 3, 5, 7, etc., calidades decrecientes. El primer número refiere a la longitud de fibra y el segundo al grado de refino. La omisión del número significa falta de control de calidad.



Fot. 21.—Amianto tratado, crisotilo de Swaziland, marca y grado HVL-3. (Tamaño 1,1 del natural.)



Fot. 22.—Amianto tratado, crisotilo de Swaziland, marca y grado HVL-4.



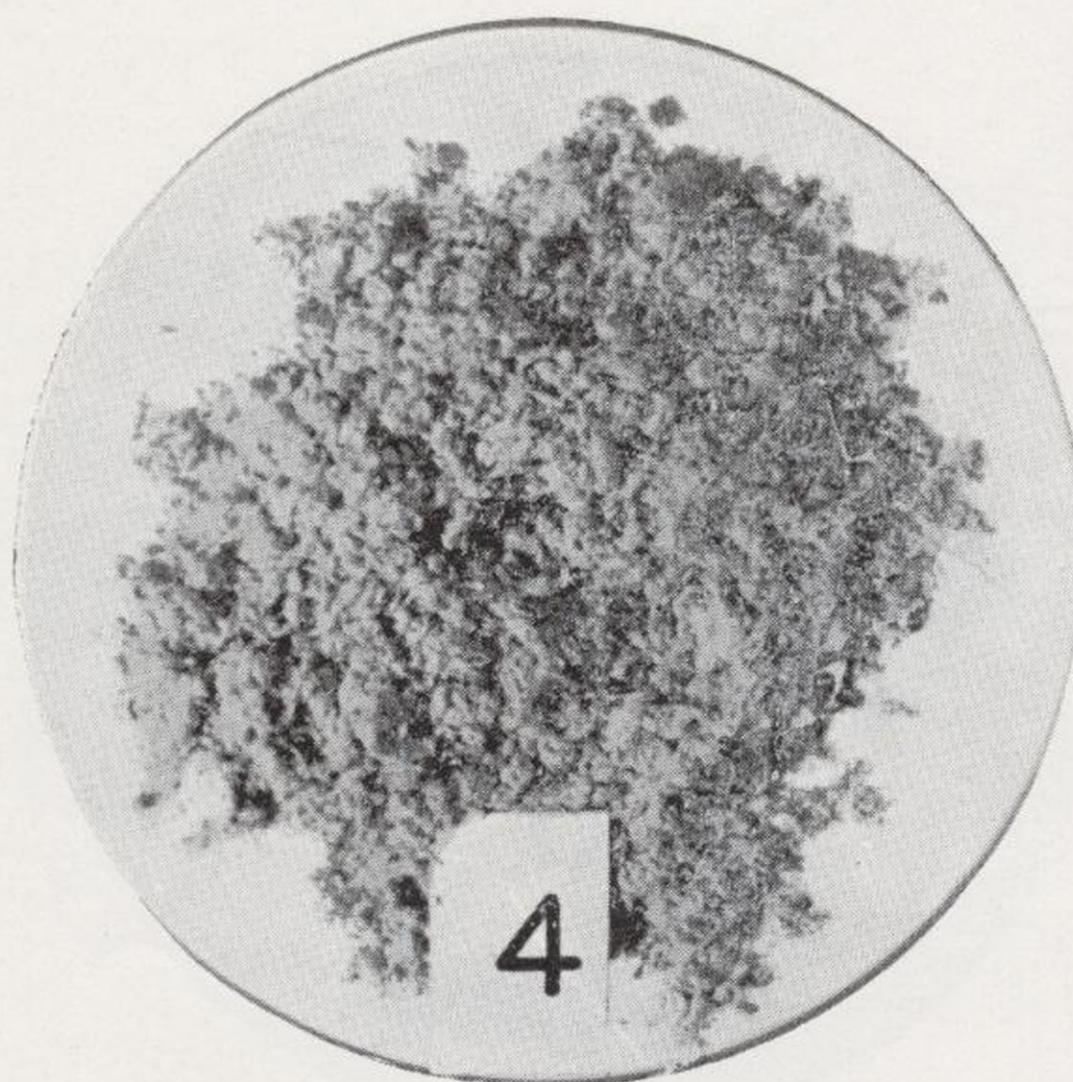
Fot. 21.—Amianto tratado, crisotilo de Swaziland,
marca y grado HVL-3. (Tamaño 1,1 del natural.)



Fot. 22.—Amianto tratado, crisotilo de Swaziland,
marca y grado HVL-4.



Fot. 23.—Amianto tratado, crisotilo de Quebec,
grado canadiense 4 Z.



Fot. 24.—Amianto tratado, crisotilo de Quebec,
grado canadiense 6 D.



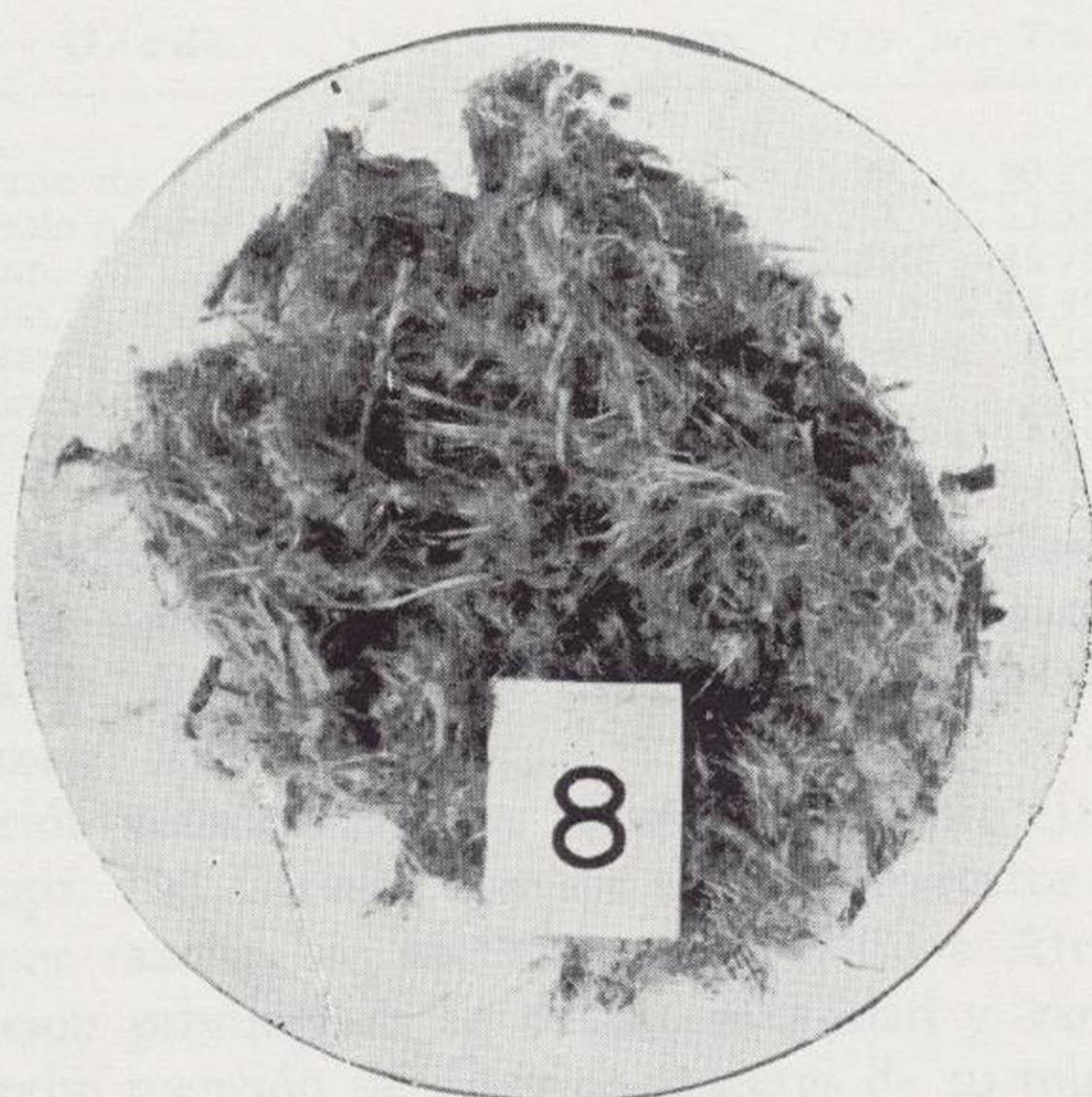
Fot. 25.—Amianto tratado, crisotilo del grupo
“Amparín”, grado núm. 1 del taller de Mijas
(Málaga).



Fot. 26.—Amianto tratado, crocidolita, clase MTB/3,
del taller de Voorspoed, Transvaal.



Fot. 27.—Amianto tratado, amosita, marca $\frac{\text{DCA}}{\text{CONS}}$
de la planta de Pietersburg, Transvaal.



Fot. 28.—Amianto tratado, montasita de la mina
“Montana” de Pietersburg, Transvaal.

7. Producción, precios y datos varios

La producción mundial de amianto de todas clases se estima en 3.055.000 toneladas cortas para el año 1962. El Canadá aporta el 40 por 100, Rusia el 36 por 100 y los países de África del Sur el 13 por 100, o sea que entre estas tres áreas geográficas suman el 89 por 100 del amianto producido en el mundo.

El crisotilo supone alrededor del 93 por 100 del tonelaje producido, la crocidolita el 4 por 100, la amosita el 2,5 por 100 y la antofilita y tremolita el 0,5 por 100.

Los principales países productores de crisotilo son: Canadá, Rusia, Rhodesia del Sur, China, Estados Unidos, Swaziland, Sudáfrica, Italia, Francia, Chipre y Japón.

Producen crocidolita: Sudáfrica (88 por 100), Australia (12 por 100) y, en proporción insignificante, Bolivia, con una producción anual, en conjunto, de unas 132.000 Tm. Sudáfrica es el único país productor de amosita, con alrededor de 75.000 Tm. anuales. Finlandia es el mayor productor de antofilita, con unas 10.000 Tm. anuales; le siguen Estados Unidos (Georgia y Carolina del Norte) y Brasil.

Se consignan a continuación las cotizaciones del año 1963 de crisotilo canadiense (Quebec), las cuales sirven de pauta para los demás amiantos, expresadas en dólares canadienses por tonelada corta, f. o. b. mina. En la columna de la derecha se expresa su equivalencia en pesetas por tonelada métrica, al cambio de 55,5 pesetas/dólar canadiense:

Grado	Can. \$ por s. ton.	Ptas. por Tm.
Crudo n.º 1...	1.410 a 1.475	86.292 a 90.270
Crudo n.º 2 y otros	610 a 875	37.332 a 53.550
Núm. 3...	350 a 650	21.420 a 39.780
Núm. 4...	180 a 245	11.016 a 14.994
Núm. 5...	120 a 150	7.344 a 9.180
Núm. 6...	86	5.263
Núm. 7...	40 a 80	2.448 a 4.896

Como mera indicación, se puede decir que los precios de los amiantos anfibólicos son del siguiente orden, en relación a grados similares de crisotilo: crocidolita del Cabo, 100 por 100; crocidolita del Transvaal, el 70 por 100, y amosita, el 40 por 100.

A continuación apuntamos unos breves datos sobre el amianto del Canadá y de Europa. Del Canadá, por ser el país productor más importante, y de Europa, por razones de vecindad. En cuanto a África del Sur, que ocupa una posición privilegiada en cuanto a calidad y variedad de amiantos, ya se ha hecho mención de diversos aspectos de su minería, como puntos de referencia de lo expuesto en este trabajo.

CANADÁ.

A continuación se detalla, por grados, la producción canadiense del 1961 y los porcentajes del total, en cantidad y valor, agrupando convencionalmente los grados, en largos (crudos), medios (3, 4 y 5) y cortos (7 y 8).

Grados	S. tons.	Fibra	% produc.	% valor
Crudos	163	Larga.	0,014	0,11
Núm. 3... ...	29.296			
Núm. 4... ...	339.082	Media.	46.710	74,13
Núm. 5... ...	179.852			
Núm. 6... ...	193.467			
Núm. 7... ...	423.116	Corta.	53.276	25,76
Núm. 8... ...	8.719			
TOTAL	1.173.695		100,000	100,00

La minería canadiense está controlada por ocho o diez compañías, las cuales las norteamericanas suman alrededor del 60 por 100 de la producción y están estructuradas verticalmente, es decir, son mineras y fabrantes, vendiendo en el mercado únicamente el amianto que les sobra.

La compañía más importante es subsidiaria de la "Johns-Manville" produce anualmente unas 600.000 toneladas, de las cuales el 75 por 100 es de fibra corta. Por este motivo desarrolla una intensa investigación para ampliar el campo de aplicación industrial de dicha fibra. Trabaja la famosa "Jeffrey Mine", situada en Asbestos (Quebec), la cual inició sus trabajos el año 1891 sobre una masa de serpentina mineralizada con una sección oval de 900 x 650 metros, que constituye el mayor depósito conocido de amianto. La ley de esta masa varía del 3 al 10 por 100, y la media de recuperación es del 7 al 8 por 100 de fibra por tonelada arrancada.

En la pasada década se puso en explotación una nueva mina en la Columbia Británica por la compañía "Cassiar". Se trata de un importante criadero, que se distingue de los de Quebec por sus altos porcentajes en fracciones de los grados 3 y 4; por ser sus fibras menos talcosas y bajas en magnetita contenida y, en consecuencia, aptas para las aplicaciones eléctricas especiales. Se asemejan, por tanto, más al crisotilo de Rhodesia del Sur y Swaziland que al de Quebec, y, como aquéllos, está bajo el control de una sola compañía inglesa "Turner & Newall", también de organización vertical.

EUROPA.

U. R. S. S.—Se le estima una producción, en el año 1962, de 1.100.000 toneladas, obtenidas en su casi totalidad de las famosas minas de los Urales en las que se descubrió el crisotilo, por primera vez, en el año 1710. Esta

minas están situadas en el Distrito de Bajenova y tienen por centro a Asbest, situado a 90 Km. al NE. de Sverdlovsk, estación del ferrocarril Transiberiano. La formación recuerda a las de Quebec, y consiste en una masa de 21 Km. de largo por 0,2 a 1,2 de ancho, de peridotitas encajadas entre pizarras y granito. Dentro de esta masa se presenta el amianto en otras masas serpentinizadas, de sección elipsoidal. Se han reconocido otros criaderos en Kiembá (Kazakhstan) y Tuva, cerca de la frontera de Mongolia, y se espera continúe el aumento de la producción soviética.

Italia.—Italia ha ido siempre a la cabeza de la industria del amianto. En los tiempos remotos, con la tremolita de los Alpes, en el siglo XVIII, montando las primeras fábricas industriales, y en nuestros tiempos con el desarrollo del fibrocemento e invento de la fabricación de la tubería a presión. Su producción actual de crisotilo proviene de la mina de San Vittore, en Balangero, situada a 20 Km. al NO. de Turín. El criadero consiste en una masa de serpentina encajada entre neises y micacitas. La mineralización es muy irregular y el crisotilo se presenta en "slip fibra", con enriquecimientos en relación a redes de litoclasas. Se obtiene fibra corta y, dentro de ella, se considera como larga la que excede de 2,5 milímetros de longitud, la cual representa el 1 por 100 de la roca tratada. El rendimiento total en fibra es del orden del 4,4 por 100, incluida la microfibra entre 0,35 y 1 milímetro, que representa otro 1 por 100 de la roca tratada (1). Se explota a cielo abierto, con extracción por pozo gloria, y la producción anual es del orden de los 60.000 Tm. de fibra. Se tienen cubicadas varias decenas de millones de toneladas de serpentina productiva.

De un criadero cerca de Turín se obtienen unas 1.000 Tm. anuales de tremolita de fibra larga.

Francia.—Produce unas 25.000 Tm. anuales, en la isla de Córcega, donde se obtiene fibra corta de crisotilo, tipo "slip fibra".

Chipre.—La isla de Chipre cuenta con una gran tradición minera del amianto. La producción se obtiene en el criadero de Amiandos, de inmensas reservas de serpentina mineralizada con el 1 al 2 por 100 de crisotilo de fibra corta, "cross fibra". Se explota a cielo abierto, con una producción de unas 20.000 toneladas anuales.

Yugoslavia.—Se conocen varios criaderos de crisotilo que han pasado

(1) L. USONI: *Installations de préparation des minéraux en Italie*.—Centro di studio per la preparazione dei minerali. Consiglio Nazionale delle Ricerche. Roma, 1963.

por varias vicisitudes en sus puestas en marcha. En el año 1962 prod 7.400 toneladas de las minas de Stragari, situadas a 90 Km. al sur de B grado, con una formación geológica muy peculiar, en la que el amia aparece en una serie de fracturas en la zona de contacto de la serpent con calizas, y presenta extraordinarias dificultades en las operaciones de paración mecánica, para la liberación de la fibra de la roca.

III.—EVALUACION DE LAS FIBRAS

1. Generalidades y métodos varios de evaluación e identificación

En el criadero, el valor de la fibra lo determina su tenacidad y longitud. En el mineral vendible, además de estas cualidades, hay que considerar la limpieza del producto y tener presente el grado de apertura de las fibras o fibrarización.

Aparte de estas condiciones generales, a las que fundamentalmente se refiere este capítulo, cada industria específica precisa las suyas; por ejemplo, la de aislantes eléctricos establece una ley máxima de hierro total y hierro magnético contenido, variables según la clase de producto a fabricar. Estas condiciones las cumplen, además de otros determinados criaderos, los encajados en dolomías, que a su vez son excluidos por las fábricas de fibrocemento. Una gota de ácido clorhídrico es suficiente para reconocer los amiantos dolomíticos.

Puede hacerse una apreciación rápida de la resistencia de la fibra en roca, separando con una navaja un haz, el cual se sujet a por sus extremos, con los dedos índice y pulgar de cada mano. Con un movimiento de torsión de una mano, se abre el haz y se divide en otros más finos. Se separa uno de éstos y, con los dedos en igual disposición que antes, y apretando los extremos con las uñas, se aprecia la fuerza de tensión necesaria para romper las fibras. Al tacto se puede juzgar de la mayor o menor sedosidad de la fibra y de su contenido en talco.

Con las muestras de amianto tratado se puede operar de modo análogo. Para tener una idea de la longitud media de muestras de fibra corta, se apelotonan suavemente formando un ovillo que luego se parte en dos, tirando bruscamente, con ambas manos, en direcciones opuestas, y se observan las puntas que sobresalen de las caras separadas.

Para determinar el polvo se usa frecuentemente la propia máquina "Quebec Standard". Al efecto, se coloca el amianto recogido del cajón del fondo, o número 4, en otro cajón de las mismas medidas y con fondo per-

forado a 50 mallas. La máquina se prepara con sólo dos cajones, el nue y el número 4, y se tiene marchando durante media hora, al cabo de la c se recoge el amianto del cajón número 4, se pesa y se obtiene el porcent de polvo correspondiente a las 16 onzas.

Un procedimiento práctico de determinar la arena consiste en pesar u muestra y cribarla en un tamiz de 4 mm., sobre un papel áspero. Se incli el papel y, mientras la fibra queda a él adhrida, las arenas resbalan y separan. La pequeña parte de las fibras que haya podido resbalar con 1 arenas se separa con unas pinzas.

La presencia de fibras orgánicas mezcladas con amianto se determina s cando una muestra a 110° para eliminar la humedad. Seguidamente muestra seca se somete en un horno a una temperatura de 250° duran una hora y, pesada nuevamente, no debe acusar diferencia sensible.

Un procedimiento rápido para distinguir el crisotilo de la amosita co siste en salpicar las fibras con una solución de yodo al 1 por 100 en alcohol. El crisotilo se mancha de color marrón y la amosita no se altera. Para acar mezclas de distintas clases de amianto, por ejemplo crocidolita y amosita, que frecuentemente coexisten en una misma formación geológica, aplica la técnica del microscopio, fundada en sus distintas propiedades óticas. Para más rapidez del examen, se tienen preparados en el laborator distintos líquidos de índices de refracción adecuados.

2. Medida de la longitud de las fibras largas. Sistema Array

El aparato consiste, esencialmente, en dos juegos iguales de peines d acero. En cada juego, los peines están separados entre sí $1/8"$ y puede levantarse cada uno individualmente. Para efectuar un ensayo, se toma un muestra representativa del amianto de 0,2 gr., de la que se van tomand las fibras con unas pinzas y cardándolas con los peines del primero de lo juegos, procurando queden colocadas paralelamente. Una vez que ha sid dispuesta toda la muestra, se van bajando sucesivamente los peines hast que, sobresaliendo de uno, no alcanzan al siguiente. Estas fibras se saca con las pinzas y se colocan en el segundo juego de peines, con todos ello abiertos y a partir del borde del último peine. Se van levantando sucesivamente los peines del primer juego y repitiendo la operación hasta que toda las fibras han pasado al segundo. A continuación se bajan todos los peine de este segundo juego y se van levantando uno a uno, empezando por e otro extremo y, tirando horizontalmente con las pinzas, se van sacando sucesivamente las fibras que sobresalen entre cada dos peines y, por tanto separadas por longitudes que varían en $1/8$ de pulgada.

Se pesan las fracciones y se establece el porcentaje correspondiente.

Análisis (1) efectuados por este sistema con muestras clasificadas con los grados canadienses 3F, 3K y 3R, dieron los siguientes resultados:

	Grado 3F	Grado 3K	Grado 3R
+1"	0,9	0,0	0,2
1-7/8"	0,3	0,0	0,6
7/8-3/4"	1,0	0,6	0,9
3/4-5/8"	3,3	3,6	2,2
5/8-1/2"	4,8	5,9	3,8
1/2-3/8"	12,8	11,7	8,0
3/8-1/4"	15,8	16,2	14,0
1/4-1/8"	18,3	20,3	27,3
-1/8"	42,8	41,4	43,2

Las longitudes medias, resultados de gran número de análisis, fueron de 0,235, 0,229 y 0,208 pulgadas, respectivamente, para los indicados grados 3F, 3K y 3R. Los resultados obtenidos con el cribado de la "Quebec Standard", 3F = 7-7-1 1/2-1/2; 3K = 4-7-4-1, y 3R = 2-2-4-2, parecería indicar que, por ejemplo, los porcentajes obtenidos en el primer cajón representarían el tamaño mayor de $1/2"$, o sea el 43,75 por 100 en el grado 3F, el 25 por 100 en el 3K y el 12,5 por 100 en el 3R. Los resultados consignados, obtenidos por un método mucho más realista, señalan para la suma de las fracciones mayores de $1/2"$, 10,3 por 100 para el 3F, 10,1 por 100 para el 3K y 7,7 por 100 para el 3R, lo que pone de manifiesto una de las paradojas de la máquina canadiense.

3. Grado de apertura de las fibras largas. Aparato Rigden

Se determina la superficie específica por el método de la permeabilidad, utilizando el aire como fluido penetrante. La velocidad con que el aire penetra a través de la muestra, está en función de la densidad de los sólidos, huecos y superficie de las partículas.

El aparato "Rigden" (fig. 8) consta de dos tubos en U, uno de ellos con un aceite mineral que se desplaza y vuelve a la posición de equilibrio, empujando al aire del otro tubo y haciéndolo pasar a través de la muestra de amianto. Se toman 9 gr. de muestra que se colocan, siempre a la misma presión, en un cilindro metálico que se encaja en el aparato. Con una pera de goma, y mediante una llave de pasos, se desplaza el aceite y se crono-

(1) J. F. KENNY: *The array test for asbestos spinning fibre*.—"Asbestos", junio de 1953.

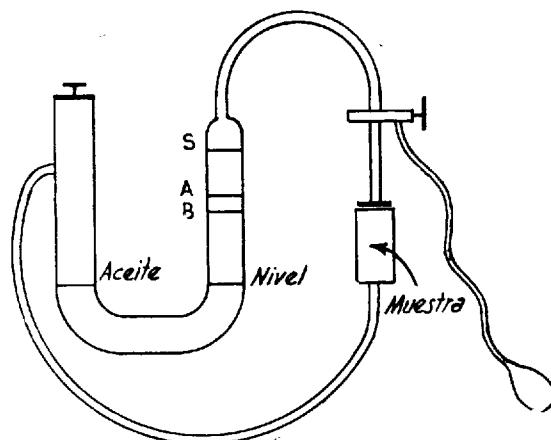


Fig. 8

metra su vuelta a la posición de equilibrio según las señales marcadas en el tubo. A los tiempos obtenidos, se les aplican unas constantes para obtener la superficie específica.

4. Ensayos de sedimentación. Grado de fluctuación

Los ensayos se realizan en probetas de vidrio, graduadas en centímetros cúbicos, de abajo arriba, y cada laboratorio adopta una probeta tipo.

Se toman uno o varios granos de muestra (depende del volumen del frasco adoptado como tipo) y se depositan en el fondo de la probeta, llenándolas después con agua destilada, hasta una división marcada. Se agita el frasco batiéndolo a mano un número determinado de veces, o bien se agita mecánicamente con un número de oscilaciones exacto durante un minuto. Al cabo de una hora de reposo, se anota el nivel de la emulsión de amianto, o sea su volumen en centímetros cúbicos. Así se obtiene el grado de fluctuación (Bouyancy) absoluto.

Se suele adoptar como referencia, un determinado tipo de amianto tratado, y si el resultado de cada ensayo se compara con aquél, se obtiene el grado de fluctuación relativo; si, por ejemplo, el tipo escogido tiene un $B.^o = 150 \text{ cm}^3$, y en el ensayo de un amianto se obtiene $B.^o = 120 \text{ cm}^3$ el grado de fluctuación relativo de éste será

$$120 \times \frac{100}{150} = 80 \text{ cm}^3$$

Estos ensayos son eficaces para comprobar la regularidad de un tipo de amianto conocido y ocasionalmente se completan con curvas de velocidad

de sedimentación, cronometrando los niveles, por ejemplo, de 15 en 15 minutos y expresando en las abscisas los tiempos y en las ordenadas los centímetros cúbicos. La curva desciende más rápidamente cuando aumenta la proporción de la fibra corta contenida en la muestra.

5. Sedimentación diferencial. Fluctuador

El fluctuador, tipo T. A. C., puesto en práctica por la "Turner Asbestos Cement", consta de una alimentación de agua en corriente ascendental, cinco recipientes cilíndricos numerados en orden ascendente, todos ellos de igual altura y cuyo diámetro va aumentando en el sentido de la corriente de agua, y un desagüe a través de un tamiz de 200 mallas (fig. 9).

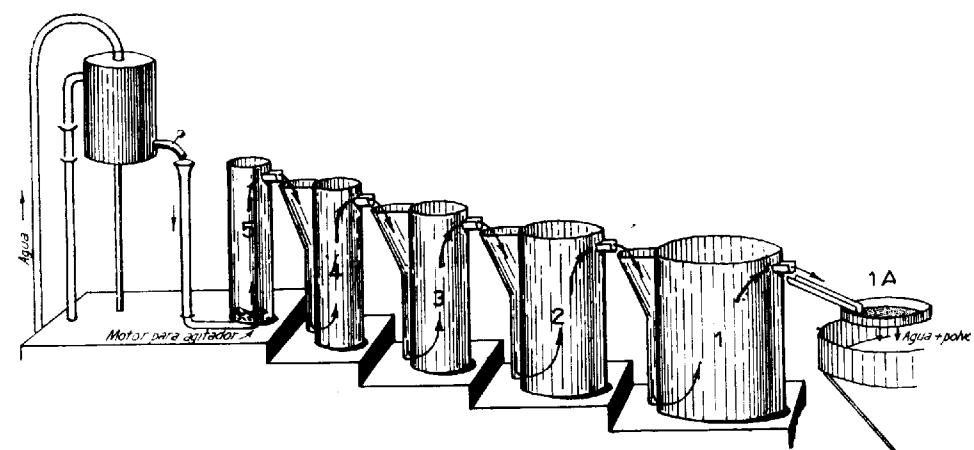


Fig. 9

El recipiente de entrada (núm. 5) tiene el fondo perforado con orificio de $1/8"$, por donde entra el agua a velocidad constante. Esta velocidad se fija en relación a la densidad del amianto a ensayar, adoptándose para el crisotilo la de $1,8 \text{ l/minuto}$. En el fondo tiene un rotor para agitación a 25 r. p. m., que cambia de sentido de giro cada cuatro vueltas.

La velocidad de alimentación de agua del aparato permanece también constante a la entrada y salida de cada recipiente, variando por tanto, dentro de éstos, en proporción inversa al cuadrado de los diámetros respectivos.

Para efectuar un ensayo se toman cinco gramos de muestra previamente desecada a 110° , se depositan en el fondo del recipiente número 5 y a continuación se da entrada al agua y se mantiene la alimentación durante dos horas.

Después de sedimentados los precipitados en su recipiente, pasan a vasos

de vidrio lavando a través del tamiz 1A. De estos vasos se toman con pinzas unas muestras de cada uno y se colocan en unos platillos de fondo plástico de cristal, que se llevan a un proyector de 20 aumentos y se proyectan para transparencia en la pantalla. Sobre ésta se mide la longitud y diámetro de cada fibra con una regla graduada. La operación de medida es laboriosa, e tipulándose cierto número de medidas para cada fracción.

Una vez utilizada la muestra en el proyector, se reúne con su respectivo vaso de vidrio y se filtra, secándose a continuación junto con su filtro de papel, del mismo modo que se hizo con la muestra original. Se pesa, se descuenta el peso del filtro y se establecen los correspondientes porcentaje conceptuando como polvo la diferencia entre los cinco gramos de muestra y la suma de las fracciones recogidas en los cinco recipientes.

El grado de fibrarización se establece según las siguientes normas convencionales.

Fibra no abierta.....	Recipiente n.º 5.
— parcialmente abierta....	— — 4 y 3.
— abierta.....	— — 2, 1 y 1A.

Como ejemplo, consignamos los resultados obtenidos con tres muestras X, Y, Z, de "Transvaal Blue", de Pietersburg (Sudáfrica). Corresponden tres tratamientos distintos de "cobs" análogos de la misma mina. La muestra X (n.º 6 de la foto de amiantos tratados), ensayada en la "Quebe Standard", dio 0-6-7 1/2-2 1/2 (4D, aprox.), y en la misma máquina, con tamiz de 50 mallas, acusó 2,25 por 100 de polvo.

Muestra	A1	1	2	3	4	5
X.....	9,6	17,9	7,64	11,94	19,66	21,22 por 100
Y.....	10,16	11,28	4,76	11,00	23,8	22,4 —
Z.....	8,08	13,28	9,94	16,86	17,82	14,2 —

Fibrarización	X	Y	Z
Fibra no abierta (5).....	21,22	22,4	14,2 por 100
— parcialmente abierta (4, 3)....	31,60	34,8	32,68 —
— abierta (2, 1, 1A).....	35,14	26,20	31,30 —
Polvo (diferencia).....	12,04	16,60	21,82 —

La primera observación se refiere a la gran disparidad de los resultados de análisis de polvo de la muestra X por los dos procedimientos, de 2,25 por 100 y 12,04 por 100. Ello es debido a que con el tamizado en seco, a 50 mallas se determina únicamente el polvo libre, mientras que con el flotador se determina también el polvo intercalado en las fibras.

En cuanto a los tres tratamientos, se observa que el Y, con menos fibrarización que el X, aumenta el polvo de 12,04 por 100 a 16,60 por 100. Los resultados del Z señalan una probable hiperfibrarización que, además de aumentar notablemente la proporción del polvo, entraña un castigo excesivo de la fibra.

Este método de ensayo presenta gran interés, no solamente para la evaluación de la fibra, sino también para el control de las plantas de preparación mecánica de minerales y de las de acondicionamiento de composición de amianto de las fábricas.

6. Determinación de las características tecnológicas. Método Marchioli

El aparato "Marchioli" (fig. 10) se compone de un desintegrador de cuatro brazos rígidos en forma de cruz, girando a 4.000 r. p. m., y de un circuito cuyas partes esenciales son: un ventilador centrífugo a 1.400 r. p. m.;

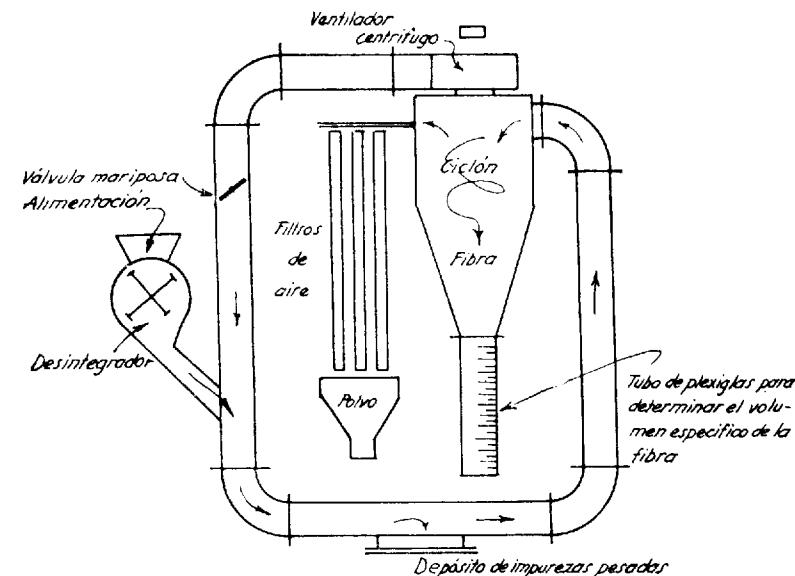


Fig. 10

depósito de sedimentación de impurezas pesadas y haces de fibra no abierta; ciclón con filtración de aire y recogida de polvo, y en la descarga del ciclón, un tubo graduado transparente con 140 divisiones, equivalentes a 70 litros de capacidad. En el tubo de entrada se coloca una válvula de mariposa con tres pasos: cerrada, a medio abrir para ensayos de fibras cortas y totalmente abierta para ensayos de fibras largas.

Para efectuar un ensayo, se toman 900/1.000 gramos de la muestra representativa, y después de determinar su peso exacto, se pasa una vez por el desintegrador y se introduce en el aparato. Se lee el volumen obtenido en el tubo graduado y se pesan, separadamente, las tres fracciones de fibras impurezas pesadas y polvo. De las impurezas pesadas, se separa a mano la fibra no abierta y la arena, y en relación al peso de la muestra original obtienen los valores relativos del volumen específico y porcentajes de arena y polvo. Se reúnen las fracciones de fibra e impurezas pesadas y se toma una muestra de una onza de peso para ensayarla en la "Quebec Standard" para obtener el grado canadiense.

La determinación del polvo por este procedimiento no es muy recomendable, por no ser el aparato de fácil limpieza, pero ello no influye en los ensayos tecnológicos. Un ensayo efectuado con la muestra X de "Transvaal Blue", citada en el anterior apartado, dio por este procedimiento 0,38 por 100 de polvo, contra 2,25 por 100 con el tamiz a 50 mallas.

Para determinar las características tecnológicas, se hacen sucesivos ensayos a través del desintegrador, obteniendo en cada uno de ellos el volumen específico y el grado canadiense.

Estos ensayos se representan por unas curvas, resultado de tomar por abcisas el logaritmo del número de pasadas por el desintegrador y por ordenadas, en una de ellas el volumen específico y en otra un número índice calculado de la siguiente forma: En el grado canadiense obtenido se suma las cuatro cifras obtenidas, afectándolas de coeficientes correspondientes su número, es decir, por 1, la cifra del cajón superior o número 1; por 2, la del cajón número 2; por 3, la número 3, y por 4, la del cajón del fondo o número 4. Así, por ejemplo, una muestra con un resultado, en la máquina canadiense, de 0-8-6-2 = 3Z, tendrá un número índice de $0 \times 1 + 8 \times 2 + 6 \times 3 + 2 \times 4 = 42$.

La escala resultante para cada grado es la siguiente:

Grado	Tipo	N.º índice	Grado	Tipo	N.º índice
3D	8-6-1-1	27	5D	0-1/2-10 1/2-5	52,5
3F	7-7-1 1/2-1/2	27,5	5F	0-1/2-9 1/2-6	53,5
3K	4-7-4-1	34	5K	0-0-12-4	52
3M	2-9-4-1	36	5M	0-0-11-5	53
3R	2-8-4-2	38	5R	0-0-10-6	54
3T	1-9-4-2	39	5T	0-0-9-7	55
3Z	0-8-6-2	42	5Z	0-0-8-8	56
4D	0-5-10-1	44	6D	0-0-7-9	57
4K	0-4-9-3	47	6F	0-0-6 1/2-9 1/2	57,5
4M	0-4-8-4	48	7D	0-0-5-11	59
4R	0-3-9-4	49	7H	0-0-3-13	61
4T	0-2-10-4	50	7K	0-0-2-14	62
4Z	0-1 1/2-9 1/2-5	51,5	7M	0-0-1-15	63

En los cuatro diagramas adjuntos puede observarse cómo por este ingenioso procedimiento se plasman las características de las distintas variedades de amianto y el intrincado proceso de la fibrarización mecánica.

La paradójica mejora del grado canadiense en la iniciación de la curva I, parece indicar el absurdo de que las fibras aumentan de longitud con el tratamiento. La realidad es que con la fibrarización aumenta su volumen específico hasta el punto crítico en el que las fibras comienzan a quebrarse. Este aumento de volumen, unido a la mayor facilidad de engarce de las fibras, cuanto más delgadas, retraza y dificulta el cribado de la "Quebec Standard", operación que dura, como hemos visto, un minuto cincuenta segundos.

El diagrama del crisotilo de fibra larga de Shabani (fig. 11), con sus

Crisotilo de Shabani (Rhodesia)

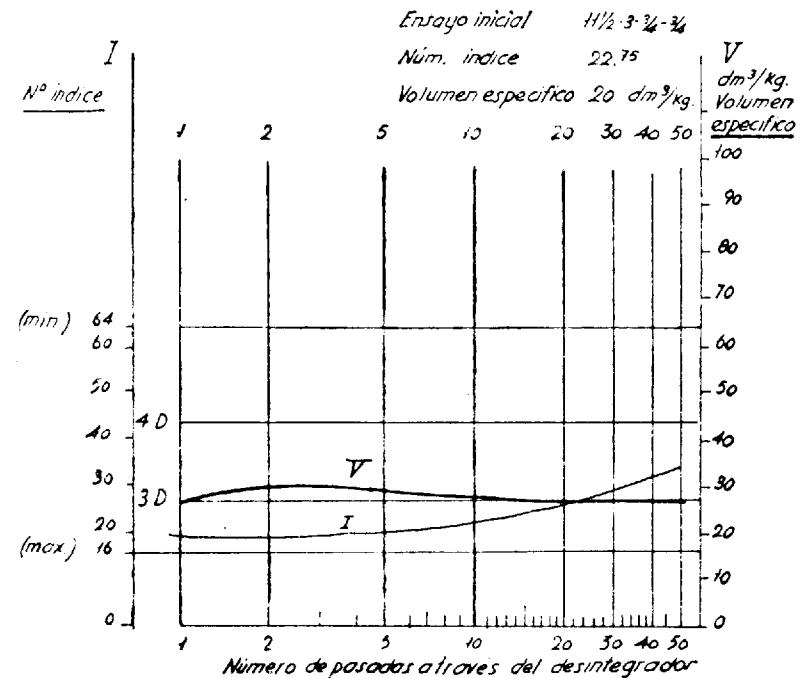


Fig. 11

curvas suaves incluso después de sus cincuenta pasadas por el desintegrador, corrobora la fama de dicho amianto. El diagrama de la crocidolita azul del Transvaal (fig. 12), pone de relieve la diferencia de volúmenes específicos entre dicha clase y el crisotilo, volúmenes específicos de gran interés en determinadas aplicaciones industriales. Se observa también cómo se mantiene su resistencia hasta las ocho pasadas del desintegrador, punto que coincide con el máximo volumen específico de $80 \text{ dm}^3/\text{Kg.}$, y a partir del cual pierde

Crocidolita - Azul del Transvaal

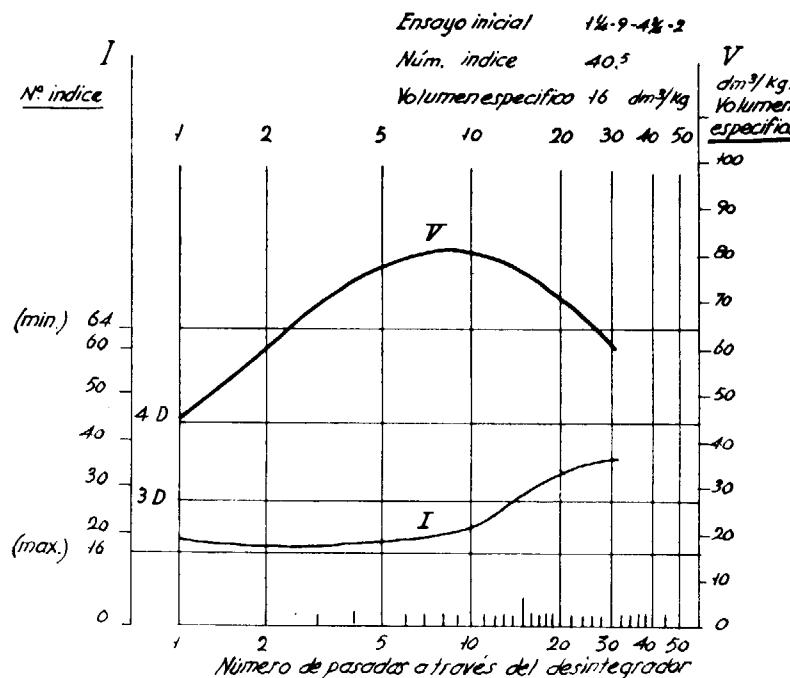


Fig. 12

Amosita - Transvaal

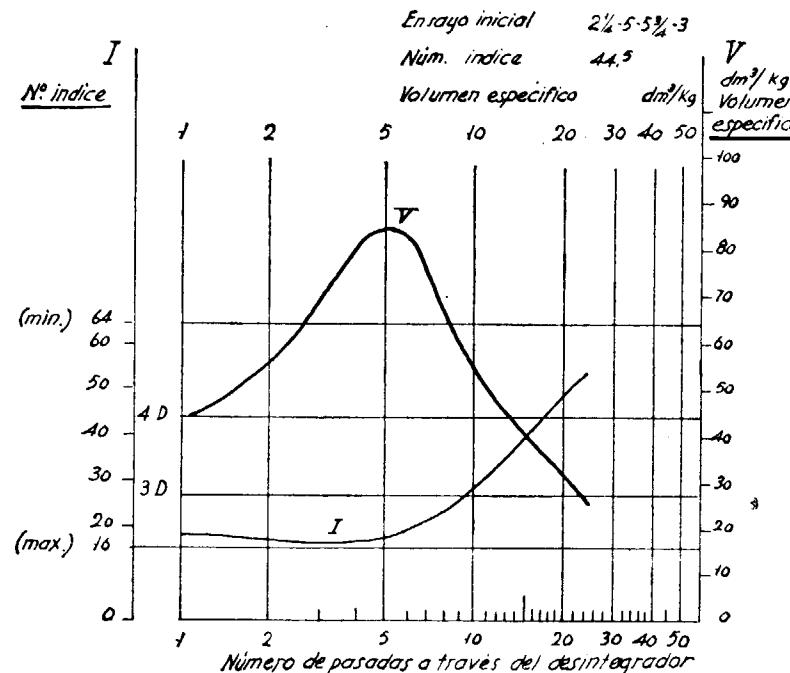


Fig. 13

rápidamente sus cualidades con el castigo del desintegrador. El de la amosita (fig. 13) presenta estas características muchísimo más agudizadas y con un punto crítico a las tres pasadas del desintegrador.

7. Fibrarización

El proceso de fibrarización no termina cuando el mineral, a la salida del taller de preparación mecánica o de la planta de refino, adquiere la categoría de "vendible".

Cada industria, y dentro de ella cada tipo de fabricación, precisa un determinado grado de apertura de fibra, y es necesario también homogeneizar las composiciones o mezclas de distintas clases de amianto, mediante el correspondiente tratamiento mecánico. Sin olvidar que, concluido el proceso de fibrarización, todavía han de sufrir las fibras los esfuerzos inherentes a las operaciones fabriles para llegar al producto terminado.

En la industria del fibrocemento, principal consumidor de esta materia prima, el amianto juega un papel similar al del hierro en el hormigón armado, si bien con una trabazón mucho más íntima. Es, por lo tanto, de capital importancia para la calidad del producto fabril y para la economía de materia prima a emplear por unidad de fabricación, la evaluación de las condiciones físicas de la fibra que se compra y del posible deterioro en su uso.

El adquirir amiantos muy tratados presenta la ventaja, para la industria, de simplificar el acondicionamiento previo a la fabricación. Sin embargo, cabe la posibilidad de que esta ventaja signifique, en definitiva, el pagar el amianto más caro y quizás también con la fibra más dañada. Y es muy posible que, con los medios adecuados, podría la propia fábrica efectuar este supertratamiento con un coste muy inferior a lo que representa la diferencia de precios y con una adaptación más perfecta a su tipo de fabricación.

Examinemos, por ejemplo, el diagrama Marchioli, correspondiente al crisotilo de la mina "Termita", de la Serranía de Ronda (fig. 14). El ensayo inicial, después de una pasada por el desintegrador, da un número índice de 44.25, equivalente a un 4D de la clasificación canadiense. Con siete pasadas por el desintegrador se obtiene un número índice de 35, equivalente a un grado canadiense, entre 3M y 3K. La diferencia de precios entre los grados obtenidos en los dos ensayos citados viene a ser del orden de \$220 por Tm., es decir, que la industria pagaría por una sencilla operación de fibrarización la expresada cantidad de \$220/Tm., o lo que es lo mismo, que pagaría el doble precio por una mejor apariencia de un verdadero 4D. Pero además este hipertratamiento acerca las fibras a su punto crítico de diez pasadas, en el que la curva sube rápidamente, indicando su fractura y deterioro,

Crisotilo de la mina "Termito" de Mijas (Málaga)

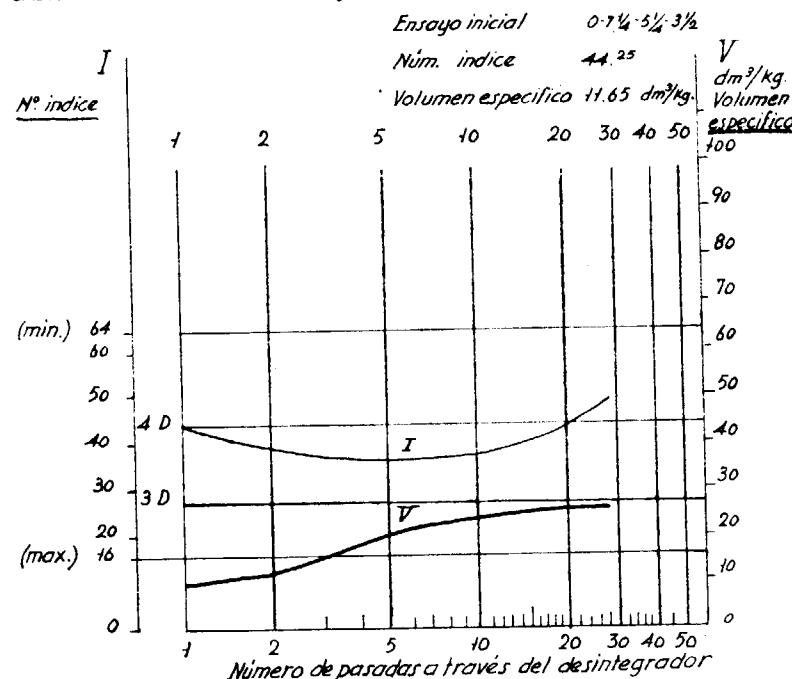


Fig. 14

el cual probablemente se consumará en las posteriores manipulaciones de fábrica.

Otra paradoja más, que pone de manifiesto la necesidad de contrastar, todas las fases operativas, las propiedades que avaloran esta importante teria prima.

ANEXO NUM. I

Explotaciones españolas de amianto

No faltan noticias mineralógicas antiguas, de la existencia del crisotilo y amianto anfibólico, en diversas regiones, y de algunos conatos de explotación minera. En realidad, a ésta no se le prestó ninguna atención hasta la última guerra mundial y años subsiguientes, en que las dificultades de todo orden para importar amianto coinciden con el desarrollo de la industria española, especialmente —por lo que al caso se refiere— con el auge del fibrocemento. Por O. M. de 29 de octubre de 1941 se declararon de interés para la defensa nacional, entre otros, los yacimientos minerales del amianto.

Se emprendieron labores, durante el expresado periodo, en Valverde del Camino (Huelva), Villamayor y Puentedeume (La Coruña), Calera de León (Badajoz), Guardia de Arés y Llesuy (Lérida), Melliz-Tejeiro (La Coruña y Lugo) y Serranía de Ronda (Málaga). Exceptuando las dos zonas últimamente citadas, en las que se estableció una carrera de peticiones de permisos de investigación, puede decirse de las demás que su vida activa quedó circunscrita al año 1942.

En Valverde, Villamayor, Puentedeume y Calera de León (1) se extrajeron unas cuantas toneladas de tremolita y se utilizaron para pruebas de fabricación de cartón de amianto. En Calera de León, al lado de la mina de amianto anfibólico, se intentó poner en explotación otra de crisotilo en un complejo afloramiento, formado por masas de magnetita mezcladas irregularmente con serpentina y que también trató de trabajarse como mina de hierro.

En Guardia de Arés se inició la explotación de amianto piroxénico, producto de alteración de ofitas aflorantes en las margas del Keuper. Con el amianto se trataba de fabricar placas en las que la esteatita de la ganga hacía

(1) U. KINDELÁN: *Posibilidades mineras de amianto en España*.—C.O.M.E.I.M. Presidencia del Gobierno. Madrid, 1943.

de aglomerante. En Llesuy se hicieron investigaciones, con resultado n^o tivo, en un asomo de serpentina con crisotilo, en país dolomítico del Glandiense.

En Melliz-Tejeiro, los criaderos de crisotilo aparecen en zonas marginales del granito, constituidas con neis, pizarras metamórficas y rocas ínsivas básicas, ocasionalmente serpentinizadas en bandas de espesor muy variable y que a veces se mide por centímetros.

Se solicitaron una veintena de demarcaciones, sumando en total 11.000 hectáreas, alineadas en unos 32 kilómetros N.-S., desde dos kilómetros al sur de Tejeiro hasta diez kilómetros al sur de Melliz, sobre el límite común de las provincias de La Coruña y Lugo.

Se hicieron numerosas calicatas, diseminadas por la indicada zona, montó una explotación a cielo abierto, sobre tres bancos mineralizado la mina "Sagrado Corazón", del término de Palas del Rey, situada del Km. 7 de la carretera de Melliz a Lugo.

Un tipo de presentación en un frente de cantera, de la mencionada plotación, banco de 2,60 metros y buzamiento de 60°, es el siguiente muro a techo: pega en amianto anfibólico; filita feldespática (feldes fajeado con anfíbol) de 0,50 metros; serpentina productiva de 0,60 met estéril, 1,20 metros; otro paquete productivo de 0,30 metros. En conj^o presenta dieciocho vetillas de crisotilo de unos cuatro milímetros de longitud de fibra, término medio.

Una estimación, *grosso modo*, del rendimiento en fibra de la roca arada:

Amianto en todouno	0,7 % (Tal como sale de la cante)
— mineral escogido	2,8 % (mineral para estrío).
— mineral estriado	8,0 % (entrada al taller).

Se instaló un rudimentario taller de preparación mecánica que tra desde el año 1948 al 1953, con una producción, en las mejores marcha unas 10 Tm/mes de crisotilo similar a un grado número 5, próximo al mero 6, con mucho polvo y arena fina.

SERRANÍA DE RONDA:

En el año 1950 se solicitó el permiso de investigación "Petra" 36 hectáreas, en el término de Mijas, y a continuación se fueron sucediendo las peticiones de permisos, a un ritmo cada vez más vertiginoso, hasta talizar unas 140.000 hectáreas, con las cuales quedaba prácticamente abierta toda la superficie libre, de las grandes masas peridotíticas de la Serranía. Extensas demarcaciones fueron solicitadas, sin haber siquiera visi-

el terreno y sirviéndose exclusivamente de guía del plano geológico de Orueta (1), escala 1:400.000.

Las mayores concentraciones de crisotilo se encontraron en las serpentinas marginales del anticlinal de la Sierra de Mijas, encajando entre dolomías y pizarras del Estrato cristalino. En esta zona, que tenía como núcleo las minas "Petra" y su contigua "Amparín", fueron apareciendo numerosos afloramientos de pequeña extensión superficial, y la mayor parte de ellos perdiéndose rápidamente en profundidad.

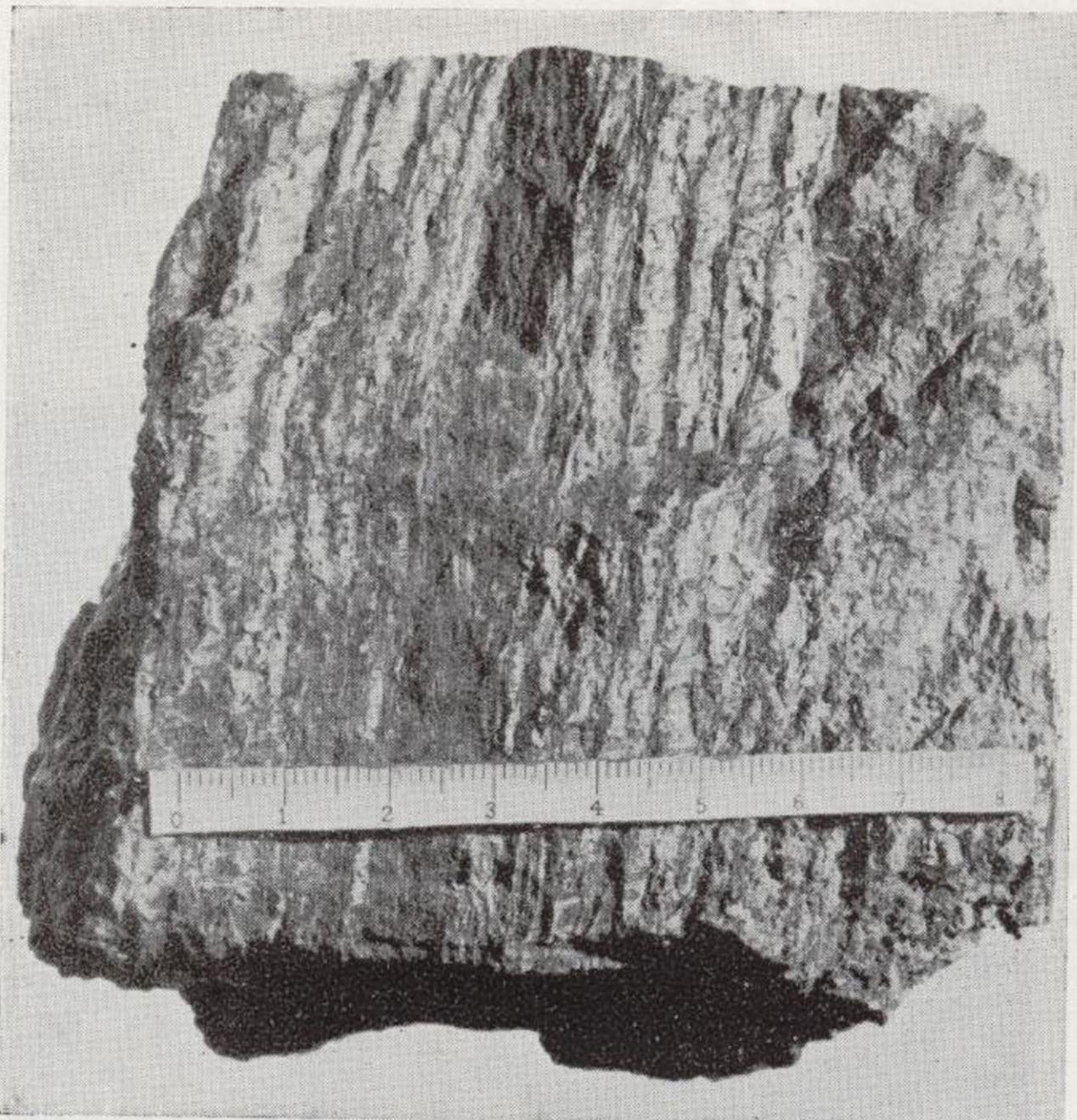
La presentación consistía, en términos generales, en paquetes de 20 a 80 centímetros de espesor, con vetillas paralelas de crisotilo "cross fibra", predominando las de largo de 1 a 2 mm., con otros de 4 a 6 mm. y excepcionalmente algunas más de longitud. En algunos sitios estos paquetes se repiten dos o tres veces, con intercalaciones de piedra estéril, y forman las mayores concentraciones de la zona.

Los paquetes solían presentar un buzamiento de 40 a 60°, y estas características, unidas a la blandura del terreno en la superficie, explican el auge inicial de los trabajos selectivos efectuados por destajistas, las dificultades subsiguientes y el fracaso final.

Se instaló un taller de preparación mecánica que trabajó desde abril de 1952 hasta finales de 1953, en que se paralizaron los trabajos. Los destajistas entregaban las zafras estriadas con el 12 por 100 de fibra, aproximadamente. La producción óptima del taller era de 1,5 Tm. de fibra diaria, que clasificada en cinco grados, del 0 al 4, podía resumirse en un 15 por 100 de fibra de un largo análogo al número 4 de la clasificación canadiense y de calidad aceptable si no estuviese mezclada la fibra con hebras de esparto procedentes de los capachos en los que se transportaban las zafras desde el destajo al taller. El resto de la fibra, es decir, el 75 por 100, aparentaba ser inferior a un número 6 y contenía mucho polvo.

Con independencia de los trabajos citados, se realizaron otros de tipo similar en diferentes minas, pero en mucha menor escala y con resultados parecidos. La última producción registrada corresponde al año 1961, con diez toneladas métricas.

(1) D. DE ORUETA: *Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda*. Memorias Inst. Geol. Esp. 1917.



Fot. 29.—Muestra de crisotilo de la falda del monte Careón,
zona de Melliz, La Coruña.



Fot. 30.—Ejemplar de crisotilo, escogido en la mina "Amparín", de Mijas, Málaga.



Fot. 31.—Explotación de un banco mineralizado, en la mina “Sagrado Corazón”, de la zona de Melliz, La Coruña-Lugo.



Fot. 32.—Vista de la mina “Sagrado Corazón”, de la zona de Melliz.



Fot. 33.—Explotación a cielo abierto, con salida de zafras por un socavón inferior, en la mina “Amparín”, de Mijas, Málaga.

ANEXO NUM. 2

Estudios petrográficos

Las clasificaciones y estudios petrográficos que se insertan en este anexo han sido realizados por el Sr. Febrel, Jefe del Laboratorio de Petrografía del Instituto Geológico y Minero de España, operando sobre tres muestras recogidas, en diferentes criaderos, por el autor de este trabajo.

MUESTRA NÚM. 1, DE LA "MSAULI MINE", DE BABERTON, TRANSVAAL

La mina "Msauli" es, en la actualidad, la mina de crisotilo más importante de Sudáfrica, con una producción de 1.300 Tm. mensuales de fibra de muy buena calidad, similar a la de la mina "Havelock", de Swaziland, de la que dista unos diez kilómetros en línea recta.

Cuando se recogió la muestra, la mina estaba realizando una campaña de sondeos para cubicación de mineral y planeamiento de una futura explotación en interior, efectuada hasta entonces solamente a cielo abierto sobre una masa de serpentina mineralizada de 300 × 36 metros. Esta masa estaba atravesada por un afloramiento de roca estéril, de unos diez metros de potencia, y que había sido clasificado como un "dique", y así se representaba en el correspondiente corte vertical ideal. Discreparamos de esa opinión, estimando que el supuesto dique no era otra cosa que la propia roca matriz, sin serpentinizarse, y a ello coadyuvaba el estar cruzada la roca estéril en cuestión por vetas de cuarzo opalino en disposición análoga a las vetas de amianto de la serpentina productiva.

El problema tenía su importancia para la ubicación de los sondeos y fue resuelto a favor de la segunda hipótesis, por el siguiente estudio petrográfico, efectuado sobre una muestra de la roca estéril en cuestión.

Textura: Granular. En algunas zonas, tránsito a la diabásica.

Composición: Plagioclasa básico muy alterado en saussurita. Su signo óptico (+) y el ángulo de extinción de las maclas de la albite en la zona simétrica le sitúan como *labrador*.

Piroxeno monoclinico con separación según (100) manifiesta (variedad dialágica). No presenta alteración y suele mostrarse en grandes placas.

Olivino idiomorfo y transparente. Alguna sección está serpentinizada, con formación de granillos opacos de magnetita secundaria y carbonatos. Esta alteración, de todos modos, es muy débil.

Como accesorios, entran biotita parda, granos de magnetita e ilmenita opacos y alguna sección de pirita.

El plagioclasa, junto con la saussurita, vienen a ocupar el 40 por 100 de la roca. Casi todo el resto, piroxeno y olivino en análogas proporciones.

Clasificación: Gabro de olivino.

Esta roca se hallará en macizo, o, mejor dicho, es una roca masiva.

MUESTRA NÚM. 2, DE LA ZONA DE MELLIZ, TÉRMINO DE PALAS DEL REY, PARAJE DE LA VACARIZA, CERCA DEL LÍMITE DE LA PROVINCIA DE LUGO CON LA DE LA CORUÑA

En la zona de Melliz, al SO. de La Vacariza, se encuentran numerosos indicios de crisotilo, y en algunos lugares las vetillas de amianto forman paquetes paralelos, alternando con fajas de roca estéril.

La muestra se tomó de una de estas fajas y en ella se apreciaba, a simple vista, la diferenciación neta entre la roca cristalina y la serpentinizada, correspondiendo probablemente a fracturas tectónicas a lo largo de las cuales tuvo lugar la serpentización.

En el laboratorio se hicieron dos preparaciones de la muestra y a continuación se resume su estudio petrográfico:

Preparación I

Clasificación: Harzburgita (peridotita con piroxeno rómbico enstatita).

Textura: Granular.

C. principales y primarios: Olivino y, en menor proporción, enstatita.

C. secundarios: Crisotilo, tremolita, magnetita, antigorita, carbonato (magnetita ?), clorita (sólo hemos reconocido una sección).

Observaciones: Se trata de una roca ígnea extrusiva ultrabásica en débil estado de alteración (serpentización).

El crisotilo, que existe en mayor proporción que la antigorita, forma vetillas y va asociado al carbonato y a la magnetita, que se originan, como crisotilo y antigorita, en el paso a serpentina de los ferromagnesianos.

El carbonato será, probablemente, magnesita, pero hablamos simplemente de carbonato, pues por procedimientos ópticos no es inmediata la distinción entre calcita, magnetita, dolomita y siderosa.

Por las relaciones observadas entre tremolita y enstatita, suponemos que aquélla se haya formado a expensas del piroxeno. Es un secundario intermedio, pues pasa, a su vez, a serpentina.

Preparación II

Clasificación: Serpentina.

C. principales: Antigorita-carbonato.

C. accesorios: Talco-magnetita.

Observaciones: Esta preparación corresponde a la parte pétrea de color verdoso.

La antigorita tiene típica estructura "en malla" y la magnetita se ha originado, como en la preparación precedente, al pasar a serpentina los componentes ferromagnesianos.

Todos los componentes de esta preparación son secundarios.

MUESTRA NÚM. 3, DE LA "DUBLIN MINE", DE LETABA, TRANSVAAL

En la mina "Dublin" se explotaba fundamentalmente la amosita y accidentalmente la crocidolita.

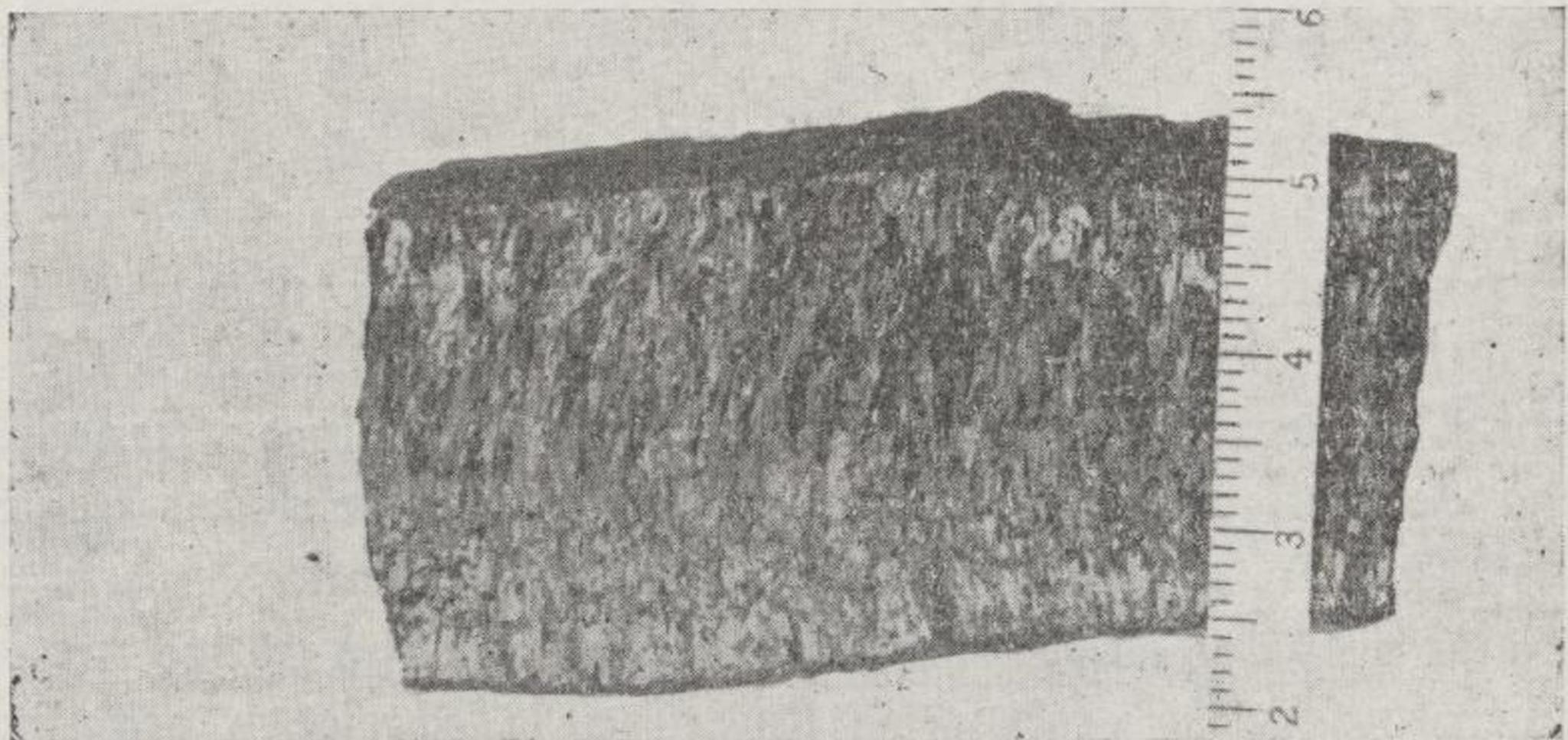
Ambos amiantos se presentan en distintos bancos, compuestos cada uno de vetas subparalelas, dentro de las formaciones de los "banded ironstones".



Fot. 34.—Muestra núm. 3, de los estudios petrográficos.

apoyadas éstas en dolomías concordantes y estando plegado todo el conjunto.

Los bancos de crocidolita son independientes de los de amosita y aparecen en las proximidades de dos capas de roca verde, tipo diabásico, intercaladas en los "banded ironstones".



Fot. 34.—Muestra núm. 3, de los estudios petrográficos.

Próximo a uno de los bancos de amosita, hacia la base de la formación aparece una curiosa veta de 27 milímetros de potencia, y de ella procede muestra objeto de este estudio.

La veta en cuestión presenta una disposición análoga a la de las vetas amosita pero sin la fina estructura interior de éstas. Macroscópicamente sobre un fondo ferruginoso de color marrón claro, aparecen anfíboles ne principalmente desde el techo hasta la mitad de la roca, anfíboles claros fibritas de amosita hacia el muro, y todos ellos con una orientación a inclinada respecto a la normal a la estratificación o directa de la veta.

De los anfíboles clasificados en el estudio que se transcribe al final, de la serie de la riebeckita, a cuya variedad fibrosa correspondería la cr dolita, aparecen al microscopio con sus contornos limpios, que contrastan con los contornos corroídos de los anfíboles de la serie de la cummington a cuya variedad fibrosa correspondería la amosita. Ello pudiera, acaso, gerir que el proceso genético habitual de la amosita fue interrumpido unas nuevas condiciones más propicias a la formación de la crocidolita, p ceso este último tan sólo iniciado, ya que al microscopio no se encuen ninguna fibra de crocidolita.

Estudio de los anfíboles.

De los dos anfíboles asbestosiformes investigados, uno pertenece a la s de la cummingtonita y es un anfíbol incoloro, y el segundo a la serie de riebeckita, y es un anfíbol coloreado.

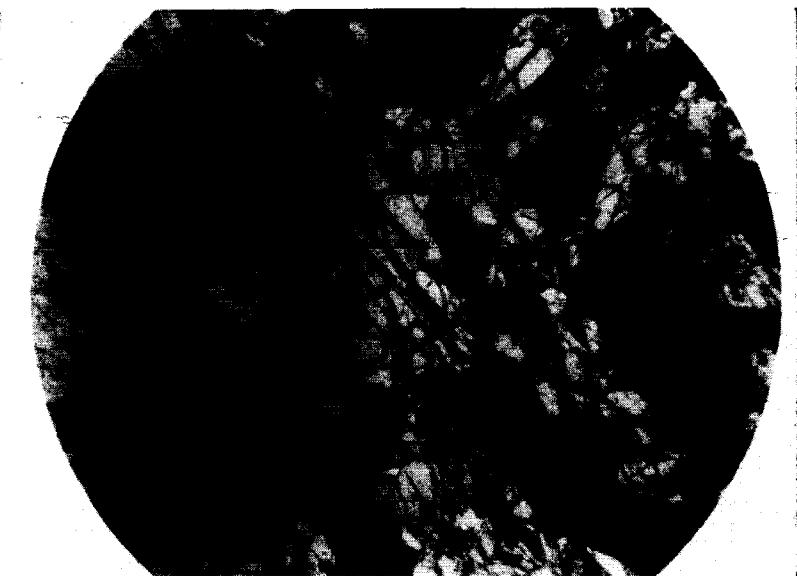
El primero ha sido estudiado con detenimiento, para determinar características ópticas, y hallado:

$$Z \wedge C = 10^\circ - 14^\circ \quad 2\nu_x = 84^\circ - 88^\circ \quad y - \alpha = 0,030$$

Tiene, por tanto, elongación positiva y signo óptico negativo. Le separa de la tremolita su mayor birrefringencia y menor valor de $Z \wedge C$.

El anfíbol coloreado es asbestosiforme, como el incoloro; tiene un típico pleocroismo de azul oscuro a azul claro y amarillo verdoso; de los po anfíboles que tienen elongación negativa, hemos hallado $X \wedge C = 5^\circ$ —ángulo de ejes de valor elevado, superior a 80° , y signo óptico negativo.

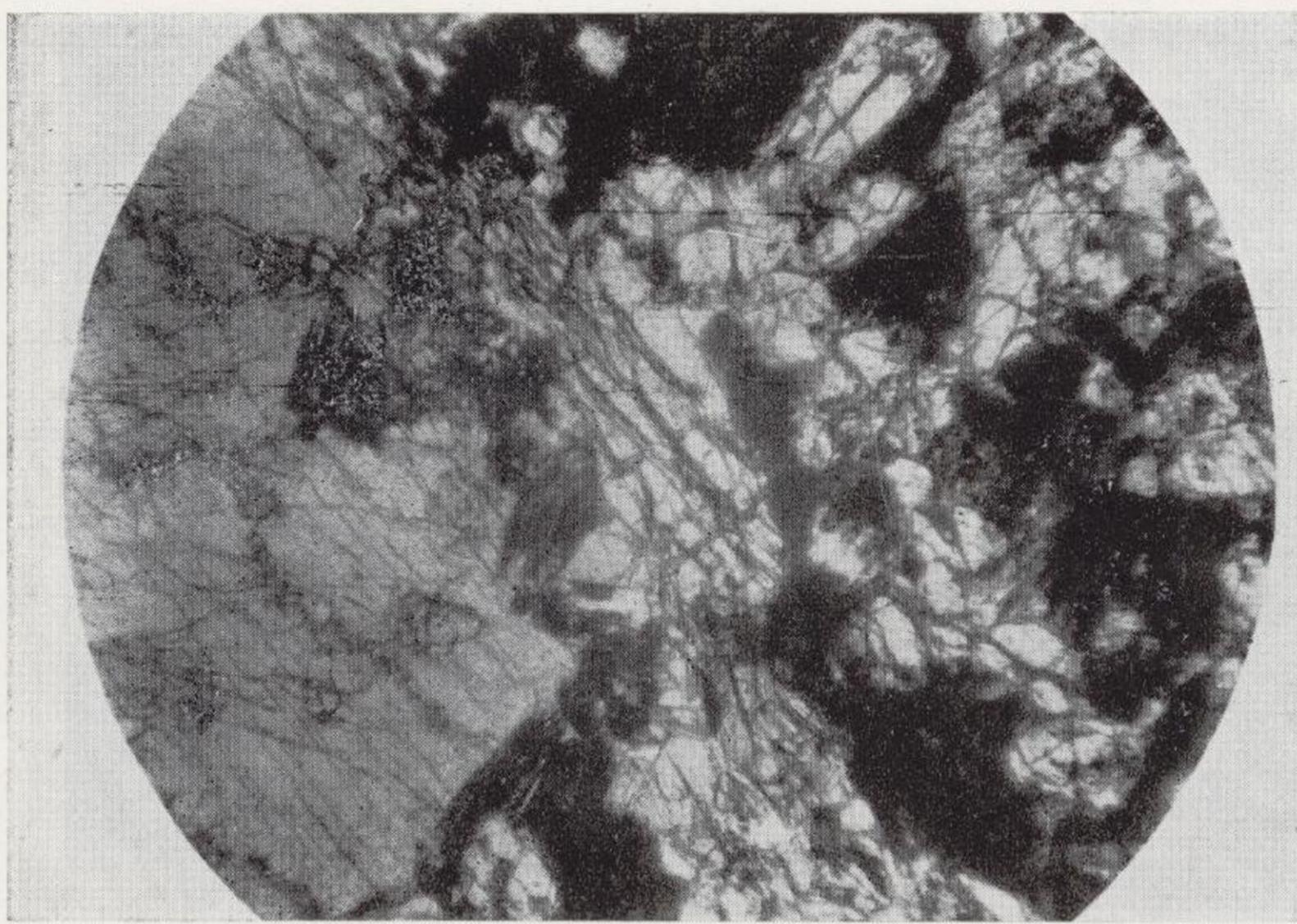
Las microfotografías efectuadas muestran la excelente orientación dimensional y cristalográfica de estos anfíboles.



Microfoto 1.—Muestra núm. 1, de la mina "Msauli".—Placas de dialaga (a la izquierda); secciones de olivino (centro y derecha, color claro) y saussurita procedente de la alteración del labrador (lo negruzco). $\times 30$ (aumentos). N. II (nichos paralelos).



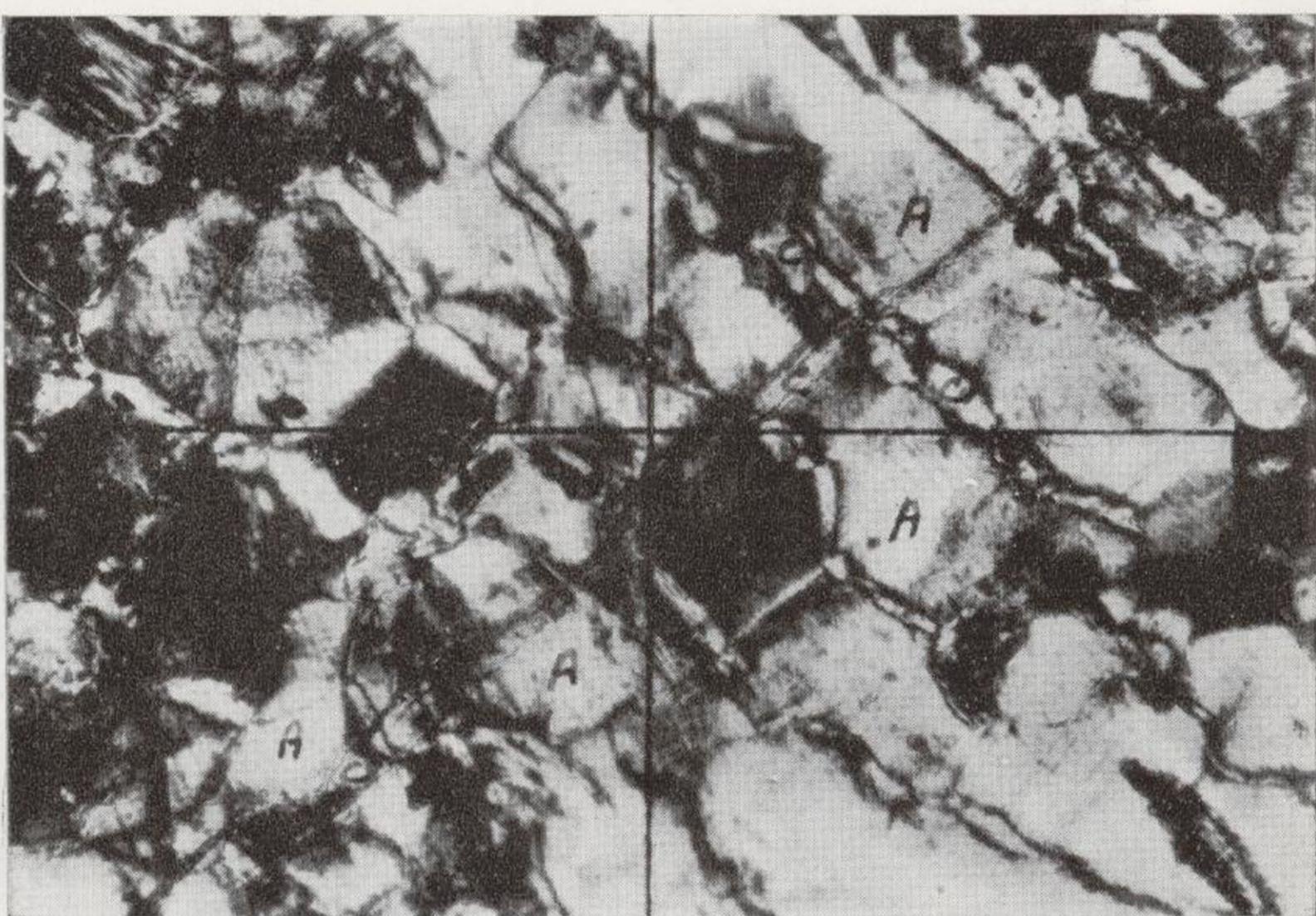
Microfoto 2.—Muestra núm. 2, de la zona de Melliz.—Preparación I. Aspecto general de la harzburgita. Principalmente formada por granos de olivino (O). En el primer cuadrante vemos buenas secciones de enstatita (E) y en el tercero una vetilla de crisotilo (S) con granillos de magnetita (M), y más abajo un cristal de tremolita (T). N. II. $\times 50$.



Microfoto 1.—Muestra núm. 1, de la mina "Msauli".—Placas de dialaga (a la izquierda); secciones de olivino (centro y derecha, color claro) y saussurita procedente de la alteración del labrador (lo negruzco).
× 30 (aumentos). N. II (nicoles paralelos).

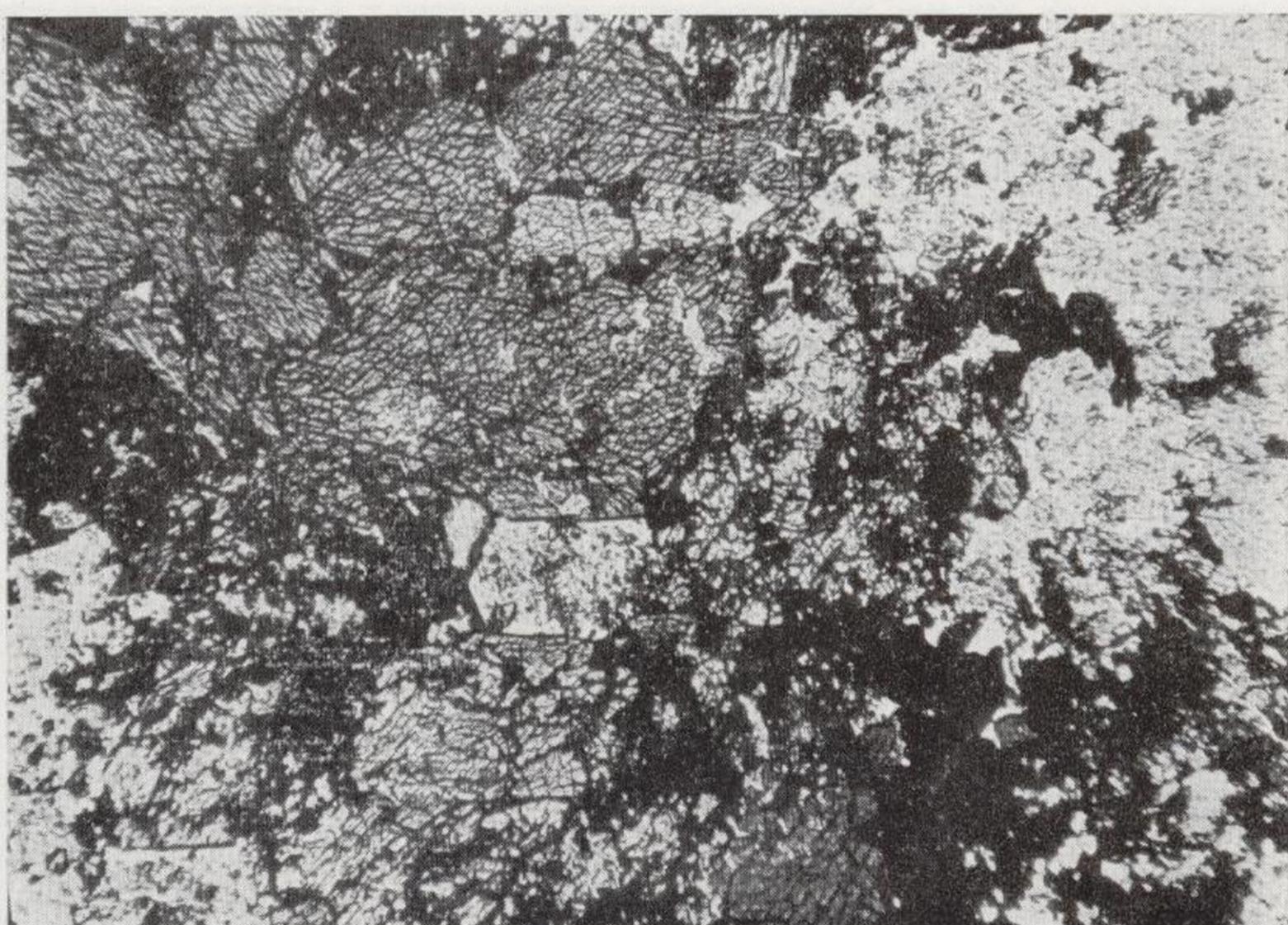


Microfoto 2.—Muestra núm. 2, de la zona de Melliz.—Preparación I. Aspecto general de la harzburgita. Principalmente formada por granos de olivino (O). En el primer cuadrante vemos buenas secciones de enstatita (E) y en el tercero una vetilla de crisotilo (S) con granillos de magnetita (M), y más abajo un cristal de tremolita (T).
N. II. × 50.



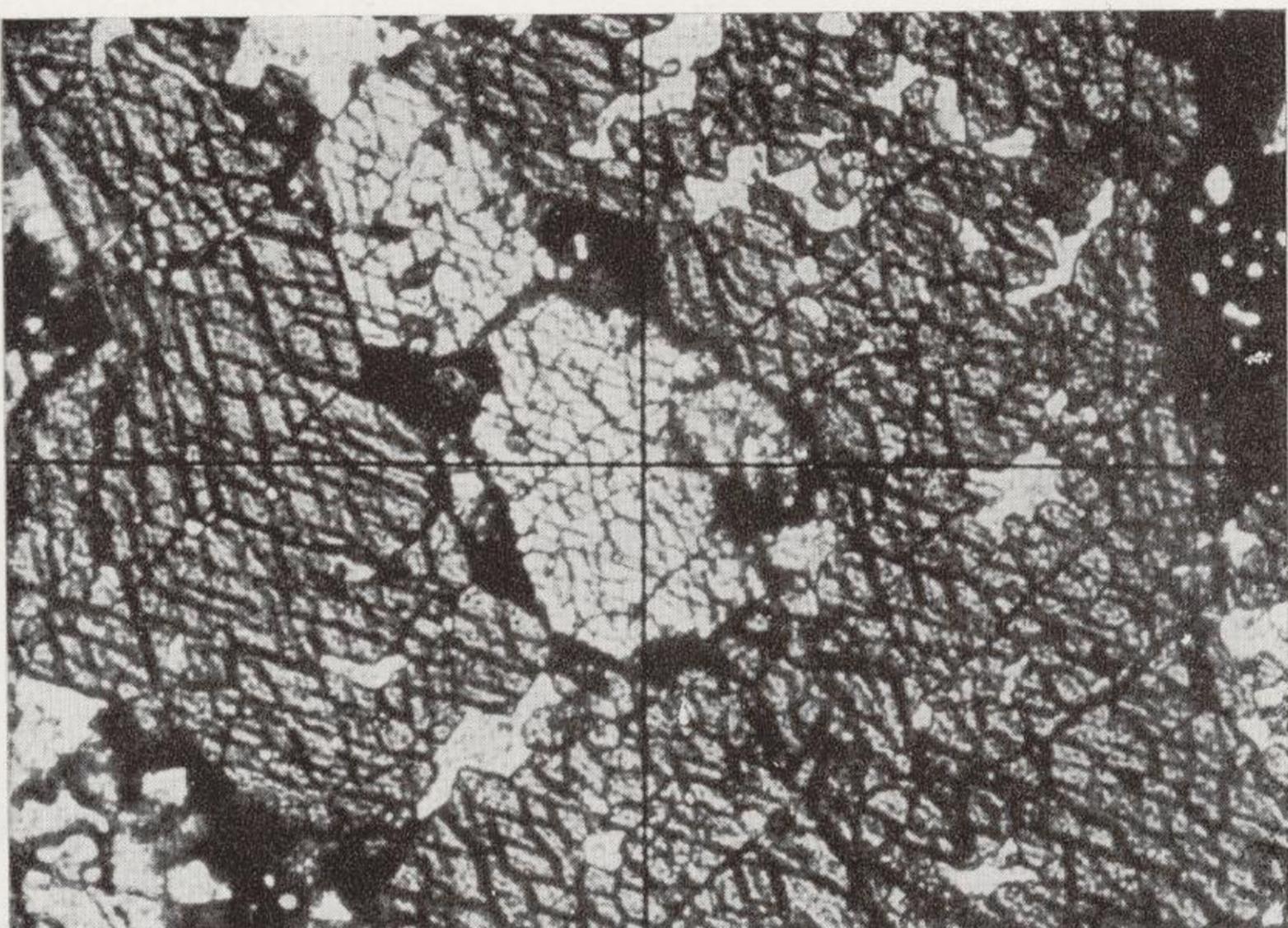
Microfoto 3.—Muestra núm. 2, de la zona de Melliz.—Preparación II.
Antigorita con estructura laminar (A). Algunas vetillas de carbonato (C) cruzan la preparación.

N × × 50.

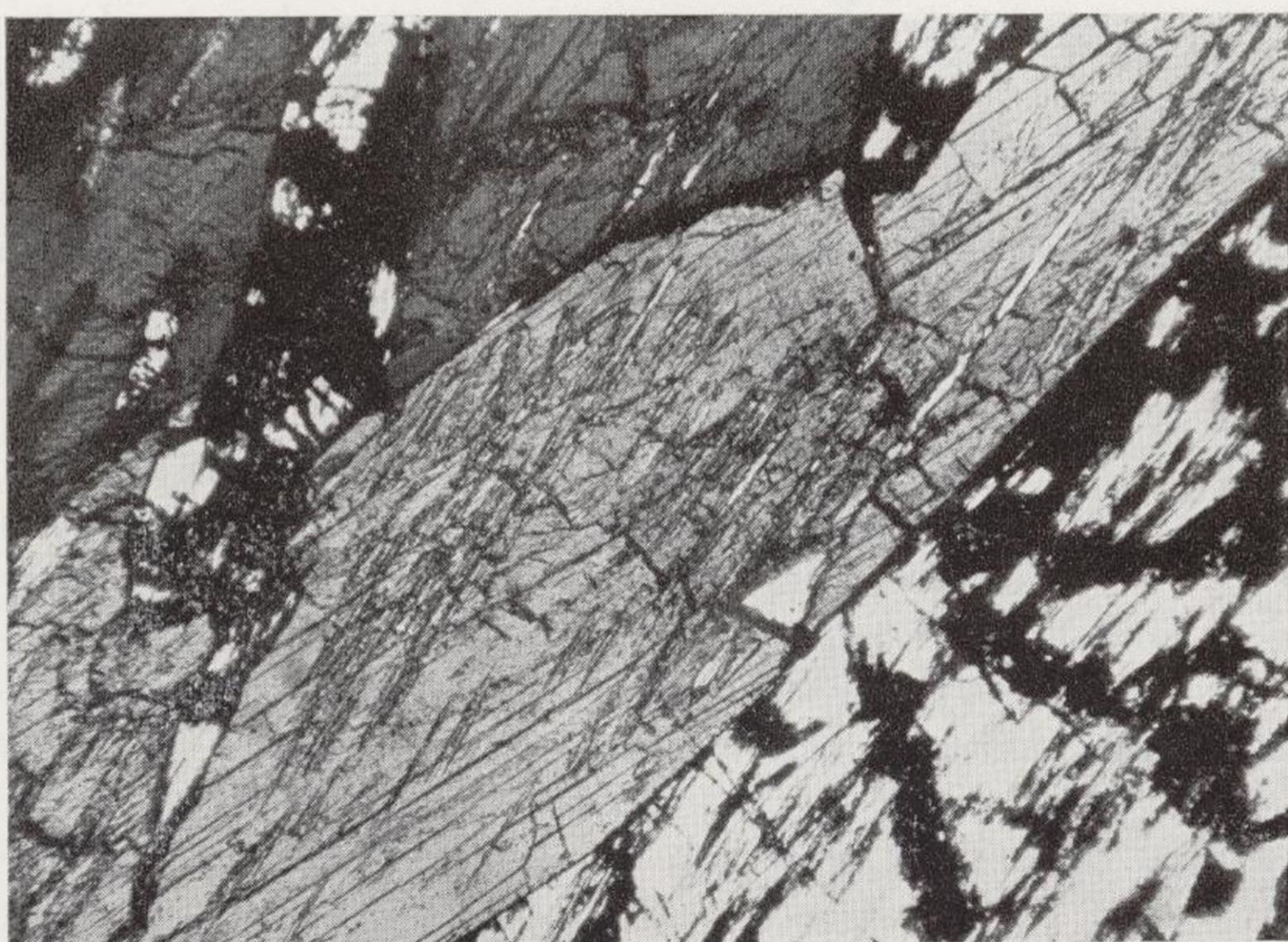


Microfoto 4.—Muestra núm. 3, de la mina "Dublín".—Secciones basales
de riebeckita (gris) y de cummingtonita (blanco) en una sección pa-
ralela al curso de la fractura que llenan los anfíboles. Obsérvese el
doble crucero (110) (110).

N. II. × 53.



Microfoto 5.—Muestra núm. 3, de la mina "Dublín".—La misma preparación de la microfoto 4, con 165 aumentos.



Microfoto 6.—Muestra núm. 3, de la mina "Dublín".—Secciones longitudinales de los anfíboles riebeckita (gris, con fuerte absorción) y de cummingtonita (blanco) en sección normal al curso de la fractura que rellenan.

N. II. × 165.

ANEXO NUM. 3

Glosario inglés-español

Array test.—Ensayo Array, para medir la longitud de las fibras con juegos de peines.

Asbestic.—Subproducto de tratamiento de mineral, consistente en serpentina con alguna proporción de fibra corta. Término cada vez más en desuso, por el aprovechamiento integral de la fibra corta.

Asbestos cement.—Fibrocemento.

Banded ironstones.—Rocas ferruginosas fajeadas. Cuarcitas precambrianas conteniendo cantidades variables de magnetita y hematites, formando bandas alternadas con otras sin óxidos de hierro.

— *Blue.*—Amianto azul. Crocidolita.

Cape blue.—Azul del Cabo. Crocidolita de la provincia de El Cabo, de Sudáfrica.

Transvaal blue.—Azul del Transvaal. Crocidolita de la provincia del Transvaal, de clase algo inferior a la de El Cabo.

Breaking length.—Longitud de rotura. Medida de resistencia de la fibra expresada en los kilómetros necesarios de fibra para que, suspendida por un extremo, se rompa por su propio peso.

Buoyancy.—Fluctuación, medida en centímetros cúbicos del amianto agitado en agua y dejado sedimentar cierto tiempo.

— *Caving.*—Hundimiento, explotación por hundimiento.

Sub-level caving.—Hundimiento por subniveles.

Cleaning plant.—Planta para depurar o limpiar la prefibra obtenida en un taller de preparación mecánica.

Cob.—Trozo de mineral estriado, al que se le ha quitado toda la ganga posible, sin tocar la fibra.

Cone corrugated.—Cono ondulado. Forma ondulada que toman las vetas de amianto, resultante de la variación de la longitud de las fibras que la componen.

Cone estructure.—Estructura de cono. Sinónima de la anterior.

Crude asbestos.—Amianto crudo, o sea sin trabajar.

Chindi bush.—“Arbusto del amianto” en el lenguaje de los nativos de Rhodesia del Sur, y cuya presencia consideran como indicio seguro de la existencia del crisotilo. Se trata de una planta ebenácea que se desarrolla exclusivamente en suelos serpentinosos.

Dump.—Terrera.

— *Fiber.*—Fibra de amianto.

Brittle fiber.—Fibra de naturaleza quebradiza.

Cross fiber.—Fibra cruzada. Dispuesta normalmente a la dirección de la fractura en que encaja la veta del amianto.

Crude fiber.—Fibra cruda. Fibra sin tratar y también fibra poco abierta.

Mass fiber.—Fibra en masa. Dispuesta sin dirección definida o radialmente.

Milled fiber.—Fibra tratada mecánicamente.

Over milled fiber.—Fibra sometida a excesivo tratamiento mecánico.

Paper fiber.—Fibra para papel de amianto, número 5 de la clasificación canadiense.

Shingle fiber.—Fibra para fibrocemento, número 4 de la clasificación canadiense.

Short fiber.—Fibra corta del número 6 en adelante.

Slip fiber.—Fibra deslizada o dispuesta según la fractura en que encaja.

Spinning fiber.—Fibra para hilar, número 3 de la clasificación canadiense.

Springy fiber.—Fibra sin sedosidad y muy elástica.

Textile fiber.—Fibra para tejidos, número 3 de la clasificación canadiense.

Flutriator, T. A. C.—Fluctuador tipo “Turner Asbestos Cement”, para ensayos de sedimentación diferencial en corriente ascensional de agua.

Grit.—Arena gruesa, difícil de eliminar en las plantas pequeñas de tratamiento de crocidolita y amosita.

Hand cobbing.—Estriado a mano.

Hand sorting.—Escogido a mano.

Hammer mill.—Molino de martillos, con gran variedad de tipos.

Jumbo.—Desintegrador horizontal con avance del mineral hacia la descarga y aspiración de fibra a medida que se libera.

Mill.—Molino y, por extensión, planta de preparación mecánica del mineral.

Montasita.—Variedad de la amosita, más suave, y cuya apariencia recuerda la del crisotilo.

Pan rolls.—Molino de muelas verticales y solera giratoria.

Quebec Standard.—Máquina de Quebec, utilizada para determinar el grado canadiense de las fibras.

Reef.—Término empleado en Sudáfrica para denominar una veta o grupo de vetas de mineral.

Seam.—Veta individualizada de amianto.

Tensil strength.—Resistencia a la tracción.

Tributors.—En Sudáfrica, cuadrillas de nativos que trabajan por su cuenta y cobran a razón de la fibra obtenida de las zafras estriadas que entregan al taller de preparación mecánica.

Waste.—Escombrera de estéril.

Willow Standard.—Fibrarizador tipo diabla, de eje vertical armado con brazos que producen el impacto sobre el mineral en caída libre, lo que permite recuperar la fibra con el daño mínimo.

ANEXO NUM. 4

Bibliografía sucinta

1929. KEEP, F. E.: *The geology of the Shabani Mineral Belt, Beliwe District.*—Bull. 12, Geological Survey of Southern Rhodesia.
Obra clásica, comprende la descripción geológica del Distrito, con discusión del origen de la serpentina, crisotilo y minerales fibrosos asociados. 193 págs.; bibliografía con 78 obras por orden cronológico.
1930. HALL, A. L.: *Asbestos in the Union of South Africa.*—Mem. 12, Geological Survey, Union of South Africa.
Estudia la forma de presentarse las diferentes variedades de amianto en la República Sud Africana y su valor comparativo para aplicación industrial. 324 págs.; bibliografía con 80 obras por orden alfabético de autores.
1933. ROSS, J. G.: *Amiante Chrysotile au Canada.*—Canadá, Ministère des Mines, Division des Mines, n.º 708.
Se refiere a los criaderos canadienses; origen, preparación mecánica, costes, mercados, fabricación de productos de amianto y usos. 160 págs.; bibliografía por capítulos y orden alfabético de autores: General, con 19 citas; Geología y Mineralogía, 47; Criaderos por países, 55; Extracción y tratamiento, 16; Usos, 15, y Estadísticas, 11.
1955. BOWLES, O.: *The asbestos industry.*—Bull. 552, Bureau of Mines. Washington.
Estudio muy concreto sobre propiedades, usos y mercados y con referencias a todos los países productores de amianto. 122 págs.; bibliografía por orden alfabético de autores, con 96 citas.
- 1955.—SINCLAIR, W. E.: *Asbestos its origin, production and utilization.* Mining Publications, Ltd. Londres.
Obra muy completa, respondiendo a su título. 354 páginas; bibliografía con 122 citas por orden alfabético de autores.

1961. *Asbestos the raw material.*—Cape Asbestos Fibres, Ltd. Londres.
 Folleto bellamente editado por la citada Compañía, con datos interesantes sobre el amianto en general y en particular sobre la crocidolita de El Cabo y amosita del Transvaal.
- 1919-64. *Asbestos.*—Filadelfia (U. S. A.). Revista mensual especializada.
- 1931-62. *Mineral Yearbook.*—United States Department of the interior Bureau of Mines. Washington.
 Publicación anual con un capítulo dedicado al amianto, con información de producción, mercados y tecnología de todo el mundo, y especialmente de Estados Unidos.

Estudio geológico de la zona sur de la provincia de Córdoba

P O R

CARLOS FELGUEROSO Y JUAN ENRIQUE COMA

ÍNDICE

	PÁGS.
Introducción	5
Estudio geológico	7
A) Antecedentes	7
B) Estratigrafía	11
Generalidades	11
Triásico.....	12
Jurásico	18
Cretáceo.....	36
Paleoceno	49
Eoceno medio y superior	50
Oligoceno-Mioceno.....	53
Cuaternario.....	70
C) Tectónica	72
D) Relación de sondeos realizados en la zona.....	88
Bibliografía	97

INTRODUCCION

En el año 1961, la Dirección de este Instituto, comprendiendo la necesidad de ampliar las zonas regables españolas, encargó a los autores de este trabajo el estudio hidrogeológico provincial de Córdoba con vistas al aprovechamiento racional de las cuencas hidráulicas subterráneas en ella existente y de su posterior ordenamiento.

En el presente trabajo, que ahora publicamos, recogemos las observaciones geológicas de una zona bastante amplia del sur de la provincia de Córdoba, todo ello como fruto de esta labor de investigación de aguas subterráneas.

Esta zona —situada en el borde norte del contacto entre lo que en la literatura geológica se conoce con los nombres de Prebético y Subbético— presentaba numerosos problemas estratigráficos, tectónicos y paleogeográficos. No pretendemos haberlos resuelto todos; la tarea hubiera sido muy larga y se salía del ámbito del área sometida a estudio, para entrar dentro del marco regional. Sin embargo, pensamos que con nuestra labor habremos dejado cimientos sólidos en cuanto al conocimiento estratigráfico se refiere. Queremos hacer constar aquí el estrecho concurso que nos han prestado los Laboratorios de Paleontología de este Centro; concretamente, los señores I. Quintero y J. L. Saavedra, responsables, respectivamente, de los estudios macro y micropaleontológicos de este trabajo, estudios que han sido numerosos y largos y en los cuales nos hemos apoyado.

En cuanto a la concepción tectónica de la zona —precisamente por la índole de la materia— necesariamente algunas ideas que exponemos no son más que hipótesis que los conocimientos posteriores tendrán que confirmar o rechazar; creemos, no obstante, que ellas explican bien las complicadas anomalías que se observan en el campo. Además, hemos tenido la oportunidad de realizar sondeos, unos de investigación y otros de captación de aguas, que han mostrado la realidad de posiciones anormales de los terrenos. En cinco de ellos, después de atravesar apreciables masas de sedimentos triásicos, se ha alcanzado en unos casos el Terciario y en otros el Cretáceo y Jurásico. Estas labores han sido para nosotros inapreciables, pues, de una parte, nos han servido para confirmar la existencia de cabalgaduras y deslizamientos, y de otra, nos han suministrado información suplementaria a las observaciones superficiales, con todo lo cual hemos tenido más base para elaborar las ideas tectónicas de la zona.

ESTUDIO GEOLOGICO

A) ANTECEDENTES

La zona estudiada se encuentra en el borde más septentrional de lo que en la terminología geológica se conoce con el nombre de Subbético, allí donde éste se pone en contacto con el Prebético.

Por consiguiente, era una región de gran dificultad geológica, con una serie de problemas tectónicos y estratigráficos planteados, que era preciso tratar de aclarar previamente si se quería tener una base segura para las investigaciones hidrogeológicas posteriores.

Las hojas de Montilla, Baena y Puente Genil en su mayoría pertenecen a formaciones prebéticas. Solamente en la de Lucena las formaciones subbéticas alcanzan gran desarrollo. Esta zona era, en vista de ello, clave para la comprensión de la geología regional. Ha sido la razón de que esta área se estudiase con gran detenimiento; en cambio, el resto, solamente con el necesario para la finalidad hidrogeológica que se perseguía. Por lo tanto, en el mapa geológico que se adjunta, la parte que corresponde a la hoja de Lucena y sur de la de Baena está hecha con un detalle que supera la escala 1 : 50.000; en cambio el resto, en general, no goza de la misma precisión, pero siempre con una superior a la escala 1 : 100.000, a la que, por necesidades de confección, va a ser publicado el estudio. Hemos optado, por consiguiente, por reflejar nuestras observaciones en un mapa de conjunto que, por otra parte, es de más fácil manejo.

La zona estudiada, como ya hemos dicho, es de una complejidad geológica grande, especialmente su parte más meridional. Creemos que a ello se debe el que no exista un mapa geológico de la misma, ni siquiera con un grado medio de aproximación. Las representaciones, a escala 1 : 400.000 ó 1 : 1.000.000, como es lógico, son únicamente de carácter muy general; y en las abundantes notas y monografías sobre la región que estudiamos, únicamente aparecen algunas interpretaciones paleogeográficas o tectónicas, así como cartas o mapas locales, pero no verdaderos mapas geológicos de conjunto.

A ello ha sido debido el que el estudio de esta zona lo hayamos empre-

dido prácticamente sin antecedentes y sin un mapa previo en qué apoyar nuestras observaciones de campo.

Las muy interesantes publicaciones que aparecen reseñadas en la Bibliografía adjunta, y algunas de las cuales serán objeto de brevísimo comentario en las páginas siguientes, han sido para nosotros de utilidad para el conocimiento geológico de la región y de sus intrincados problemas, pero desgraciadamente apenas hemos podido apoyarnos en ellas (excepto en lo que se refiere a algunas observaciones locales) en nuestros trabajos de campo.

Como ya hemos indicado, las publicaciones sobre la geología de la región Bética son extraordinariamente abundantes, hasta el punto de que se han creado hasta verdaderas escuelas en relación con la interpretación de las tectónicas del país.

La mayor parte de estas publicaciones son, sin embargo, ensayos generales de síntesis tectónica, así como monografías en las que, apoyándose en determinadas observaciones locales, se apoyan o rebaten algunas de las teorías con que aquellas síntesis han sido construidas.

De este modo, y salvo algunos autores a que nos referiremos más adelante, apenas existen publicaciones que se refieran concretamente a la geología del interior de la zona estudiada.

Ello no obstante, vamos a referirnos aquí, de forma muy somera, a las más importantes de las publicaciones que tratan sobre la geología de la región. Únicamente reseñaremos, como decimos, algunas de las más importantes de estas publicaciones, y sin entrar en el análisis de su contenido; en primer lugar, porque ello quedaría por completo fuera de los límites y objeto de esta Memoria, y en segundo, porque en un apartado posterior volveremos a referirnos a estos antecedentes al exponer una brevíssima síntesis de las diferentes teorías expuestas en la interpretación de los problemas tectónicos de las Cordilleras Béticas consideradas en conjunto.

Las primeras publicaciones sobre la geología de la provincia de Córdoba, y de la zona que ahora nos ocupa en particular, fueron principalmente descripciones geográficas, con algunos datos sobre estratigrafía o paleontología, y trabajos en minería (referidos especialmente al norte de la provincia), en los que, de modo general, se incluyen algunas observaciones geológicas.

Tales son los trabajos de Macpherson, Gonzalo y Tarín, etc., etc. A continuación aparecen los muy importantes estudios de D. Lucas Mallada, y entre ellos el "Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba", publicado en 1880, y que puede considerarse como la primera descripción verdaderamente geológica de la zona que nos ocupa. De la misma época son los muy importantes trabajos de los geólogos franceses de la llamada "Misión de Andalucía", y entre ellos destacan los de Douvillé, Bertrand y Kilian, etc., que aparecen reseñados en la Bibliografía adjunta.

Ligeramente anteriores, incluso, son los reconocimientos geológicos realizados en el sur y sudeste de España por Verneuil y Collomb. Fueron lle-

vados a cabo hace ya más de un siglo, y contienen, sin embargo, acertadísimas observaciones estratigráficas y paleontológicas, que aún hoy día conservan su interés.

Entre los años 1920 y 1936, y a causa, principalmente, del interés promovido en el Congreso Geológico de Madrid —en 1926— tiene lugar lo que podríamos llamar "descubrimiento" geológico de Andalucía, y concretamente de los problemas tectónicos que plantean las cadenas béticas.

En aquella época, gran número de geólogos extranjeros visitaron el país y, como consecuencia de sus estudios, surgió una serie de teorías, muchas veces diferentes y algunas contrapuestas, cuya discusión ha resultado extraordinariamente fructífera.

Como ya hemos anunciado, en un capítulo posterior nos detendremos muy brevemente en el examen de estas diferentes teorías y de los estudios que les dieron lugar. Ahora, y únicamente a título de reconocimiento de sus grandes méritos, vamos a nombrar a algunos de los más importantes autores que, durante estos años, dedicaron su esfuerzo a la interpretación de los problemas geológicos de la región Bética.

Son éstos: Bauting, Van Bemmelen, Blumenthal, Brinkmann, Brouwer, Demoy, Fallot, Gentil, Janson, Klebelsberg, Robaux, Sermet, Staub, Stille, Westerweld y Zermatten, entre los extranjeros, y Carandell, Carbonell, Cue-
to, Dupuy de Lôme, Gavala, Gorostizaga, Novo y Orueta, entre los españoles.

En época reciente, y concretamente desde 1940 a 1960, una serie de ilustres geólogos españoles y extranjeros ha continuado las investigaciones geológicas en las cordilleras Béticas. Entre los investigadores extranjeros destaca la ingente labor de las escuelas de Brinkmann y de Fallot respectivamente, labor llevada en gran parte a efecto bajo la supervisión directa de los ilustres profesores.

Concretamente, el profesor Fallot ha sido, por su gran trabajo llevado a cabo en las últimas décadas, quien posiblemente haya contribuido más, desde el punto de vista de su trabajo personal, al esclarecimiento de los problemas geológicos de esta región.

Figuran asimismo, entre los investigadores extranjeros que últimamente han trabajado en este país, Busnardo, Durand Delga, Patijn, Magné, Koppe, Sigal, Peyre, etc., y entre los españoles, Alastraú, Fontboté, Solé Sabaris, Lizáur, Prieto, etc.

Especialmente en lo que se refiere al interior de la zona por nosotros estudiada, son muy escasas las publicaciones en que se estudia de forma detallada su geología, y únicamente en algunas de las de los autores señalados aparecen algunas notas paleontológicas, o cortes estratigráficos y tectónicos, referentes principalmente a la Sierra de Cabra o a la región comprendida entre ésta y Priego.

Tal es, por ejemplo, el importante descubrimiento hecho por Kilian

del magnífico yacimiento de fósiles de la Fuente de los Frailes, en las proximidades de Cabra.

Del mismo modo, Bertrand y Kilian realizan algunas interesantes observaciones estratigráficas sobre la zona comprendida al sur de la Sierra de Cabra y entre ésta y Priego.

A Carandell son debidas su "Nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra" y su "Segunda nota acerca de la Sierra de Cabra". En ambas se reúnen observaciones que, si bien discutibles en cuanto al resultado final de las interpretaciones, han supuesto una contribución para el estudio de esta estructura.

Finalmente, al profesor Fallot se debe el único croquis geológico que sobre la zona de Lucena hemos encontrado; está incluido en su trabajo sobre la geología de las Cadenas Béticas y Subbéticas. Dicho croquis, en el volumen que estudia el Jurásico superior, abarca el área que se extiende desde la Sierra de Rute hasta la de Cabra, y aunque realizado muy esquemáticamente, se aprecia la calidad y la finura de observación que ponía siempre en sus trabajos el gran geólogo francés. Es un estudio eminentemente estratigráfico —el análisis del Jurásico superior— y, por lo tanto, lo comentaremos en el capítulo de Estratigrafía, pero adelantamos que no estamos completamente de acuerdo con él en cuanto a la existencia de un hiato en la sedimentación durante el Jurásico y a la atribución en la edad de las calizas de la Sierra de Rute y de Gaena.

También en su trabajo "Las Cordilleras Béticas" se refiere a la zona de Lucena, con dos cortes que atraviesan la hoja de norte a sur. En ellos queda reflejado el aire tectónico de la zona de una manera, a nuestro juicio, acertada. No obstante, el llorado profesor francés se abstiene en ellos de pronunciarse de una forma clara sobre las relaciones existentes entre las formaciones prebéticas y subbéticas de la zona, aunque por el texto parece suponer a éstas movidas sobre un país prebético.

Por último, cuando este trabajo estaba ya redactado, nos ha llegado el de M. R. Busnardo, titulado "Regards sur la géologie de la région de Jaén", publicado en el I Tomo a la memoria del profesor Fallot, y que abarca el ángulo NE. de la hoja de Lucena.

Por esta razón no tenemos la posibilidad de comentarlo aquí, y lamentamos no haber dispuesto de él en el curso de nuestros estudios porque, a bien seguro, nos hubiera auxiliado en nuestra tarea.

B) ESTRATIGRAFIA

Generalidades

Las características geológicas de la provincia de Córdoba definen en ésta tres regiones naturales bien individualizadas:

1.^a Sistema Paleozoico. Queda al norte del Guadalquivir, originando una región montañosa y despoblada, y que constituye la parte central de Sierra Morena.

2.^a Sierras meridionales (de Cabra, Luque, Gaena, Rute, Horconera, etcétera). En general están formadas por el Mesozoico, principalmente Jurásico, y pertenecen a lo que en la geología clásica se conoce con el nombre de Subbético.

3.^a Entre estas dos regiones anteriores existe una franja de unos 60 kilómetros que se denomina genéricamente la Campiña Cordobesa; esta última queda separada del sistema paleozoico por el río Guadalquivir, y por el sur se adapta al borde septentrional de las sierras meridionales o subbéticas. La campiña cordobesa es una región de suave orografía y que fundamentalmente está formada por el Terciario.

Nuestro estudio abarca de lleno la segunda región y la parte meridional de la tercera, quedando totalmente excluido el sistema Paleozoico.

La estratigrafía de la zona estudiada es, como veremos a continuación, tan interesante como variada y compleja, presentando su estudio dificultades que difieren de unas zonas a otras: en las sierras mesozoicas el principal inconveniente estriba en la complejidad tectónica, presentándose numerosos cabalgamientos y deslizamientos que impiden con frecuencia efectuar el estudio estratigráfico de series continuas. Por el contrario, en las regiones bajas de la campiña, la tectónica se hace más suave, pero la semejanza litológica que presentan aquí el Cretáceo, Paleoceno, Eoceno, Aquitaniense, Helveciense y Tortoniense, así como la escasez, y en algunos casos ausencia absoluta, de macrofósiles, dificultan extraordinariamente la identificación de las formaciones. Afortunadamente la microfauna es en general abundante y ha sido para nosotros un auxiliar de valor inestimable.

Las formaciones que hemos diferenciado en nuestro estudio son las siguientes:

CUATERNARIO ..	<i>Aluvial</i> : Arcillas, arenas, cantos.
	<i>Diluvial</i> : Margas, arcillas.
NEOGENO ...	<i>Diluvial detritico</i> : Gonglomerados, arenas.
	<i>Mioceno</i> <i>Tortoniense alto-Mioceno superior</i> : Areniscas. <i>Helveciense-Tortoniense</i> : Margas azules y ocres. <i>Burdigaliense</i> : Margas sabulosas blancas. <i>Aquitaniense-Burdigaliense</i> : Margas, calizas.
PALEOCENO ...	<i>Oligoceno</i> <i>Estampiense-Aquitaniense</i> : Margas, calizas, calizas arenosas.
	<i>Eoceno. Luteciense-Priabonense</i> : Margas, calizas. <i>Paleoceno</i> : Margas, margo-calizas, calizas margosas.
CRETÁCEO ...	<i>Cretáceo superior. Cenomanense-Maestrichtense</i> : Margas, margo-calizas, calizas margosas (en el Prebético, a veces areniscas).
	<i>Cretáceo inferior. Neocomiense-Albense</i> : Margas, margo-calizas (a veces finamente detriticas en el Prebético).
JURÁSICO ...	<i>Dogger-Malm</i> : <i>Bathoniense-Titónico</i> : Calizas, calizas arriñonadas.
	<i>Lias-Dogger</i> ... <i>Charmutiense-Bajociense</i> : Margo-calizas, margas. <i>Hetangiense-Sinemuriense</i> : Dolomías, calizas.
TRIÁSICO ...	<i>Suprakeuper</i> : Carniolas, dolomías.
	<i>Muschelkalk</i> : Calizas. <i>Buntsandstein y Keuper</i> : Arcillas, margas, yesos, sales.

Como unidad especial hemos diferenciado también el Jurásico de la Sierra de Cabra y de Puente Genil de la siguiente forma:

DOGGER - MALM..	<i>Oxfordiense-Titónico</i> : Calizas arriñonadas rojizas.
	<i>Bathoniense-Calloviano</i> : Calizas oolíticas.
LIÁSICO - DOGGER	<i>Charmutiense-Bajociense</i> : Margo-calizas, margas, calizas.
	<i>Hetangiense-Sinemuriense</i> : Dolomías, calizas.

Vamos a analizar en las páginas siguientes las características estratigráficas y paleontológicas de estas formaciones.

TRIASICO

El Trías de la región, que en la geología clásica se conoce con el nombre de Subbético, presenta unas características especiales, en general muy semejantes a las del Trías germánico, pero con ciertas diferencias que tienden a definirlo como un término intermedio de las facies germánica y alpina. Por

este motivo se propuso para él la denominación de Trías germano-andaluz, la cual ha sido generalmente adoptada.

El estudio y clasificación del Trías germano-andaluz ha sido objeto de no pocas controversias entre los distintos investigadores; es muy frecuente, y a nosotros nos ha ocurrido, emitir una interpretación tectónica de este Trías, y más tarde, al ampliar los conocimientos sobre la geología andaluza, cambiar de opinión creando una nueva hipótesis sobre la disposición tectónica del Trías.

En 1927 publica Blumenthal, como fruto de sus trabajos, una interesantísima obra en la que considera el Trías germano-andaluz como tectónicamente independiente en relación con las series suprayacentes, y supone a dicho Trías como una unidad tectónica especial a la que denominó "Trías citrabético". Posteriormente, y sin variar su denominación, lanza una nueva hipótesis, admitiendo la autoctonía de dicho Trías.

Staub opina, y así lo expone en su famosa síntesis, que el Trías citrabético forma una verdadera hoja de arrastre a la que denominó "manto de Antequera", por la enorme extensión que adquieren en esta región las margas abigarradas triásicas. El ilustre geólogo suizo ve a las Cordilleras Béticas como una fiel reproducción de los Alpes, compuestas de seis grandes mantos que recorrieron distancias de hasta 150 kilómetros. La síntesis de Staub, de carácter verdaderamente revolucionario, ha servido de base para las investigaciones posteriores, aunque varios autores ven serias dificultades para interpretar parte o toda la hipótesis de Staub, de desplazamientos de gran estilo.

Hasta el año 1930, P. Fallot suponía también al Trías de la región subbético clásica como alóctono y lo considera de origen ultrabético. Posteriormente expone que el Trías citrabético forma parte integrante del Subbético, pero con la particularidad de que con frecuencia se produce un despegue de la serie post-triásica con relación a las margas abigarradas, plegándose aquélla con relativa independencia y originándose, como consecuencia, una serie de desplazamientos diferenciales a lo largo de la línea de fractura. Este despegue puede producirse en cualquiera de los términos de la serie, y de este modo, bien el Jurásico, bien el Cretáceo o incluso el Nummulítico, reposan sobre el Triásico. De todos modos, el mismo P. Fallot opina que no debe generalizarse este fenómeno a todo el sistema subbético, y recalca que esta nueva hipótesis equivale a reconocer cierta independencia al Trías citrabético, pero sin llegar a darle la categoría de un manto independiente.

Para nosotros, el Trías de la región no tiene un significado tectónico único, sino que una parte pertenece a un ámbito en donde no hubo sedimentación jurásica, depositándose el Cretáceo directamente sobre el Trías, y otra parte, alóctona, tiene su origen en una zona probablemente situada bastante más al sur, en donde el Jurásico se depositó íntegramente sobre el Trías.

Al primer Trías que nos hemos referido, sobre el que se sedimentó directamente el Cretáceo, y para conservar la nomenclatura general de las Cordilleras Béticas, le denominaremos Prebético.

Al segundo Trías mencionado, aquel sobre el cual no se depositó el Jurásico, siguiendo las mismas ideas, le denominaremos Subbético.

La serie superior del Trías subbético, junto con gran parte del Jurásico y Cretáceo sobre él sedimentado, se deslizó formando grandes mantes de corrimiento, de modo que en nuestra zona yacen estas formaciones subbéticas tectónicamente sobre el Trías prebético y su sedimentación suprayacente.

El Trías subbético está constituido aquí principalmente por el Keuper y el Suprakeuper, y el prebético por el Buntsandstein y Muschelkalk. Dado que ambos poseen facies semejantes, en el estudio estratigráfico que exponemos a continuación no hacemos distinción entre el Trías prebético y subbético.

Buntsandstein

Los antiguos geólogos distinguían en el Trías de esta región dos tramos únicamente: calizas y dolomías del Muschelkalk, y margas y arcillas abigarradas con potentes masas de yesos, que atribuían al Keuper.

En el año 1931 publica Fallot un trabajo en el que analiza los terrenos triásicos de las Cordilleras Béticas y Subbéticas. En esta obra, y basándose en los estudios de M. Martin Schmidt, Fallot llama la atención sobre el hecho de que no todas las margas y arcillas con yesos son del Keuper, sino que gran parte de ellas pertenecen al Werfenense (Fallot y otros autores distinguen al Trías germano-andaluz con la nomenclatura del Trías alpino, utilizando únicamente la denominación de Keuper para los niveles superiores de la serie triásica) y es necesario distinguirlas de las que aparecen junto a las carníolas, que son del Keuper.

De este modo queda explicado el hecho frecuente en Andalucía, y que, por otra parte, asombraba a los antiguos investigadores, de encontrar las calizas del Muschelkalk sobre margas y arcillas con yesos, pues al pertenecer estas últimas al Buntsandstein se trata de una serie en posición normal, y no invertida, como la veían anteriormente los geólogos, al atribuir las margas y arcillas con yesos siempre al Keuper.

Es imposible en esta región estudiar detalladamente la serie triásica completa, pues en ningún caso hemos visto la base de la formación, y, además, la violenta disposición tectónica no permite apreciar la sucesión completa, impidiendo así el poder dar un corte claro de la serie.

El Buntsandstein está formado por un conjunto de areniscas ocráceas rojizas y amarillentas, con frecuencia ferruginosas y en ocasiones micáceas,

y arcillas y margas de varios colores: azules, grises, amarillentas, verdes, ocres y principalmente rojizas. Existen también yesos y sales.

Los tramos arenosos pertenecen a la parte más baja de la serie, y las arcillas y margas forman el tramo superior, siendo éste bastante más potente que el de las areniscas.

Son muy frecuentes en esta región las explotaciones de yesos, tanto del Buntsandstein como del Keuper; a veces se presentan cristales magníficamente desarrollados.

Muschelkalk

Forman este piso unas calizas dolomíticas y las clásicas calizas bien estratificadas de tonos gris oscuro y a veces gris-amarillento. Las calizas son fétidas y están cruzadas por numerosas vetas blancas de calcita. Estas calizas, cristalinas y duras, se emplean en la región como grava y balasto cuando no existen en las inmediaciones afloramientos de rocas más indicadas a tales fines, como son, por ejemplo, las ofitas.

Como veremos en el capítulo de Tectónica, la región que estudiamos ha sufrido varios e importantes movimientos tectónicos, por lo que los horizontes sedimentarios están fuertemente trastornados; ésta es la causa por la que muy frecuentemente las calizas del Muschelkalk se presentan en afloramientos desordenados y casi siempre embebidos en el conjunto plástico del resto del Triásico, que se presenta como mucho más competente. En esta región las calizas aparecen, por lo tanto, formando crestones aislados, pero que muestran siempre su estratificación característica.

Las calizas del Muschelkalk constituyen un buen nivel para la circulación de aguas subterráneas; a pesar de la poca extensión que alcanzan sus afloramientos, suelen dar origen a manantiales. Esta particularidad no se debe a la porosidad de la roca, sino a la permeabilidad que poseen por su alto grado de fracturación.

No hemos encontrado restos orgánicos en las calizas del Muschelkalk, a veces bastante fosilíferas en otras regiones, pero Mallada, ya en el año 1881, en su "Descripción geológica de la provincia de Córdoba", cita Chondrites y Myophorias en los afloramientos del río Anzur. A pesar de la escasez de fósiles, las calizas no ofrecen dificultad para la cartografía geológica, pues presentan características litológicas suficientes para clasificarlas correctamente en la mayoría de los casos.

Localmente se explotan canteras de estas calizas para producir cal en pequeños hornos rudimentarios, situados al pie de las mismas canteras.

Los criaderos de hierro de esta zona se encuentran en las calizas del Muschelkalk, o en contacto con ellas. El mineral, hematites y oligisto, es de excelente calidad, pero en general los yacimientos son de poca extensión, por lo que casi todas las explotaciones se encuentran abandonadas.

La potencia del Muschelkalk es variable en esta zona, pero no sobrepasa los 70 metros.

Keuper

Es muy difícil distinguir este piso del Buntsandstein, pues la facies de arcillas y margas con bancos de yesos son prácticamente idénticas en ambos casos. Únicamente cuando encontramos las areniscas, niveles triásicos exclusivos del Bunt, podemos datar con seguridad la formación, o también en el caso de presentarse dichos niveles de arcillas y margas con yesos subordinados a afloramientos de carniolas que nos muestran a aquellas formaciones como pertenecientes al Keuper. Las calizas del Muschelkalk no suelen dar ninguna información, pues la posición normal o invertida de las mismas es siempre muy dudosa.

El Keuper está formado, como el Bunt, por arcillas y margas abigarradas, presentándose también potentes intercalaciones yesíferas y saliniferas. Aparecen también cristales bipiramidales de cuarzo, los típicos jacintos de compostela.

La facies arcillosa, yesífera y salinífera, tanto del Bunt como del Keuper, goza de una movilidad y plasticidad extraordinarias, que han dado lugar a estructuras caóticas y frecuentes fenómenos de diapirismo. Esta particularidad de los niveles triásicos ha jugado, a nuestro juicio, un papel fundamental en los fenómenos tectónicos de la región, permitiendo el despegue de series sedimentarias de su infrayacente y sirviendo como lubricante en el desplazamiento por gravedad de los mantos de corrimiento así formados.

Aun en la actualidad está latente dicha movilidad, que da lugar a numerosos corrimientos de tierras en esta región.

Los abundantes afloramientos de Trías originan manantiales de agua salada, que en ocasiones se explotan para la obtención de sal común. Estas aguas contaminan los barrancos a que vierten, dando lugar a arroyos salobres que no pueden aprovecharse.

La existencia de sales en estos terrenos triásicos representa un grave inconveniente para el cultivo.

Suprakeuper

En esta región, el tránsito del Triásico al Liásico se efectúa, al igual que en el Triás germánico, a través de una serie de carniolas y dolomías que equivalen al Rético-Infraliás del Triás alpino.

Denominamos, pues, Suprakeuper a una serie formada por las clásicas carniolas oscuras en superficie y más claras en fractura; sobre ellas yacen unas dolomías grises de fractura también gris algo oscuro y muy duras, que

a medida que se asciende en la serie estratigráfica van adquiriendo un tono más claro. Es imposible separar nítidamente este tramo del verdadero Lias, pues no existen argumentos paleontológicos que permitan tal delimitación.

Las carniolas presentan infinidad de oquedades y abunda en ellas la calcita, ofreciendo un aspecto litológico verdaderamente inconfundible. Tanto las carniolas como las dolomías del Suprakeuper constituyen, por su elevada permeabilidad y porosidad, un nivel extraordinario para la circulación de aguas subterráneas. Numerosos manantiales de esta región están situados en dichas carniolas y dolomías, proporcionando caudales importantes.

Las dolomías se explotan en canteras para la obtención de piedra para el firme de las carreteras.

Los afloramientos triásicos son muy frecuentes en la zona estudiada, siendo a veces de dimensiones reducidas y otras, por el contrario, se extienden vastamente por la región.

Analizaremos a continuación las características generales de estos asomos en cada una de las hojas.

En la hoja de Lucena, el principal afloramiento lo constituye una franja que cruza la hoja en dirección SO.-NE., siguiendo la depresión que delimita, por el sur, Sierra de Rute, Horconera, de Pollos y Leones, y por el norte, Sierra de Gaena, Gallinera, Puerto Escaño y Sierra Alcaide. Esta banda triásica está formada principalmente por niveles del Buntsandstein y Muschelkalk, y pertenece en general al Prebético, según lo hemos definido nosotros; la discusión tectónica la haremos en el capítulo correspondiente.

Existe otra banda, ahora más discontinua, en la parte norte de la hoja, y que desde Cabra se dirige en líneas generales hacia el este por las vertientes septentrionales de Camorra, Las Jarcas, Cerro del Palojo y Puerto Escaño. En general este Trías, como veremos en el capítulo de Tectónica, pertenece al Subbético y forma la parte basal de los mantos de deslizamiento de la Sierra de Gaena y de la Sierra de Cabra, siendo de carácter claramente alóctono. Las partes basales de los cerros de la Ermita de Nuestra Señora de la Sierra, Peña Miguel Pérez —al este del anterior—, Lobatejo y Sierra Alcaide pertenecen también a este Trías subbético, que igualmente es alóctono.

Al oeste de Cabra, ya en el ángulo superior izquierdo de la hoja de Lucena, se presenta una extensa mancha triásica que se continúa hacia Monturque. En ella debe encontrarse el contacto mecánico del Trías subbético con el Trías prebético, pero dada la identidad de facies, es imposible materializarlo con exactitud, y por ello en el mapa geológico hemos tenido que trazar un contacto supuesto, solución que hemos seguido también en la esquina NE. de la hoja de Lucena, en las inmediaciones de Sierra Alcaide.

Es difícil definir el carácter tectónico de una serie de pequeños aflora-

mientos que aparecen alrededor de Lucena, pues dada la reducida extensión que presentan, es prácticamente imposible llegar a interpretaciones correctas; los consideramos como prebéticos.

En el ángulo SE. de la hoja de Lucena existe una serie de pequeños afloramientos triásicos que suponemos subbéticos; están relacionados con fenómenos de fractura y son, además de alóctonos, de carácter diafílico. Esta presencia del Trías próximo a la superficie produce la salinidad del arroyo Salado, que, ya muy en cabecera, permite la explotación de salinas, fenómeno que de otro modo, al no existir en el terreno manchas extensas triásicas, tendría muy difícil explicación.

En la hoja de Baena los afloramientos del Trías subbético están subordinados a las series jurásicas. Dado que dicho Trías forma la base de deslizamiento de las escamas subbéticas, sus asomos aparecen aquí al pie de las mismas, y por ello lo encontramos jalando el borde septentrional de la Sierra de Cabra y formando la base de los diferentes "klippe" de las escamas deslizadas. Al SE. de Luque aparece una serie de isleos jurásicos con su correspondiente Trías basal. Evidentemente se trata de bloques desprendidos de la masa general deslizada de la Sierra de Cabra, que han continuado su avance algo más hacia el norte que esta última.

El resto de los afloramientos triásicos de la hoja de Baena, así como la totalidad de los de la hoja de Montilla, deben ser prebéticos; en general, debido a su plasticidad, se encuentran en posición bastante trastornada, presentando la mayoría de las veces contactos de carácter mecánico.

En la hoja de Puente Genil, los afloramientos triásicos que marginan las sierras del Niño, del Caballo y del Castillo deben pertenecer al Subbético; aún nos faltan datos para saber si la extensa mancha que aparece al SE. de dicha hoja es prebética o subbética, y para aclarar dicha duda es necesario ampliar los estudios hacia el sur y tener así una mejor visión de conjunto de dicho afloramiento.

El resto de los asomos triásicos de la hoja de Puente Genil deben ser prebéticos.

JURASICO

Las principales elevaciones de la región están constituidas por las calizas jurásicas alóctonas, que por su mayor resistencia a la deformación permiten estudiar, con más detalle que en el resto de las formaciones, los fenómenos sedimentarios y principalmente los tectónicos.

En el Jurásico aparecen dos facies distintas, por lo que dividiremos el estudio estratigráfico de este periodo en dos apartados: en el primero trataremos de la generalidad de los afloramientos jurásicos de la región, y en el segundo estudiaremos el caso particular de la Sierra de Cabra.

La serie sedimentaria es la misma en ambos casos hasta el Charmutien-

se, apareciendo en la Sierra de Cabra un cambio de facies al final del Charmutense-Bajociense y otro en el Bathoniense-Calloviano, presentando de nuevo, al final del Jurásico, la misma facies.

Por macizo o Sierra de Cabra designaremos a la serie montañosa que desde Cabra se dirige hacia el este y llega hasta Sierra Alcaide; meridionalmente la podemos considerar limitada en líneas generales por la carretera de Cabra a Priego hasta el Km. 31 desde Cabra, y de aquí hacia saliente, el límite quedaría definido por el arroyo del Palancar, que más tarde recibe el nombre de río Zagolla. El borde septentrional queda al sur de la carretera que desde Cabra se dirige hacia Doña Mencía y desde aquí a Luque, pasando por Zuheros; desde Luque hacia el este podemos considerar como límite norte la carretera que va desde esta última población a Fuente Alhama, ya en el extremo oriental; en esta zona la serie de cerros jurásicos que aparecen algo más al norte (Miragalanes, Atalaya, Loma de Juan Mateo, etc.) pertenecen, como veremos más adelante, al macizo de la Sierra de Cabra, tal como lo acabamos de definir. Igualmente expondremos en el capítulo correspondiente que la Sierra de Cabra está compuesta por dos mantos jurásicos (y series suprayacentes) deslizados uno sobre otro y siendo ambos alóctonos. El superior, desde el punto de vista topográfico, se dirige desde las inmediaciones de Cabra hacia el Este y, como puede apreciarse en nuestro mapa, forma las zonas altas de la Sierra de Cabra (Cerro de la Ermita de Nuestra Señora de la Sierra, Peña de Miguel Pérez, Lobatejo y Sierra Alcaide y Cerro de Abuchite).

Describiremos en primer lugar la serie jurásica de las sierras de Rute, Horconera, Macizo de la Tífnosa, Gallinera, Jaula, Leones, Sierra de Gaena, Cerro de las Jarcas, Cerro del Palojo, Puerto Escaño y el manto superior de la Sierra de Cabra, tal como los hemos definido anteriormente, que, junto con las cordilleras anteriores, forman una misma unidad tectónica.

Posteriormente trataremos el caso especial del manto jurásico de la parte inferior de la Sierra de Cabra.

Hetangiense-Sinemuriense

Sobre las carniolas y dolomías del Suprakeuper, y en aparente concordancia, yace una serie calizo-dolomítica de color gris más bien oscuro, y que a medida que se asciende en la serie aparecen tonalidades cada vez más claras y se hacen menos dolomíticas. A veces se presentan variaciones algo rosadas y, con frecuencia, gran cantidad de inclusiones o fracturas rellenas de calcita.

Como decimos, la dolomitización es tanto más acentuada cuanto más bajo nos encontramos en la serie, formando en ocasiones estas dolomías la

base del manto de deslizamiento, pues la parte basal de la serie ha sido laminada por el corrimiento, y las carniolas faltan con frecuencia.

Las calizas son duras y suelen estar muy fracturadas por el propio deslizamiento, encontrándose con frecuencia grandes zonas brechiformes.

Como ejemplo, merecen citarse, en el manto superior de la Sierra de Cabra, la enorme brecha que aparece en toda la vertiente oriental de la Loma de Abuchite y la franja que desde la parte norte de Lobatejos se dirige al vértice Abuchite; son testimonios muy elocuentes de la fricción producida por el deslizamiento.

En la mayor parte de estos macizos calcáreos se han producido, y se producen en la actualidad frecuentes fenómenos de disolución, desarrollándose notablemente las formaciones cársticas; son muy numerosas en la zona las dolinas o "simas" y "hoyones". Estos fenómenos facilitan extraordinariamente la infiltración, circulación y almacenamiento de las aguas meteo- ricas en la masa caliza, circunstancia que puede apreciarse claramente en las numerosas grutas de la región (Cuevas de los Murciélagos, en Zuheros, etcétera). Estas rocas carbonatadas constituyen, por lo tanto, un elemento fundamental en el régimen hidráulico subterráneo del país.

Como indicábamos, a medida que ascendemos en la serie, los colores se hacen más blancos o beiges, y en estas calizas de tonos claros se presenta en numerosas ocasiones textura oolítica, que suele ser difícil de apreciar a simple vista o incluso con la ayuda de la lupa; hemos observado que cuando las calizas tienen estas características, humedeciéndolas se consigue resaltar su constitución oolítica. Esta formación no ha de confundirse con las calizas oolíticas del Bathoniense-Calloviano de la Sierra de Cabra, de las que hablaremos más adelante, y en las que la textura oolítica está ampliamente desarrollada, apreciándose fácilmente a simple vista.

La parte baja de la serie no suele mostrar estratificación y se presenta como calizas en masa, pero al ascender en la secuencia sedimentaria se acusa cada vez más aquella característica, apareciendo con frecuencia bancos regulares y perfectamente estratificados.

No tenemos noticias de que en la zona se hayan encontrado macrofósiles en estas calizas. Nosotros hemos hallado algunos restos de Ammonites inclasificables y con frecuencia Crinoides que, a pesar de su mala conservación, nuestro Laboratorio de Macropaleontología ha conseguido determinar dos especies:

Pentacrinus scalaris, Gold.

Pentacrinus basaltiformis, Miller,

que en principio fijan como edad de este tramo el Lías inferior y medio. A pesar de no disponer de más juicio paleontológico, esta formación puede datarse con relativa exactitud: el límite inferior lo constituye evidentemente

el Suprakeuper, y en su parte superior, formando la base de la serie margocaliza fosilífera suprayacente, aparecen unos finos bancos de calizas cristalinas pardoamarillentas con Crinoides y Rhynchonellas, estas últimas del Charmutiente.

Por lo expuesto vemos que esta formación comprende el Hetangiense-Sinemuriense, y muy posiblemente el Hetangiense esté representado por el tramo inferior de calizas dolomíticas grisáceas y el Sinemuriense por las calizas claras de la parte superior, pero al faltarnos el criterio paleontológico hemos preferido no separarlas y dar a las calizas como un conjunto Hetangiense-Sinemuriense, si bien hay que admitir la posibilidad de que la parte inferior del Charmutiente podría pertenecer ya a este conjunto.

Se han estudiado varias muestras de estas calizas al microscopio, que se pueden agrupar en dos tramos:

A) Uno inferior, de calizas marmóreas gris-pardas, gris-ocre, u ocre-rojizas, casi siempre muy rotas, que tienen niveles que parecen los más inferiores, con escasos restos marinos: Ostrácodos, Textuláridos, Valvulínidos, y formas que recuerdan a *Ammodiscus*, *Ophthalmidios* y acaso Radiolarios (muy dudosos), todos ellos muy mal conservados.

Otros niveles de las mismas calizas marmóreas, gris claras y ocre claras y aspecto en general microbrechoide, contienen fósiles más abundantes y mejor conservados: *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Ranieri), Textuláridos, Ammodiscos, trozos de Equinodermos, Haurania, Lituólidos, Valvulínidos.

B) Otro superior, litológicamente parecido a los anteriores, pero con muchos nódulos oolíticos pequeños, algunos de ellos con aspecto de oolitos incipientes, otras veces con verdaderos oolitos de pequeño tamaño y raramente con oolitos grandes bien formados.

En todos los casos hay una matriz hialina (cuanto más hialina, mejor definidos están los oolitos) y los restos orgánicos son análogos a los del tramo anterior: *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Ranieri), pequeños Gasterópodos, Ammodiscos, Lituosenta, Tetrapaxis, Lagénidos (raros), Coskinolinopsis y otros Lituólidos, Ostrácodos y Coprolitos.

Estas microfacies señalan un ambiente marino arrecifal y propiamente no tienen restos que definan su edad sin lugar a dudas, pero la macropaleontología permite dar con relativa exactitud la formación.

Resulta difícil evaluar la potencia del Hetangiense-Sinemuriense; nosotros la estimamos del orden de los 200 metros.

Charmutiense-Bajociense

Sobre el Hetangiense-Sinemuriense descansa un tramo de no más de cinco metros de calizas cristalinas, pardoamarillentas en superficie y grises en fractura, a veces bastas y de aspecto arenoso. Contienen Crinoideos y Rhynchonellas que no se han podido clasificar, excepto en la vertiente norte de la Sierra de Cabra. Estas calizas, por su situación estratigráfica y semejanza litológica con las que aparecen en la Sierra de Cabra (con Rhynchonellas del Charmutiense), deben pertenecer al Charmutiense, hipótesis que confirma el análisis microscópico. Efectivamente, en la vertiente norte de la Sierra de Gaena hemos cogido una muestra de estas calizas cristalinas, que estudiada por nuestro Laboratorio de Micropaleontología ha facilitado el siguiente informe:

Pasta margosa, llena de partículas calizas y frecuentes restos: Braquiópodos, Crinoideos, Lamelibranquios, Equinidos, Robulus, Nodosaria, Esponja, Lingulina, Ostrácodos, espículas gruesas y un extraño Rotaliforme.

Microfacies: Charmutiense-Toarcense.

Sobre este nivel de calizas cristalinas se ha depositado en concordancia una serie mucho más potente de margo-calizas y calizas margosas grisáceas, generalmente bien estratificadas, en las que se intercalan en ocasiones niveles más margosos pardoamarillentos y otros rojizos, principalmente en la parte alta de la formación. Interestratificados en la serie se encuentran frecuentes lechos arcillosos y algunos finos bancos de "radiolaritas".

Esta serie margo-caliza es, desde un punto de vista litológico, muy parecida a la del Cretáceo inferior, y frecuentemente resulta imposible distinguirlas a simple vista; por ello en muchas ocasiones resulta imprescindible el análisis micropaleontológico cuando no se encuentran fósiles en el campo.

Ya en el año 1933 halló Fallot en la Sierra de Gaena (cortijo Tres Cruces) una fauna del Lías superior compuesta por:

Phylloceras nilssoni, Héb.

Hammoceras piocerinsigne, Vacek.

Hildoceras cf. bifrons, Brung. sp.

Catulloceras cf. armatum, Buckm.

No hemos tenido noticias de más descripciones paleontológicas del Lías en la zona que estudiamos. Por nuestra parte, en varios puntos de la vertiente norte de la Sierra de Gaena, y principalmente en un yacimiento que existe en su extremo nororiental, a la altura del Pozo de la Cuesta del Algar, hemos encontrado las siguientes especies:

Phylloceras disputabile, Zittel. Charmutiense.

Oppelia subradiata, Sow. Charmutiense.

Hildoceras bifrons, Brug. Toarcense.

Pleydellia aalensis, Ziet. Aalenense.

Polyplectus discoides, Ziet. Lías sup.

Dumortieria radians, Rein. Aalenense.

Dumortieria domarensis, Menegh. Aalenense.

Ludwigia murchisonae, Sow. Aalenense.

Ludwigia concava, Sow. Aalenense.

Normanites braikenridgii, Sow. Charmutiense.

Haugia variabilis, d'Orb. Toarcense.

Harpoceras sp. Lías.

Grammoceras striatum, Sow. Toarcense.

Leioceras sp. Aalenense.

Sonninia sp. Aalenense-Charmutiense.

Unos tres kilómetros al SE. del Cerro del Palojo hemos encontrado también en estas margo-calizas:

Rhynchonella northamptonensis, Dav. Charmutiense.

Zeilleria jauberti, Desl. Charmutiense-Toarcense.

Waldheimia lycetti, Dav. Toarcense.

Arietites sp. Lías.

Passaloteuthis paxillosum ?, Schlot. Charmutiense.

Vemos, por lo tanto, que en las margo-calizas está representada la serie completa charmutiense-bajociense. Sin embargo hemos de advertir que al no abundar los seres paleontológicos, es posible que, al hacer diferentes cortes estratigráficos en el campo, no se encuentren en cada uno de ellos los fósiles correspondientes a cada uno de los pisos, sino que, como es muy natural, faltarán seres paleontológicos de una o varias edades. Al multiplicar el número de recogidas efectuadas, se podrá demostrar, como lo hemos hecho nosotros, que la serie está completa. Hemos insistido en este punto, pues, a nuestro juicio, éste ha sido el motivo de que algunos geólogos hayan interpretado a los niveles posteriores como transgresivos sobre las margo-calizas.

Son numerosísimas las muestras que a lo largo de nuestro trabajo hemos recogido en estos niveles de la región para su análisis microscópico; se ha podido apreciar así, confirmado los resultados macropaleontológicos, que en este tramo está representada toda la serie charmutiense-bajociense, en la que pueden distinguirse las siguientes asociaciones de microfauna:

A) Abundan los restos finos en una matriz margosa, con menudos grumos arcillosos más opacos: espículas de esponjas (abundantísimas), frag-

mentos de Crinoides, Ostrácodos (escasos), pequeños Ophtalmídidos y Lagénidos (*Robulus*, *Lenticulina*, *Lingulina*). Esta microfacies la encontramos en el nivel con *Harpoceras normannianum*, Sow., y *Cycloceras aff. valdani*, d'Orb., e inmediatamente debajo, por lo que debe situarse en el Toarciente inferior y Charmutiense.

B) Abundan los restos finos con predominio de espículas, que suelen ser más delgadas que las del tramo precedente: espículas (muy abundantes), Radiolarios (poco frecuentes y de bordes difuminados), Ostrácodos, Lagénidos (*Lenticulina*, *Astacolus*, *Lingulina*), Ophtalmídidos y filamentos finos de "protoconchas".

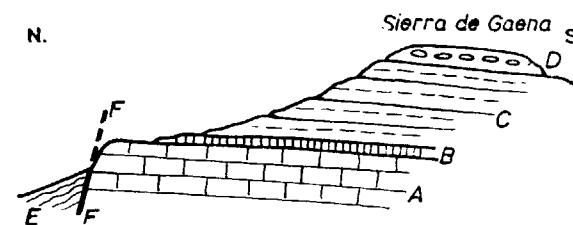
Como se ve, hay muchas analogías con el tramo anterior, del que se diferencia por la aparición de "protoconchas" de moluscos pelágicos y de indudables Radiolarios.

Este tramo debe representar al Toarciente superior y Aaleniente.

C) Con abundantes restos orgánicos: Radiolarios (de borde difuso y de borde nítido), "protoconchas" finas y gruesas (abundantes), *Globochaete alpina* (Lomb.), *Eothrix alpina* (Lomb.), Fibrosferas, Ammodiscidos (muy escasos), Valvulínidos, Espículas y Ostrácodos.

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

A pesar de que, desde el punto de vista macro y micropaleontológico, es posible separar los diferentes términos del conjunto charmutiense-bajociense, en el campo esto resulta prácticamente imposible por la falta de personalidad litológica de los niveles de la serie estratigráfica; por esta razón hemos tenido que agrupar a este paquete margo-calizo en un mismo con-



A=Calizas Hetangiense-Sinemuriense
B=Calizas cristalinas
C=Margas y margo-calizas
D=Calizas erriñonadas Bathoniense-Titónico
E=Margas blanquecinas Neocomiense

Fig. 1

junto charmutiense-bajociense, en el que incluimos la base de la serie, formada por los bancos de calizas cristalinas, de poco espesor.

La serie charmutiense-bajociense es de potencia muy variable, disminuyendo hacia el norte y oeste y aumentando considerablemente hacia el sureste de la zona estudiada, concretamente en la región que se encuentra al sur de Priego.

Un corte estratigráfico de la serie, muy instructivo, lo ofrece la vertiente norte de la Sierra de Gaena; desde el nacimiento del río Anzur (al NE. de Zamora) parte un camino transitable para coches todo terreno, y que llega hasta la falda norte de la Sierra de Gaena; aquí se ve con mucha claridad (figura 1), descansando sobre las calizas del Hetangiense-Sinemuriense, al tramo de calizas cristalinas, con Crinoides y Rhynchonellas, a veces basta y arenosas. Encima, y también en concordancia, yace la serie margo-caliza del Charmutiense-Bajociense. Está constituida por margo-caliza y calizas margosas de fractura concoidea, blancoamarillentas y grises, y en las que hemos encontrado los siguientes fósiles:

- Dumortieria radians*, Rein. Aaleniente.
- Pleydellia aalensis*, Zeit. Aaleniente.
- Hildoceras bifrons*, Brug. Toarciente.
- Polyplectus discoides*, Zeit. Toarciente.
- Haugia variabilis*, d'Orb. Toarciente.

Las margo-calizas de este lugar, estudiadas al microscopio, se presentan en lámina transparente compuestas por una pasta margosa con grumos arcillosos menudos, llena de partículas de cuarzo o caliza. Espículas, Radiolarios de bordes difusos, partículas carbonosas, Equinodermos, Dentalina, esquirlas de Ostrácodos y *Robulus*. Por levigación se obtienen gruesos Ostrácodos. Microfacies: Charmutiense superior-Toarciente.

En las margo-calizas se ven niveles de "radiolaritas" y algunas manchas oscuras como pertenecientes a restos de materia orgánica.

La serie se continúa hasta casi la parte más alta de la sierra, en donde aparece ya la facies titónica que describiremos más adelante. El conjunto buza suavemente al sur, y la potencia del paquete de margo-calizas puede estimarse aquí entre los 100 y 150 metros.

En la vertiente norte de la Sierra de Cabra se presentan una serie de afloramientos, en una zona alargada de este a oeste, del conjunto margo-calizo del Charmutiense-Bajociense, que, además de ser mucho menos potente, presenta una ligera variación con respecto a la serie general antes descrita, apareciendo como final del tramo un nivel de unos 10 metros de espesor de bancos de calizas rosadas con Ammonites muy parecidos a la "falsa brecha" del Titónico, diferenciándose únicamente por su fauna. Este Charmutiense-Bajociense lo describiremos al tratar el caso especial del Jurásico de la Sierra de Cabra.

Bathoniense-Titónico

Sobre las margo-calizas del Charmutiense-Bajociense descansa ahora una serie muy interesante de calizas arriñonadas o nodulares, en general bien estratificadas y con una coloración muy llamativa, principalmente rojiza, aunque se presentan también tonalidades grises, amarillentas, blanquecinas y moradas. La parte más baja de la serie ofrece en general un aspecto más pardo que la superior, y en ella el carácter nodular o arriñonado es menos acusado.

Este tramo, conocido en la geología clásica de estas regiones como "titónico de facies andaluza", ha sido tomado en nuestra zona como de edad exclusivamente titónica, pues los fósiles abundan principalmente en este piso; hemos podido comprobar que en realidad, a pesar de no ser muy potente la serie —unos 50 metros—, abarca, además del Titónico, pisos más antiguos, llegando por abajo hasta el Bathoniense, sin que en esencia varíe su constitución litológica. En nuestra exposición designaremos repetidas veces a este conjunto con el nombre de "facies titónica", pero no hemos de olvidar que comprende, además, pisos de edad más antigua, como veremos a continuación.

Ya en 1933, en el "Estudio del Jurásico superior de las Cordilleras Béticas y Subbéticas", Fallot, al describir la Sierra de Gaena, llama la atención de que en las capas rojas que aproximadamente van desde el Cortijo de Salmerón al Cortijo de las Tres Cruces, ha encontrado una fauna de Ammonites, algunos de edad claramente titónica, pero con ciertas especies del Kimmeridgiense e incluso un Aspidoceras que parecería del Lusitaniense superior, y dedujo con acierto que las facies rojas y "falsa brecha" no están limitadas exclusivamente al Titónico, sino que aquéllas llegaban por lo menos hasta el Kimmeridgiense. Fallot, al observar en la Sierra de Gaena que los niveles rojos descansaban sobre una serie margo-caliza en las que sólo encontró un yacimiento de fósiles del Lías superior, interpretó que las capas rojas constituían un nivel transgresivo.

Al describir el Charmutiense-Bajociense vimos que las margo-calizas contienen todos los pisos intermedios de la serie, incluyendo los extremos. En la falda oriental del cerro que existe al oeste de Camorra se encuentra la secuencia estratigráfica de siempre: margo-calizas grises estratificadas sobre las que yacen calizas nodulares rojas que nos han proporcionado la siguiente fauna:

- Phylloceras silesiacum*, Oppel. Titónico
- Protetragonites quadrisulcatus*, d'Orb. Titónico-Neocomiense.
- Lytoceras municipale*, Oppel. Titónico.
- Perisphinctes eudichotomus*, Zitt. Titónico.
- Oraniceras hamyanense*, Flam. Bathoniense.

Luego si sobre las margo-calizas infrayacentes, que llegan hasta el Bajociense, descansan los niveles de facies rojas y "falsa brecha", que además de presentar fósiles del Titónico contienen ya fauna del Bathoniense, no cabe imaginar una transgresión entre estos paquetes.

Al igual que el Charmutiense-Bajociense, la serie bathoniense-titónico debe estar completa, y como ejemplo citaremos algunos yacimientos en los que, además de poseer una abundante fauna del Titónico, se encuentran otros de pisos intermedios de la serie.

En el puertecito que existe entre los cerros del Palojo (al sur de la carretera de Cabra a Priego), algo más arriba del nacimiento del barranco del Palojo, aparece también la facies titónica en la que hemos encontrado:

- Phylloceras silesiacum*, Oppel. Titónico.
- Hectinoceras hecticum*, d'Orb. Calloviense.
- Aspidoceras avellatum*, Zitt. Titónico.

En un pequeño afloramiento que hay al SE. de la Fuente del Anzur (NE. de Zambra) hemos recogido los siguientes ejemplares:

- Collyrites verneuili*, Cott. Titónico.
- Pygope diphya*, Colonna. Titónico.
- Phylloceras silesiacum*, Oppel. Titónico.
- Virgatosphinctes eudichotomus*, Zitt. Oxfordiense-Titónico.
- Virgatosphinctes transitorius*, Oppel. Oxfordiense-Titónico.

Ya hemos indicado que Fallot descubrió que la facies roja y de "falsa brecha", además del Titónico representa el Kimmeridgiense y posiblemente el Lusitaniense.

Nuestra recogida de fósiles comprueba este hecho; así, por ejemplo, en el núcleo de la Sierra de Pollos o de Jaula, al SE. de Carbabuey, junto con Ammonites del Titónico hemos encontrado:

- Haploceras elimatum*, Oppel.
- Perisphinctes fraudator*, Zitt.
- Hoplites kollikeri*, Oppel.
- Lamellaptychus sparsilamellosus*, Gumb.

que aparecen ya en el Kimmeridgiense.

No hemos encontrado ningún fósil característico del Lusitaniense, pero creemos que no hay motivos para suponer un hiato en la sedimentación.

En estas facies roja y "falsa brecha" son siempre muy abundantes los fósiles del Titónico; numerosos yacimientos han sido descritos por otros

autores y, por nuestra parte, hemos recogido las siguientes especies en diversos puntos:

- Ptychophylloceras ptychoicum*, Quenst.
- Phylloceras silesiacum*, Oppel.
- Phylloceras ptychoicum*, Quen.
- Phylloceras serum*, Oppel.
- Lytoceras municipale*, Oppel.
- Lytoceras liebigi*, Oppel.
- Perisphinctes calisto*, d'Orb.
- Perisphinctes lorioli*, Zitt.
- Perisphinctes eudichotomus*, Zitt.
- Perisphinctes albertinus*, Catullo.
- Perisphinctes colobrinus*, Rein.
- Vergatosphinctes senex*, Oppel.
- Berriasella calisto*, d'Orb.
- Duvalia tithonica*, Zitt.
- Protetragonites quadrisulcatus*, d'Orb.
- Lamellaptychus beyrichi*, Oppel.
- Collyrites verneuili*, Cott.
- Hemilitoceras sutile*, Oppel.
- Pygope diphya*, Colonna.

La serie de fósiles que revelan una edad anterior al Titónico y que hemos encontrado en los diversos afloramientos de la "facies titónica" son, además de los ya mencionados, los siguientes:

- Aspidoceras acanthicus*, Oppel. Kimmeridgiense.
- Aspidoceras avellanum*, Zitt. Kimmeridgiense-Titónico.
- Arisphinctes plicatilis*, Sow. Oxfordiense.
- Holcophylloceras zignodianum*, d'Orb. Calloviciense-Titónico.
- Phylloceras lorgi*, Munster. Kimmeridgiense-Titónico.
- Holcophylloceras mediterraneum*, Neum. Calloviciense-Titónico.

La "facies titónica" disminuye de potencia a medida que nos desplazamos hacia el sur y SO.; así, por ejemplo, en la zona de Las Lagunillas (SO. de Sierra Horconera) se ven algunos afloramientos que apenas pasan del metro de espesor; en esta zona hemos encontrado algunas margo-calizas grisáceas, que a simple vista parecerían de la serie charmutiense-bajociense, pero cuya microfauna indica ya una edad del Malm. Por lo tanto, parece que en la parte más meridional de la región estudiada se produce un adelgazamiento progresivo de la "facies titónica", quedando ésta reducida a los niveles superiores de la serie bathoniense-titónico, mientras que los infe-

riores deben estar constituidos por margo-calizas iguales a las del Charmutiense-Bajociense.

Es muy posible que, más al sur de nuestra zona, llegue incluso a desaparecer la "facies titónica", y entonces el Bathoniense-Titónico estaría representado por margo-calizas iguales a las del Charmutiense-Bajociense, sin presentar las clásicas facies rojas y de "falsa brecha". En este caso habría una potente serie de margo-calizas y calizas margosas que, empezando en el Charmutiense, terminaría en el paso Cretáceo inferior-Cretáceo superior, sin que se presentaran variaciones sustanciales en su litología, y estando además la serie completa.

El Jurásico de la Sierra de Cabra

Repetidas veces hemos indicado que la serie jurásica de la Sierra de Cabra presenta ciertas características que la distinguen del resto del Jurásico de la región estudiada. También hemos definido en capítulos anteriores que denominamos Sierra de Cabra a todo el conjunto montañoso que desde las inmediaciones de Cabra se dirige hacia el este, hasta Sierra Alcaide, y siempre al norte de la carretera de Cabra a Priego.

Esta sierra se compone tectónicamente, en síntesis, de dos mantos deslizados de base triásica y constituidos, el superior, por el Lías bajo, y el inferior, por todo el Jurásico y serie suprayacente; el primero lo hemos descrito al hablar de la generalidad del Jurásico de la zona, y ahora estudiaremos el inferior desde un punto de vista estratigráfico.

Hetangiense-Sinemuriense

La serie jurásica de este manto comienza por unas calizas del Hetangiense-Sinemuriense que presentan las mismas características que las de la misma edad descritas anteriormente. Todas las consideraciones que hicimos entonces son válidas para el caso presente y por ello omitimos aquí su estudio.

Charmutiense-Bajociense

En la parte alta de las calizas anteriores encontramos un estrecho nivel de bancos de calizas cristalinas con Crinoides y Rhynchonellas, iguales a las que describimos en su momento al tratar del Jurásico de la región, y en este caso hemos recogido numerosas veces una serie de Rhynchonellas bien conservadas.

En la vertiente occidental de la Sierra de la Lastra, en la carretera que baja hacia Luque, hemos encontrado:

- Rhynchonella tetraedra*, Sow.
- Rhynchonella fodinalis*, Tate.
- Rhynchonella variabilis*, Schlot.
- Rhynchonella northamptonensis*, Walker.
- Rhynchonella serrata*, Sow.
- Rhynchonella gumbeli*, Oppel.

todas ellas del Charmutiense.

Sobre las calizas cristalinas se ha depositado una serie margo-caliza grisácea que soporta unas calizas rosadas fosilíferas, muy parecidas a la "falsa brecha" del Titónico, distinguiéndose exclusivamente por su fauna. En la vertiente norte de la Sierra de Cabra se presentan diversos afloramientos de esta serie, y en ellos hemos encontrado una abundante fauna, principalmente en los niveles rosados de la parte superior:

- Stephanoceras humphriesianus*, Sow. Bajociense.
- Stephanoceras cf. bigoti*, Mun.-Chalm. Bajociense.
- Oppelia subradiata*, Sow. Bajociense.
- Ludwigia murchisonae*, Sow. Aalenienne.
- Catulloceras dumortieri*, Thiol. Aalenienne inf.
- Hammatooceras subinsigne*, Oppel. Lías sup.-Bajociense.
- Belemnites rhenanus*, Oppel. Lías sup.
- Harpoceras* sp. Toaciense-Aalenienne.
- Phylloceras pompeckji*, Hug. Toaciense-Aalenienne.
- Poliplectus discoides*, Ziet. Toaciense-Aalenienne.
- Hildoceras bifrons*, Brug. Toaciense.
- Harpoceras huthensis*, Reym. Toaciense.
- Dumortieria radians*, Reym. Toaciense.
- Phylloceras heterophyllum*, Sow. Toaciense.
- Hildoceras sublevisoni*, Fuc., var. *raricostata*, Mitzop. Toaciense-Bajociense.
- Arietites reynesianum*, Fuce. Domeriene.
- Phylloceras capitanei*, Cat. Lías medio.
- Calliphylloceras emeryi*, Bottoni. Charmutiense-Toaciense.
- Harpoceras nitescens*, Young y Bird. Charmutiense.

En este caso, como en la "facies titónica", los fósiles aparecen mezclados y no es posible separar los diferentes pisos; el más fosilífero de la serie es, con gran diferencia, el nivel de calizas rosadas.

Este paquete —calizas cristalinas, margo-calizas grises y calizas rosa-

das— por su contenido fosilífero pertenece al Charmutiense-Bajociense, y su potencia no debe sobrepasar los 50 metros.

Bathoniense-Callovienne

Sobre el Charmutiense-Bajociense encontramos, en la Sierra de Cabra, unas calizas blancas con textura oolítica francamente desarrollada y en general dispuestas en bancos gruesos. Este carácter oolítico se aprecia fácilmente a simple vista y a veces, cuando la roca está algo meteorizada, es posible hacer saltar a los propios oolitos. Recordaremos que no conviene confundir estas rocas con las calizas del Hetangiense-Sinemuriense, que también presentan una textura oolítica, pero mucho más difusa y en la que los oolitos se presentan con frecuencia en estado incipiente, y de tamaño mucho menor que en el caso del Bathoniense-Callovienne que ahora tratamos.

Hasta el momento no se ha citado en estas calizas macrofauna, y los geólogos que han visitado la zona las han atribuido al Malm por encontrarlas bajo la falsa brecha roja, que se creía de edad exclusivamente titónica (Fallot ya indica que, además del Titónico, abarca el Kimmeridgiense).

Nosotros hemos localizado algunos lechos con Crinoides, y en la vertiente norte del vértice Abuchite hemos encontrado:

- Balanocrinus subteres*, Munst. Callovienne-Sequanense sup.
- Pentacrinus* sp.

Al microscopio estas calizas se presentan como compuestas por una matriz caliza hialina, llena de oolitos grandes y pequeños y de nódulos oolíticos; todos ellos están formados por capas a la vez concéntricas y fibroso-radiadas y su núcleo puede ser un grano de cuarzo, un fragmento calizo o un resto orgánico:

- Algas (Solenoporáceas y Lithoporella).
- Pequeños Gasterópodos.
- Placas y radiolas de Equinodermos.
- Briozos.
- Trocholina.
- Nautiloculina.
- Ammodiscus.
- Ophtalmídidos.
- Lagénidos (Lenticulina, Marginulina, Nodosaria).
- Valvulínidos.
- Lituólidos.
- Esquirlas de moluscos.

Se trata de una microfacies poco determinativa y, dada la escasez de macroelementos, hay que fijar la edad de estas calizas oolíticas principalmente por su relación con el infra y suprayacente. Deben comenzar, evidentemente, en el Bathoniense, pues se apoyan directamente sobre la serie Charmutiense-Bajociense y entre ambas no hay signos de transgresión, y su límite superior, como veremos a continuación, parece ser el Oxfordiense, por lo que suponemos a estas calizas oolíticas de edad bathoniense-calloviana.

La potencia de estas calizas, aunque de una manera aproximada, la estimamos entre 100 y 150 metros.

Oxfordiense-Titónico

En la Sierra de Cabra, sobre las calizas oolíticas del Bathoniense-Calloviano descansan la facies roja y "falsa brecha", intercalándose entre éstas y aquéllas unas calizas algo ocráceas de muy pocos metros de espesor, y que contienen Crinoides, Rhynchonellas y Terebrábulas. Este tramo de facies roja y "falsa brecha" está constituido por las clásicas calizas rojizas nodulosas o arriñonadas y bien estratificadas; para el geólogo resulta un tramo muy agradecido, pues proporciona siempre gran cantidad de fósiles. Esta caliza se emplea mucho para bordillos de carretera, piedra de sillería e incluso serradas en tablas y pulimentadas, para decoración de interiores.

En el año 1891 Kilian realizó por primera vez el estudio detallado de la serie titónica de Cabra ("El yacimiento titónico de la Fuente de los Frailes —Cabra—"); clasificó una gran variedad de especies cuya relación aparece en la obra citada. Esta magnífica descripción, así como la extraordinaria abundancia de fósiles que existe en la Fuente de los Frailes, hicieron muy famoso a este Titónico y ha sido frecuentemente visitado por geólogos y estudiantes. Todos los fósiles encontrados fueron clasificados por Kilian como pertenecientes al Titónico, aunque hace la distinción de dos grupos: uno para la parte superior y otro para la inferior de este piso. Al final de la obra hay un pequeño párrafo, en el que se dice que cerca de Cabra se han encontrado fósiles (ahora en la Escuela de Minas de París) que parecen indicar horizontes del Jurásico superior inferiores al Titónico.

Se citan los siguientes:

- Peltoceras bimamatum*, Qu. sp.
- Simoceras cf. agrigentinum*, Gemm.
- Oppelia holbeim*, Opp. sp.

Vemos que estos tres fósiles, que según se describe son rojos y su ganga se parece a la de los del Titónico, demuestran ya una edad del Lusitaniense superior.

Fallot, en su estudio del Jurásico superior andaluz, distingue en la lista de fósiles clasificados por Kilian una serie de Ammonites que revelan una edad anormalmente vieja para el Titónico, y cita varias especies recogidas por el mismo en el Cortijo de los Frailes (al norte del Km. 18 de la carretera de Cabra a Priego), en las que ciertas formas deben pertenecer ya al Kimmeridgiense. En el afloramiento titónico del Km. 19,5 de la carretera de Cabra a Priego encontró una serie de Crinoides de determinación imprecisa, pero que parecen del Lusitaniense.

Nos hemos extendido a propósito en estos trabajos sobre el Titónico para recalcar el hecho de que aparecen algunos fósiles de edad más antigua. También aquí hemos llegado a la conclusión de que las calizas que hasta el momento se atribuían exclusivamente al Titónico, constituyen una facies que por lo menos abarca desde el Oxfordiense hasta el Titónico, y que en este caso podríamos llamar "facies titónica de Cabra".

Hemos efectuado un estudio detallado de esta facies en el afloramiento que hay hacia el Km. 20 de la carretera de Cabra a Priego. Allí la serie se presenta como indicamos en la figura 2; los estratos se presentan bastante

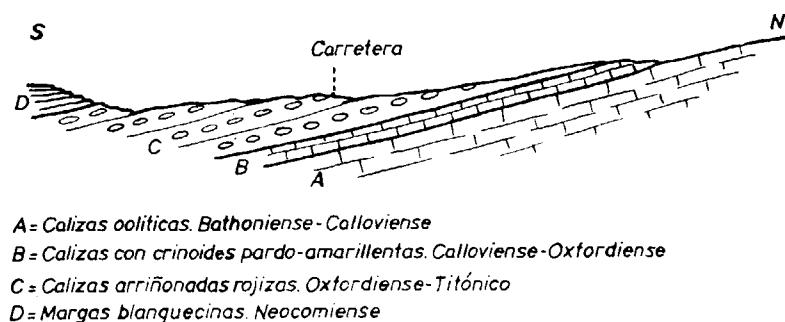


Fig. 2

tranquilos en esta ocasión y buzan unos 20° al sur; las características litológicas y paleontológicas son las siguientes:

A) Calizas oolíticas blancas estratificadas en bancos. Al microscopio aparecen compuestas de una matriz cristalina llena de oolitos concrecionados grandes (de un milímetro) y pequeños. Contiene trozos de Equinodermos, de Moluscos y de Braquiópodos, Involutina ?, Ostrácodos, Algas (entre ellas Polygonella), Lenticulina, Trocholina, Gasterópodos y Valvulínidos.

En su parte alta, ya en contacto con la facies titónica, presenta un banco de calizas de color beige, recristalizadas y aun con oolitos con microfauna análoga.

El conjunto pertenece al Bathoniense-Calloviano anteriormente descrito.

B) A continuación se han depositado unos cinco o seis metros de ca-

lizas en general pardoamarillentas, a veces algo bastas y arenosas, en las que abundan Crinoides y Rhynchonellas, que desgraciadamente en este punto no han podido ser clasificadas; sin embargo, en la cima de la Sierra de Cabra, en la zona de La Nava, inmediatamente al sur del río Bailón, hemos encontrado en el nivel equivalente:

Balanocrinus subteres, Munst. Callovienne-Sequanense sup.
Hibolites hastatus, Blain. Bathoniense-Oxfordiense.

En estas calizas amarillentas de la base de la serie hemos tomado dos muestras seriadas para su estudio macropaleontológico, y que de abajo a arriba es como sigue:

B.) Contiene Valvulínidos, esquirlas largas finas, Ophtalmídidos, Lagénidos, Involutina? y algo que parece Globochaete, alga que aparece ya en el Dogger o Malm.

B.) Matriz caliza muy fina, llena de trozos de Crinoides, "protoconchas", Radiolarios, Protoglobigerina, Ophtalmídidos, esporas de Globochaete, Nodosaria con costillas, Robulus y otros Lagénidos semejantes, pequeños Gasterópodos, Valvulínidos y Ammonites. La microfacies es titónica, pero los restos, especialmente de Protoglobigerinas, parecen corresponder a una edad más antigua, quizá Bathoniense-Oxfordiense.

Sobre las calizas amarillentas yacen ahora unos 30 metros de otras calizas, que son ya las clásicas arrinonadas y rojizas, con alguna intercalación amarillenta y con una abundante fauna del Titónico, que para no repetir no describiremos, pero que además contienen en este afloramiento de la carretera de Cabra a Priego especies más antiguas:

Balanocrinus stockhormensis, Loriol. Oxfordiense.
Arisphinctes plicatilis, Sow. Oxfordiense.
Peltoceras toucasí, d'Orb. Oxfordiense sup.
Virgatosphinctes eudichotonus, Zitt. Oxfordiense-Titónico.
Salfeldiella calypso, d'Orb. Kimmeridgiense-Valanginiense.

La parte superior de la serie es litológicamente igual a la inferior, pero micropaleontológicamente se diferencian principalmente por el hecho de que la inferior contiene Protoglobigerinas y faltan en cambio en la superior, en donde en cierto momento aparecen niveles llenos de Sacocoma, junto con talos y zoosporas de *Globochaete alpina* y *Eothrix alpina*, que deben pertenecer al Kimmeridgiense y más tarde, junto con los mismos restos, empiezan a verse las primeras Calcionellas que caracterizan al Titónico.

Sobre las calizas titónicas yacen claramente concordantes las margocalizas y calizas margosas grises del Cretáceo inferior, y que macro y micropaleontológicamente comienzan por un Berriasiense.

Por lo tanto, la "facies titónica de Cabra" tiene como límite superior el Berriasiense, claramente definido por su litología y perfectamente clasificado por su fauna. Por su parte inferior, en las calizas amarillentas con Crinoides, que consideramos como base de la "facies titónica de Cabra", aparecen, como hemos visto, el *Balanocrinus subteres* Munst., del Callovienne-Sequanense superior, y el *Hibolites hastatus*, Blain., del Bathoniense-Oxfordiense, que en conjunto definen una edad callovienne-oxfordiense; hemos de recordar que también en las calizas oolíticas aparece el *Balanocrinus subteres*, Munst., lo que nos demuestra que dichas calizas llegan por lo menos hasta el Callovienne. Por todo lo expuesto nos parece lo más lógico suponer que las calizas oolíticas abarcan, además del Bathoniense, al Callovienne, y que la "facies titónica de Cabra" comienza en el Oxfordiense, aunque podría ocurrir que dicha facies comenzara ya en el Callovienne superior.

Hemos repetido el estudio detallado del Km. 20 de la carretera de Cabra a Priego en otros afloramientos de la Sierra, llegando a los mismos resultados.

La serie jurásica que aparece al este de Puente Genil, en Sierra Gorda y Sierra del Castillo, presenta la misma facies que la de la Sierra de Cabra, por lo que todas las características que hemos descrito en esta ocasión son plenamente válidas para los afloramientos jurásicos de Puente Genil, razón por la que omitimos su estudio estratigráfico.

Del estudio estratigráfico del Jurásico se deducen una serie de conclusiones fundamentales que hasta el momento no habían sido advertidas en esta región, y que conviene destacar.

1.^a En el Jurásico de nuestra zona existen, evidentemente, dos facies distintas. Según Yves Peyre ("El Subbético con Jurásico margoso o Subbético meridional como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas". Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, núm. 67, año 1962), este hecho ocurre también más al sur, en la zona de Antequera, Archidona, Estepa, etc.

2.^a La facies jurásica de la Sierra de Cabra indica que a partir del Bathoniense existe un ambiente de sedimentación menos profundo, por lo que dicha sierra podría pertenecer al borde septentrional del surco subbético durante el Jurásico.

3.^a Tanto en una facies como en la otra, la sedimentación jurásica es continua, completa y concordante toda ella.

4.^a La facies roja y "falsa brecha" no es exclusivamente del Titónico, sino que en la Sierra de Cabra abarca por lo menos desde el Oxfordiense hasta el Titónico, y el resto de la comarca investigada representa a la serie bathoniense-titónico.

Finalmente, como expondremos en el capítulo de Tectónica, todos los afloramientos jurásicos pertenecen aquí al Subbético y son alóctonos.

CRETACEO

El Cretáceo de la zona posee en conjunto una facies muy constante y se presenta con notable desarrollo y gran extensión en sus afloramientos. Está compuesto por una serie de margas y calizas margosas grises, blanquecinas, ocres y, en la parte superior, rosadas, y que comprenden desde el Neocomiense hasta el Senonense superior, sin el menor hiato ni solución de continuidad.

Cabe distinguir en nuestra zona dos tipos de Cretáceo: prebético y subbético. Denominamos Cretáceo prebético al que se ha sedimentado transgresivamente sobre el Trías, y subbético, al que se depositó en concordancia sobre el Jurásico superior. El Cretáceo subbético, al estar deslizado su infrayacente jurásico, es evidentemente alóctono en nuestra zona, mientras que el prebético es en general autóctono.

En muchas ocasiones encontramos, en la región que hemos recorrido, el Cretáceo en contacto con el Triásico, y en otras, sobre el Jurásico. Varios investigadores (Brinkmann, Gallwitz, Douvillé, etc.) han supuesto que este fenómeno se debe a una o sucesivas transgresiones. Se trataba así de explicar el hecho, en principio contradictorio, de que en zonas muy próximas aparecía unas veces el Cretáceo concordante sobre el Jurásico y otras transgresivo sobre el Trías. Brinkmann y Gallwitz atribuyen esta circunstancia a movimientos kiméricos. Según R. Douvillé, se puede admitir que hubo en las afueras del borde de la meseta una sucesión de movimientos positivos y negativos que produjo una serie de emersiones e inmersiones. Los sedimentos jurásicos se habrían depositado, pero por emisión antecretácea fueron destruidos por la erosión. Ahora bien, estos movimientos, que pudieran haber impedido la sedimentación o haber producido la erosión de parte del Jurásico, deberían haber dejado alguna huella transgresiva en la sedimentación jurásica, y, como hemos visto, ésta es continua, completa y concordante toda ella; tampoco puede tratarse de movimientos post-jurásicos y ante-cretáceos, pues ambas series yacen en perfecta concordancia.

Otros geólogos, basados en los deslizamientos de las series subbéticas, explican la yuxtaposición del Triásico y Cretáceo de nuestra zona, suponiendo siempre alóctono a este último.

Fallot opina, y esto ya lo expusimos al tratar del Triásico, que este último forma parte integrante del Subbético, con la particularidad de que a veces se producen despegues de la serie post-triásica con relación a las margas abigarradas, plegándose aquélla con relativa independencia y originándose de este modo una serie de desplazamientos diferenciales a lo largo de

la línea de fractura. Este despegue puede producirse en cualquiera de los términos de la serie, y de este modo, bien el Jurásico, bien el Cretáceo, o incluso el Nummulítico, reposan sobre el Trías; es pues de este modo como explica el ilustre geólogo el contacto Cretáceo-Triásico.

Otro grupo de geólogos son partidarios de que el contacto Cretáceo-Triásico es debido a fenómenos de diapirismo. De hecho esto ocurre, pero sólo de una manera local.

Finalmente, Blumenthal explica el contacto Triásico-Cretáceo de una manera verdaderamente ingeniosa, suponiendo al final del Jurásico unos movimientos sin emersiones que produjeron una serie de fracturas en los sedimentos jurásicos por los que se extravasó diapíricamente el Trías, al mismo tiempo que se continuaba la sedimentación, siendo ésta la causa de que el Cretáceo yace a veces concordante sobre el Jurásico y en ocasiones discordante sobre el Trías. Observando la continuidad estratigráfica de la serie jurásico-cretáceo, es difícil imaginar los movimientos que, según Blumenthal, produjeron las mencionadas fracturas.

Aunque tectónicamente coincidimos mucho con las ideas de Fallot, este autor imagina que el contacto Cretáceo-Triásico se debe siempre a un fenómeno mecánico de deslizamientos; es cierto que en muchas ocasiones el dicho contacto tiene en la actualidad un carácter mecánico, pero a nuestro juicio distinto del que le atribuye Fallot: en principio se trataba de un contacto transgresivo que posteriormente, por la plasticidad del Trías y fenómenos diapíricos, ha quedado enmascarado y aparece hoy como yuxtaposición mecánica. En otros casos es válida la interpretación del contacto Cretáceo-Triásico por deslizamiento, pues, efectivamente, en numerosas ocasiones el Cretáceo subbético, por la mecánica explicada por el profesor Fallot, llega a ponerse en contacto con el Trías.

Para explicar los fenómenos que encontramos en nuestra región es necesario, evidentemente, acudir a los deslizamientos, pero admitiendo que parte de los afloramientos cretáceos y triásicos son prebéticos. Es fácil imaginar una sedimentación jurásica completa que se depositara bastante más al sur, sin que dicho mar jurásico llegara a nuestra zona; un hundimiento progresivo produciría la sedimentación a la vez concordante sobre el Jurásico en su origen, y transgresiva sobre el Trías de nuestra región. Posteriormente, por elevación de las zonas meridionales, parte del Jurásico se deslizó por gravedad hacia el norte llegando hasta la zona que estudiamos.

Vemos, por lo tanto, que nuestro concepto sobre la disposición tectónica de la región no difiere en esencia de las ideas clásicas de deslizamientos, y particularmente creemos que la hipótesis de Fallot se ajusta bastante en nuestro caso, pero con ciertas particularidades: a) No se pueden suponer a todos los afloramientos cretácicos y triásicos como del Subbético, y por lo tanto alóctonos, pues de hecho los hay que pertenecen al Prebético; b) La

sedimentación jurásica es completa y todos sus afloramientos, en la región investigada, pertenecen al Subbético y, por lo tanto, son alóctonos.

Como ya hemos indicado, las variaciones litológicas durante el Cretáceo son poco apreciables, siendo muy difícil por esta causa la identificación de los diferentes términos de la serie, y no sólo por este concepto, sino que, además, los macrofósiles son bastante escasos a lo largo del Cretáceo, a excepción del Neocomiense. Esta es la razón por la que resulta muy difícil una subdivisión cartográfica en pisos, tanto del Cretáceo inferior como del superior. Por el contrario, la microfauna es relativamente abundante, permitiendo esta circunstancia la identificación de los afloramientos cretáceos, que en muchas ocasiones se confunden en el campo con los de los tramos calizo-margosos del Jurásico o Terciario. Por esta causa, para efectuar la cartografía de nuestro mapa nos hemos visto obligados a realizar en el campo una minuciosa recogida de muestras para su posterior datación micropaleontológica.

Dado que los pisos Aptense y Albense están muy mal caracterizados, no es conveniente estudiar el Cretáceo medio en capítulo separado, por lo que en la parte descriptiva, y también en el mapa geológico que adjuntamos, agruparemos al Cretáceo en dos divisiones: inferior, en la que incluimos el Neocomiense, Barremiense, Aptense y Albense, y superior, que comprende el resto de los pisos cretáceos y además el Paleoceno.

Por la semejanza de sus facies estudiaremos en conjunto al Cretáceo inferior subbético y prebético, aunque el final de este último (Aptense-Albense) muestra a veces, como veremos, una facies finamente detrítica.

Cretáceo inferior

Está constituido por una serie margosa y calizo-margosa de tonos en general gris claros que comprende desde el Neocomiense hasta el Albense, ambos inclusive. Se trata de una alternancia de margas y calizas margosas, más consistentes, que se presentan en bancos de hasta 50 centímetros de potencia; esta disposición alterna se manifiesta muy claramente en las diferentes trincheras realizadas para la construcción de carreteras y ferrocarriles, así como en los tajos excavados por los ríos y arroyos; en estas condiciones, aun sin fósiles, suele ser fácil reconocer al Cretáceo inferior, pero cuando los afloramientos se encuentran meteorizados entonces resulta muy difícil distinguir esta serie de la parte margosa del Jurásico y Terciario; entonces es casi imprescindible acudir al estudio micropaleontológico para datar con seguridad la formación.

Las margas y margo-calizas del Cretáceo inferior tienen en general tonos que varían del gris más o menos claro al gris azulado, en fractura, y cuando se meteorizan adquieren, por oxidación de la pirita que contienen, un color

amarillento grisáceo; con frecuencia presentan numerosas concreciones de hierro que adoptan formas variadas. La serie del Cretáceo inferior yace en perfecta concordancia sobre las calizas del Titónico, cuando se trata de afloramientos subbéticos, y en transgresión sobre el Trías en el ámbito prebético.

El Neocomiense es el tramo más fosilífero, abundando en él las formas valanginienses, principalmente Ammonites piritosos, Aptychus y Belemnites. Hemos encontrado numerosísimos yacimientos de fósiles, que por falta de espacio no describiremos aisladamente, y nos limitaremos a ofrecer el conjunto de fauna neocomiense que hemos recogido en la zona estudiada:

- Phylloceras serum*, Oppel., var. *perlobata*, Sayn.
- Phylloceras rouyanus*, d'Orb.
- Phylloceras infundibulum*, d'Orb.
- Phylloceras calypso*, d'Orb.
- Phylloceras semisulcatum*, d'Orb.
- Phylloceras thetys*, d'Orb.
- Phylloceras semistriatus*, d'Orb.
- Phylloceras inornatus*, d'Orb.
- Lytoceras richeti*, Sayn.
- Lytoceras cf. juilleti*, d'Orb.
- Lytoceras strangulatus*, d'Orb.
- Lytoceras striatisulcatus*, d'Orb.
- Lytoceras aff. densifimbriatum*, Uhlig.
- Lytoceras quadrisulcatum*, d'Orb.
- Aptychus angulicostatus*, Pict. Loriol.
- Aptychus mortilleti*, Pict.-Lor.
- Aptychus seranensis*, Coq.
- Leopoldia submartini*, Mall.
- Leopoldia (Hoplitides) depereti*, Sayn.
- Leopoldia aenigmatica*, Sayn.
- Leopoldia subaenigmatica*, Sayn.
- Neocomites neocomiensis*, d'Orb.
- Neocomites teschenensis*, Uhlig.
- Neocomites beaumugnensis*, Sayn.
- Crioceras cf. morloti*, Ooster.
- Crioceras pulcherrimum*, d'Orb.
- Crioceras cf. annulare*, d'Orb.
- Desmoceras simplus*, d'Orb.
- Desmoceras ligatum*, d'Orb.
- Desmoceras emerici*, Rasp.
- Holcostephanus astierianus*, d'Orb.
- Holcostephanus hispanicus*, d'Orb.

Holcostephanus sayni, Kil.
Ancyloceras sabaudinum, Pict.-Loriol.
Ancyloceras cf. duvalianus, d'Orb.
Thurmannia salentina, Sayn.
Thurmannia thurmanni, Pict.
Thurmannia cf. pertransiens, Sayn.
Protetragonites quadrисulcatus, d'Orb.
Saynella chypeiformis, d'Orb.
Pygope diphyoides, d'Orb.
Ptychophylloceras semisulcatum, d'Orb.
Neolissoceras grasiatus, d'Orb.
Puzosia emerici, Rasp.
Duvalia dilatata, Blainv.
Pseudobelus bipartitus, Blainv.
Terebratula tamarindus, d'Orb.
Haploceras impressus, d'Orb.
Hibolites jaculum, Phill.
Aporrhais cf. simplex, Coq.
Subastieria sulcosa, Pawlow-Lamplugh.
Collyrites jaccardi, Desor.
Waldheimia tamarindus, Sow.
Garnieri heteropleura, Neumayr y Uhlig.
Killianella sp.
Baculites neocomiensis, d'Orb.
Pseudothurmania angulicostata, d'Orb.
Salfaldiella guetardi, Raspail.
Pentacrinus thiessingi, Loriol.
Belemnites inclasificables.
Oppelia nissus, d'Orb.
Mesohibolites minaret, Raspail.
Hamites aff. royerianus, d'Orb.
Holcophylloceras semisulcatum, d'Orb.
Oosterella sp.
Lissoceras aff. gervilianus, d'Orb.
Hamulina sp.
Ptychoceras emericanus, d'Orb.
Belemnites del tipo Hibolites.

La microfauna permite también identificar con facilidad al Neocomiense, pues en las margo-calizas se conservan delicadamente menudos microfósiles: Radiolarios, menudas "Zoosporas" (como las de Globochaete, pero más finas), Ammodiscus, Tintínidos, Nannoconus (presentes casi constantemente, pero sobre todo en la parte superior).

Las asociaciones de Tintínidos permiten separar los diferentes pisos del Neocomiense:

a) Berriasiense con: *Calpionella alpina* (Lorenz), *C. oblonga* (Cadiisch), *Calpionellites darderi* (Colom), *C. neocomiensis* (Colom), *Tintinopsella carpathica* (Murgeann y Filipesen), *T. doliphormis* (Colom), *T. cadiischiana* (Colom), *Stenosemellopsis hispanica* (Colom).

b) Valanginiense con: *Calpionellites neocomiensis* (Colom), *C. darderi* (Colom), *Calpionellopsis simplex* (Colom).

c) Hauteriviense con: *Tintinopsella longa* (Colom), *T. oblonga* (Cadiisch), *T. batalleri* (Colom), *T. carpathica* (Murgeann y Filipesen), *Calpionellites neocomiensis* (Colom), *Calpionellopsis simplex* (Colom), *C. thalmani* (Colom), *Favelloides balearica* (Colom).

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

Los macrofósiles barremienses son muy poco frecuentes en la zona.

Kilian y Bertrand describieron a lo largo de la carretera de Cabra, en las inmediaciones de Carcabuey, una fauna barremiense compuesta, entre otras, por las siguientes especies:

Lytoceras subfimbriatus, d'Orb.
Desmoceras difficilis, d'Orb.
Desmoceras cassidoides, Uhlig.

Por nuestra parte hemos encontrado el Barremiense en la hoja de Baena, en la carretera local de la estación de Luque a Albendín, unos 500 metros al norte del punto de cruce con la línea divisoria de los términos municipales de Luque y Baena; allí hemos recogido:

Orbitolina discoidea, Gras. Barremiense-Cenomanense.
Orbitolina lenticularis, Blumenback. Barremiense-Albense.
Holcostephanus intermedius, d'Orb. Barremiense.
Lytoceras sp. Cret. inf.

En la hoja de Lucena aparece también el Barremiense al sur de Puerto Escáño: en la margen derecha del arroyo del Puerto, y a unos 1.000 metros al norte de la carretera Carcabuey-Rute, hemos encontrado, junto con una abundantísima fauna neocomiense, un ejemplar que ha sido clasificado como

Silesites cf. seranonis, d'Orb. Barremiense.

Debido a la continuidad de facies y escasez de macrofósiles, varios geólogos han puesto en duda la presencia del Aptense y Albense en la zona que nos ocupa. Así, por ejemplo, Fallot, en su estudio "El Sistema Cretáceo en las Cordilleras Béticas", hace notar en la región de Cabra la ausencia de fósiles aptenses y albenses, y se reserva la cuestión de la posible presencia de estos dos pisos, ya que a dicho autor le queda la duda de si los tramos superiores del Cretáceo inferior existen sin fósiles o no se depositaron.

Sin embargo, la continuidad en la sedimentación del Cretáceo subbético que hemos estudiado, y su facies profunda, invitan a rechazar cualquier hipótesis sobre períodos de emersión en este ámbito, aunque hemos de reconocer que los escasos yacimientos de macrofósiles del Aptense y Albense fueron localizados exclusivamente en la región prebética.

La microfauna de algunas muestras tomadas en el Cretáceo subbético contiene ya Globorotalídos de pequeña talla, lo cual, según el conocimiento actual, ha tenido lugar en el Aptense-Albense.

Por estas razones opinamos que la sedimentación cretácea del Subbético que hemos encontrado en nuestra región es continua y en ella están representados todos los términos de la serie, si bien es muy posible que algunos pisos tengan muy poca potencia, siendo además pobres en fósiles.

Por el contrario, el Cretáceo prebético es transgresivo, de modo que cualquiera de sus pisos puede yacer directamente sobre el Trías, resultando que en ocasiones no encontramos el Neocomiense, Barremiense, etc.

Los dos únicos yacimientos fosilíferos del Aptense los hemos encontrado en el Cretáceo prebético de la hoja de Baena.

Uno de ellos está situado en la margen izquierda del arroyo de Santa María y cerca de la casilla del Puntal, y en él hemos encontrado:

Latidorsella latidorsata, d'Orb. Aptense-Albense.

Phylloceras picturatus, d'Orb. Aptense.

El segundo lo hemos encontrado unos 1.000 metros al sur del Km. 64 de la carretera de Córdoba a Jaén; aquí se han clasificado las siguientes especies:

Ancyloceras matheronianum, d'Orb., var. *moreti* ?, Roch. Aptense inferior.

Paraturrilites (Bergerioceras) cf. bergeri. Barremiense - Vracionense.

Pulchellia cf. mariolae, Nicklés. Barremiense-Aptense.

Esta fauna se encuentra en unas margo-calizas gris-azuladas de fractura concoide, que tienen una gran representación en la hoja de Baena y que no recordamos haber encontrado en el Subbético. Su microfauna se compone de Fisurinas, Rugoglobigerina, Globorotalídos y Radiolarios.

El Barremiense-Aptense presenta la siguiente microfauna:

Nannoconus (abundantísimos), Radiolarios, esquirlas finas y cortas de ¿Moluscos?, Nodosaria y otros Lagénidos, Ostrácodos, ¿Zooporas? como las de Globochaete pero más pequeñas, Ammodiscus y formas parecidas a Pithonella. Estas radiolaritas con Nannoconus parecen estar centradas en el Barremiense y terrenos contiguos. Si coexisten Tintínidos son neocomientes, y si vemos Globigerinas primitivas son aptenses.

El Albense prebético parece presentar una facies típica que no se encuentra en el subbético. Se trata de unas margo-calizas gris oscuro en fractura y más claro en superficie, con algunas tonalidades pardas y ocráceas. Hay alternancias margosas con otras algo arenosas, formando una facies en cierto modo "flysch". Al microscopio aparecen compuestas por una matriz detrítica con menudos nódulos margosos, frecuente cuarzo en granos finos y muchos restos orgánicos, también de pequeño tamaño: Espículas (abundantísimas o frecuentes), Ammodiscus, pequeños Valvulínidos (entre ellos Valvulammina), Lagénidos (Robulus, Margulina, etc.), Ophtalmídidos, Globigerina (siempre escasa). La microfacies puede ser confundida con el Lías superior con espículas.

La carretera de Priego a Carcabuey corta esta formación, y entre el kilómetro 35 y el 36 puede verse a este Cretáceo descansar transgresivamente sobre el Trías arcilloso y yesífero. Aquí se encuentran a veces restos de macrofósiles, pero desgraciadamente su estado de conservación no nos ha permitido clasificar ninguna especie. Su microfauna, en líneas generales como la descrita anteriormente, revela su edad albense. El contacto con el Trías no puede atribuirse en esta ocasión a un efecto mecánico, y para nosotros el carácter transgresivo es aquí indudable. Estas circunstancias nos han conducido a admitir que este Albense de Carcabuey representa una ventana tectónica del Prebético, demostrándonos que los deslizamientos subbéticos son de importancia, pues aún a 15 kilómetros al norte encontramos formaciones jurásicas alóctonas.

Kilian y Bertrand describieron también en las inmediaciones de Carcabuey, a lo largo de la carretera de Cabra, hiladas de calizas margosas cretácneas directamente superpuestas al Trías; no hemos podido averiguar si se refieren al mismo afloramiento que nosotros hemos encontrado al este de Carcabuey.

En la hoja de Baena, al norte de Luque y al sur del Cerro de Valdejudíos, hemos encontrado en unas margas muy meteorizadas y derrumbadas la siguiente fauna:

Salfaldiella guetardi, Raspail. Cretáceo inf.

Jaubertella latecarinata, Anth. Albense.

Phylloceras cf. serum, Oppel. Cretáceo inf.

Anisoceras sp.

El Trías yace muy cerca, y aunque el contacto entre ambas formaciones es muy difuso, parece que también aquí se encuentra el Albense transgresivo sobre el Triásico.

Podemos resumir el Cretáceo inferior como una serie margo-caliza de facies muy parecidas, tanto en el Prebético como en el Subbético, aunque el Aptense y Albense presentan ciertas características que parecen exclusivas del Prebético. En el Subbético la sedimentación es continua y completa, y en el Prebético, a nuestro juicio, yacen los diferentes pisos en transgresión sobre el Triásico.

Cretáceo superior

Las facies prebética y subbética son también en este caso muy parecidas, aunque la primera presenta ciertas diferencias que no encontramos en el Subbético, y para mayor claridad vamos a separar su estudio.

En nuestro mapa geológico incluimos siempre en el Cretáceo superior al Paleoceno, pues son de idéntica litología y su separación en el terreno resulta imposible. Ya veremos que, a pesar de que el Paleoceno se deposita en un ambiente cuyas características debieron ser prácticamente iguales a las que reinaron durante el Cretáceo superior, su microfauna cambia radicalmente.

Cretáceo superior subbético

Sobre el Cretáceo inferior, y concordante con él, reposa el superior, integrado por una serie margosa también bastante monótona, pero algo diferente del Cretáceo inferior.

En las diversas regiones de las Cordilleras Béticas, el Cretáceo superior aparece en cuatro fases distintas:

- 1.^a Facies pelágica, representada por margas blancas y principalmente rojizas.
- 2.^a Facies con Inocerámidos y Pachidiscus.
- 3.^a Facies flysch.
- 4.^a Facies pizarrosa bituminosa con peces.

El Cretáceo superior subbético de nuestra zona pertenece al primer tipo indicado; está formado por unas margas y margo-calizas blanquecinas y rojizas, con abundante microfauna, y de facies pelágica. En él no hemos hallado macrofósiles, pero Fallot cita en estas margas, cerca del río Salado, en la carretera de Priego a Loja, el *Echinocorys ovatus* Leske., var. *porosa*,

Lambert, que confirma una edad senonense. También Mallada, en su "Descripción geológica de la provincia de Córdoba" manifiesta haber encontrado esta misma especie.

Como decimos, el Cretáceo superior está formado por una serie de margo-calizas, a veces casi calizas, blancas y rojizas; aparecen con frecuencia alternancias de niveles más arcillosos, otros nodulares y otros con estratificación muy fina, que llega a ser pizarreña. Fallot observó, y estamos de acuerdo con él, que el color parece ser más bien una característica secundaria dentro del paquete del Cretáceo superior. Según dicho investigador, las capas coloreadas son interestratificaciones dentro de la serie margo-caliza, que en conjunto es blanquecina, no definiendo una edad determinada dentro del Cretáceo superior. En ocasiones estas capas rojas están representadas en forma de intercalaciones dentro de la masa blanquecina y otras veces adquieren mayor representación, invadiendo estas capas rojas la totalidad del Cretáceo superior. Sin embargo, en nuestra zona parece bastante general que la parte inferior sea más bien de tonos blanquecinos, abundando las tonalidades rosas principalmente en el Senonense.

El estudio de la microfauna de estas margas muestra que el Cretáceo superior está completo, pero surge aquí la misma dificultad que en el Cretáceo inferior: no es posible una separación litológica por pisos debido a que también ahora las variaciones de facies a lo largo de este periodo son muy pequeñas. Las asociaciones faunísticas de Globorotalídos permiten separar con el microscopio todos los pisos desde el Albense al Paleoceno, pero como acabamos de exponer, esto no ha sido posible materializarlo en nuestro mapa.

Dentro del ámbito subbético, el Cretáceo superior no muestra cambios laterales de facies ni variaciones litológicas acusadas a lo largo de dicho periodo, de modo que también el Cretáceo superior se depositó en un mar de condiciones muy uniformes, aunque la facies parece ser menos profunda que en el Cretáceo inferior. En efecto, el estudio micropaleontológico muestra la existencia de episodios algo neríticos caracterizados por una abundante fauna de formas menudas, especialmente Stomiosfera y Pythonella. Esta elevación del fondo marino anuncia ya, a nuestro juicio, los movimientos orogénicos que se van a producir en el Terciario.

El estudio micropaleontológico del Cretáceo superior permite, gracias a las asociaciones de Globorotalídos, separar todos los pisos.

En cada piso encontramos dos facies: una más fina, con Globorotalídos y Globigerinidos predominantes, y otra más detrítica llena de un puré de Fissurinas (Stomiosferas y Pythonella), que se debe interpretar como de ambiente más nerítico. Esta diferencia de facies que se aprecia al microscopio debe originarse por una pequeña variación en las condiciones de sedimentación.

Las asociaciones de microfauna son las siguientes:

1. CENOMANENSE.—En su facies margosa más fina, forma sucesión continua con el Albense y se caracteriza por: *Rotalipora apenninica* (Ren.?), *R. renzi* (Gandolfi). En la base hay la siguiente microfauna (especies que habían aparecido en el Albense): *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), *Globigerina washitensis* (Carsey), *Planulina buxtorfi* (Gandolfi), *Rotalipora globotruncanoides* (Sigal), *Thalmanninella brotzeni* (Sigal).

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

En su fase detrítica más nerítica, contienen enorme cantidad de menudas Fissurinas, especialmente *Pithonella ovalis* (Kaufmann) y Stomiosfera en una asociación que vamos a encontrar hasta el Senoniense. La presencia de alguna *Rotalipora apenninica* y *R. renzi* definen el Cenomanense.

2. TURONENSE-CONIACIENSE.—En su facies de margo-calizas finas de mar libre, el principio del Turonense puede definirse por la aparición de la *Globotruncana helvetica* (Bolli); luego se presentan otras Globotruncanas: *G. sigali* (Reichel), *G. lapparenti* (Brotzen), *G. coronata* (Bolli), *G. angusticarinata* (Gandolfi), *G. fornicata* (Plumner), acompañadas por *Guadryina*, *Frondicularia*, *Palmula*, *Globigerina* y *Gümbelina* (entre ellas *G. deflaensis*).

La *G. lapparenti* (Brotzen) y *G. fornicata* aparecen al final, junto con *Gümbelina deflaensis* (Sigal), y esto se puede considerar ya como Coniaciense.

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

3. SANTONIENSE-CAMPAÑIENSE.—En su facies más pelágica son las mismas calizas margosas y margas, con diferente asociación de restos, casi siempre más abundantes que en los otros pisos del Cretáceo superior. Encuentramos: *Globotruncana sigali* (Reichel), *G. fornicata* (Plummer), *G. lapparenti*, Brotzen (abundantes), *G. arca* (Cushman), *G. stuarti* (De Lapparent), *G. concavata* (Brotzen), *G. rosetta* (Carsey), *G. contusa* (Cushman), *G. conica* (White), *G. calciformis* (De Lapparent), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *P. varians* (Rzehak), *Heterohelix striata* (Ehremberg), *H. globulosa* (Ehremberg), Radiolarios (*Phacodiscus*, *Dictyomitra*), *Globigerina*, Lagénidos (*Frondicularia*, *Palmula*, *Nodosaria*, etc.).

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

Son características de estos niveles las primeras Globotruncanas de es-

piral fuertemente trocoídal (*G. stuarti*, *G. contusa*, *G. conica*), en asociación con las del grupo *G. lapparenti*.

4. MAESTRICHTIENSE.—En su facies más fina, de mar más libre, está caracterizado por: *Globotruncana lamellosa* (Sigal), *G. falsostuarti* (Sigal), a las que acompañan otros foraminíferos que ya habían aparecido antes: *Globotruncana contusa* (Cushman), *G. arca* (Cushman), *G. lapparenti* (Brotzen), *G. fornicata* (Plummer), *G. rosetta* (Carsey), *Globigerina* (pequeña talla, muy abundantes), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Heterohelix striata* (Ehremberg).

Entre las muestras con profusión de Fissurinas no hay ninguna que se pueda identificar como Maestrichtiense, pero sí hemos encontrado una facies más nerítica, sin duda de esta edad, y con restos análogos a los de la "facies nankin" en una matriz caliza, a veces hialina: Melobesias, Briozoos, *Orbitoides media* (d'Arch.), *Siderolites calcitrapoides* (Lamarck), fragmentos de Equinodermos, Cibícides, Valvulínidos, *Globotruncana aff. stuarti* (De Lapparent), Fissurinas (no muy abundantes).

Es difícil establecer el contacto entre el Cretáceo inferior y superior, pues como ambas series son margosas, el paso del uno al otro se realiza insensiblemente. En general hemos tenido que recurrir a una minuciosa recogida de muestras y, una vez estudiadas al microscopio, trazar el contacto sobre el plano por extrapolación.

En la zona subbética estudiada aparece el Cretáceo superior en tres zonas principales: a ambos lados del río Anzur, al NO. de Priego y en el amplio sinclinal del río Salado, al sur del macizo de la Tiñosa. En todas ellas se pueden apreciar con perfecta claridad las características de este tramo sedimentario, que por su fácil erosión suele formar suaves lomas cubiertas de olivares. El color rosado o rojizo de estas margas es un signo distintivo de ellas. Aparte de estas tres manchas principales existen otras muchas de dimensiones más reducidas que pueden localizarse con una simple inspección del plano geológico.

Todos los pisos del Cretáceo superior subbético son principalmente margosos, sin diferencias acusadas entre unos y otros, y son la continuación de la serie sedimentaria del Cretáceo inferior subbético. No ocurre así con el Cretáceo superior prebético, que, al igual que el inferior, manifiesta ciertas variaciones litológicas de carácter transgresivo, o al menos de sedimentación más somera que el Cretáceo superior subbético.

Cretáceo superior prebético

Estudiaremos ahora las características del Cretáceo superior autóctono, que se ha depositado a continuación de los tramos del Cretáceo inferior prebético y con frecuencia en transgresión sobre el propio Trías.

Ya hemos indicado que, en general, ambos cretáceos, subbético y prebético, son de características análogas, pero con la particularidad de que este último presenta ciertas variaciones con respecto al subbético, como vamos a ver a continuación.

Al SE. de Luque y norte de la loma de la Cuerda hemos encontrado, sobre las margas grises y amarillentas del Cretáceo inferior, una alternancia de arenisca muy caliza y margas grisáceas. Las areniscas se presentan en lajas y a veces son muy compactas; su color es pardo-ocre y suelen contener frecuentes pistas y posibles huellas del tipo "ripplemark", signos evidentes de sedimentación costera. En las margas y en las propias areniscas, que a veces son micáferas, se pueden recoger abundantes Orbitolinas y *Aptychus*. Nuestro Laboratorio de Paleontología ha clasificado las siguientes especies:

- Orbitolina concava*, Lam. Cenomanense.
- Orbitolina scutum*, Fritsch. Cenomanense.
- Orbitolina conica*, d'Arch. Cenomanense.
- Orbitolina trochus*, Fritsch. Cenomanense.
- Orbitolina conoidea*, Gras. Barremiense-Cenomanense.
- Briozario inclasificable.

También en la carretera de Luque a Baena, a poco de cruzar el río Marbella, aparece dicha formación con análoga fauna del Cenomanense.

Esta formación, que no se extiende de una manera uniforme por el ámbito prebético de nuestra zona, suele presentarse en las proximidades de afloramientos triásicos, lo que es una prueba más de su carácter transgresivo.

En el borde oriental de la hoja de Montilla, en el cerro del Macho y sus inmediaciones, aparecen una calizas cretáceas cuya disposición y características quedan bien patentes en unas canteras abiertas cerca del arroyo Benavente. Son calizas de grano fino, color gris muy claro, bien estratificadas en bancos regulares, de fractura concoide y con algunos lechos de sílex oscuro intercalados; al ascender en la serie aparecen con mayor frecuencia lechos margosos pasándose a una alternancia de bancos tabulares calizos y margas.

No hemos encontrado macrofauna en este paquete calizo, pero una muestra de esta roca ha revelado al microscopio la siguiente microfauna: abundantes Gümbelinas, *Globigerina cretacea*, *Globotruncana lapparenti*, *Rotalipora apenninica* y *Globotruncana helvetica*. La asociación corresponde, según nuestro Laboratorio, al Cretáceo superior, probablemente al Turonense. En el tramo inmediato superior, en la alternancia de calizas y margas, se ha estudiado también una muestra con la siguiente microfauna: *Globigerina cretacea*, *Rotalipora apenninica*, Gümbelina y *Globotruncana lapparenti*, cuya edad es análoga a la anterior.

Estas calizas aparecen exclusivamente en la zona del cerro del Macho.

y constituyen evidentemente un cambio lateral de facies del Cretáceo superior margoso que suele encontrarse por la zona.

El resto del Cretáceo superior prebético que hemos encontrado en la región presenta unas características iguales a las del subbético; son las clásicas margo-calizas blancas y rojizas que ya hemos descrito. Sin embargo, hay un hecho que conviene resaltar: en dos ocasiones hemos encontrado en las margo-calizas rojizas grandes Ammonites que por no encontrarse en buenas condiciones no se han podido clasificar. Ambas localidades están en la zona oriental de la hoja de Baena: en el cruce del arroyo Quejigal con la cañada del mismo nombre, unos 10 kilómetros al este de Luque, y en el cortijo de Aranguillas Altas, en la hoja de Alcaudete, casi en el límite con la hoja de Baena, unos tres o cuatro kilómetros al NE. de la Laguna del Sabinal. El aspecto litológico recuerda al del Titónico, pero no cabe duda en cuanto a su edad, pues al microscopio se ve la siguiente fauna: Globigerina, Gümbelina, *Globotruncana helvetica* y *Rotalipora apenninica*, asociación característica del Turonense; también se ha encontrado en otra lámina del cortijo de Aranguillas Altas la siguiente asociación: Fissurina, Globigerina, Gümbelina, *Globotruncana lapparenti* y *Globotruncana coronata*; se trata de un Coniaciense-Santonense. Por el contrario, en las margo-calizas del Cretáceo superior subbético no hemos encontrado nunca Ammonites.

Vemos, por lo tanto, que el Cretáceo superior prebético presenta en su parte inferior, especialmente en el Cenomanense y Turonense, una facies costera de areniscas y calizas que no se encuentran en el subbético, pues allí la sedimentación margosa del Cretáceo es uniforme y de ambiente más profundo. Más tarde, hacia el Senonense, el Cretáceo superior prebético ofrece las mismas características que las del subbético, sin que sea posible la diferenciación de uno y otro.

PALEOCENO

Ya hemos advertido que la facies del Paleoceno es en gran parte idéntica a la del Cretáceo superior, tanto en la zona subbética como en la prebética, y por ello nos hemos visto obligados, en nuestro mapa geológico, a incluir al Paleoceno en este Cretáceo superior.

Son las clásicas margo-calizas blancas y rojizas cuya fauna cambia ahora fundamentalmente, apareciendo bruscamente las Truncorotalias. Sin embargo, parece que en el Paleoceno abundan más las tonalidades blancas que en el Cretáceo superior, y en las margas se interestratifican frecuentemente capas finas de sílex gris generalmente oscuro.

Ahora bien, el Paleoceno no está constituido exclusivamente por la facies margo-caliza, sino que en la zona subbética aparecen en esta formación facies mucho más detríticas que indican una sedimentación más somera. Vemos pues, que la elevación del fondo marino, iniciada en el Cretáceo

superior, se continúa durante el Paleoceno y se acentúa en el ámbito subbético.

A título de ejemplo, citaremos casos extremos del Paleoceno.

El primero, en el ámbito prebético, pertenece a la facies margo-caliza y está situado en el paralelo medio de la hoja de Baena: en la vertiente meridional de la sierrecilla que aparece al sur de Nueva Carteya (vértices de Torre del Puerto, Armas y Cumbres) encontramos sobre el Cretáceo superior unos niveles de margo-calizas rojizas sobre las que yacen otras margo-calizas bastante compactas, casi calizas y de color blanco. Se presentan bien estratificadas en bancos regulares que alternan con intercalaciones de margas blancas, a veces rosas, y lechos de sílex. La microfauna de estas margo-calizas blancas es evidentemente paleocena: *Globigerina venezuelana*, *G. pseudobulloides*, *Globorotalia (Truncorotalia) crassata*, *G. (Truncorotalia) aragonensis*, *Globigerinella*, Textuláridos y Gümbelina. Sobre esta serie descansan unas margas gris sucio con algunas calizas de aspecto detrítico que pertenecen ya al Eoceno medio: las margas contienen Globigerinas eocenas, Truncorotalia, Cibicidina y Hantkenina, y las calizas Discocyclina, Amphistegina, Asterodiscus, Lithothamnium, Rupertia, fragmentos de Equinodermos, *Nummulites aturicus*, Rotálicos, Briozaos, Gypsínidios, que son restos típicos del Luteciense.

En la zona subbética de Las Lagunillas (esquina SE. de la hoja de Lucena) encontramos una representación del segundo caso, es decir, de la facies detrítica del Paleoceno. Aquí, sobre las margo-calizas blancas y rojizas del Cretáceo superior, y posiblemente también del Paleoceno, aparece una alternancia de finos lechos calizos con banquitos margosos grisáceos, a veces amarillentos. Los lechos calizos son arenosos y engloban elementos triásicos; su microfauna pertenece al Paleoceno: Microcodium, Truncorotalia, Globigerina y Cibicides.

Citaremos también, dentro de la facies detrítica, el afloramiento que hemos encontrado al sur de Lucena, hacia el Km. 59 de la carretera de Córdoba a Málaga. Las calizas brechoides arenosas que aquí se presentan contienen una microfauna compuesta por: Discocyclina, Miscellánea, Globigerina, Briozaos, Equinodermos, Melobesias, Distyphoplax, Amphistegina, Alveolina, Globorotalia, Operculina, Textularia, Inoceramus, Globotruncana y Microodium; son pues restos eocenos y alguno parece indicar un Thaniense-Ypresiense.

No hemos encontrado en la región macrofósiles pertenecientes al Paleoceno.

EOCENO MEDIO Y SUPERIOR

Esta serie es muy difícil de establecer, por varias razones: 1.^a La erosión ha eliminado gran parte de los sedimentos eocenos. 2.^a Las zonas mar-

gosas están muy meteorizadas, siendo muy escasos los afloramientos sanos. 3.^a Muchas de las calizas detríticas del Oligoceno-Mioceno contienen también fauna eocena resedimentada muy abundante. Esta última circunstancia dificulta extraordinariamente el estudio paleontológico y además, aun en aquellos casos en que todos los fósiles de un yacimiento determinado hayan sido clasificados como eocenos, nos cabe siempre la duda si la formación pudiera ser de edad más moderna y que con una recogida más minuciosa de fósiles y muestras, efectuada en este yacimiento, apareciera algún resto de edad post-eocena.

La serie prebética se muestra de nuevo con más claridad en la vertiente meridional de la Sierra de Nueva Carteya. Así, por ejemplo, al sur del vértice Cumbres, sobre las margas del Cretáceo superior-Paleoceno yace otro tramo margoso de tonos en general gris y a veces blanquecino-amarillentos que recuerdan al Cretáceo inferior. A medida que se asciende en la serie se intercalan cada vez con mayor frecuencia bancos de calizas detríticas y areniscas que suelen contener abundantes foraminíferos. En este borde meridional de la Sierra de Nueva Carteya hemos encontrado los siguientes fósiles eocenos:

- Conocyclus cf. pyrenaicus*, Cott.
- Operculina* sp.
- Pellatispira* sp.
- Pygospatangus* ?, Cotteau.
- Nummulites*.

La serie pasa insensiblemente en esta zona a la alternancia de calizas detríticas y bancos margosos del Olioceno-Mioceno, cuyo aspecto litológico es idéntico al de las anteriores y que, junto con restos más modernos, contienen abundantes fósiles eocenos resedimentados.

En las margas grises y amarillentas de la parte baja de la serie que estamos estudiando se ha encontrado la siguiente microfauna: *Globigerina venezuelana* y *Globorotalias* del tipo eoceno. En otras margas, que por su posición deben ser equivalentes a las anteriores y que afloran más al oeste, entre los kilómetros 69 y 70 de la carretera de Montoro a Rute, al sur del vértice Torre del Puerto, se ha encontrado la siguiente microfauna: Globigerinas eocenas, Truncorotalias, Cibicidina y Hantkenina.

Hemos recogido, también al sur del vértice Cumbres, de la Sierra de Nueva Carteya, una muestra de las calizas detríticas que yacen sobre las margas anteriores, y al microscopio se ve que contienen: Discocyclina, Lithothamnium, Amphistegina, Asterocyclina, Briozaos, Operculina, Nummulites, Gypsínidios, y si estos restos no son rodados, las calizas pertenecen al Luteciense.

En la zona subbética, por ejemplo en la región de Las Lagunillas, la

facies alternante de finos lechos de calizas detríticas y margas arenosas del Paleoceno se continúa durante el Eoceno medio y superior, acentuándose el carácter detrítico. En unas muestras recogidas en esta zona se ha encontrado la siguiente microfauna: Discocyclina, Asterocyclus, Nummulites, Amphistegina, Melobesias, Glauconia, Equinodermos, Operculina y Gypsina, que con muchas probabilidades pertenecen, según nuestro Laboratorio de Micropaleontología, al Luteciense-Priaboniense. Falta en esta región, por lo tanto, la facies margosa del Eoceno medio.

Los ejemplos expuestos son representantes de otros muchos que hemos encontrado en la zona estudiada, y se deduce de ellos que la facies margosa del Paleoceno prebético continúa durante parte del Eoceno medio, apareciendo ya en el Luteciense una sedimentación detrítica por elevación del fondo del mar. En la zona subbética, como era de esperar, no existe la facies margosa, pues como ya explicamos, la elevación del fondo marino subbético iniciada en el Cretáceo superior se acentúa al final del Paleoceno, apareciendo ya formaciones detríticas, y este régimen se continúa durante el Eoceno sin que puedan sedimentarse tramos margosos de facies más profunda.

Aunque en la actualidad el Eoceno no tiene una gran representación, en su origen la sedimentación debió ser importante y posteriormente fue eliminada en gran parte por la erosión. La gran difusión de Nummulites y Discocyclinas eocenas que se encuentran en los sedimentos oligoceno-miocenos deben obedecer a esta causa.

El Eoceno aparece principalmente en la zona septentrional del área estudiada y en general es fosilífero.

En la hoja de Montilla hemos encontrado los siguientes yacimientos:

Al sur del Km. 8 de la carretera vecinal de Cabra a Montilla, en el borde meridional del cerro Notario, aparecen:

Nummulites rouaulti, d'Arch. Luteciense-Auversiense.
Discocyclina martae, Schlumb. Luteciense.

Unos seis kilómetros al norte, en el camino de La Salmonera, al oeste del Lagar de la Encina, hay un yacimiento con:

Nummulites striatus, Brug. Auversiense-Priaboniense.
Discocyclina marthae, Schlumb. Eoceno medio-sup.

Cerca del Lagar de las Salinas, un kilómetro al norte del yacimiento anterior, hemos encontrado:

Discocyclina ephippium, Schlot. Eoceno sup.
Pellatispira douvillei, Boussac. Eoceno sup.

En la hoja de Baena, aparte de los fósiles ya mencionados al hablar del borde meridional de la Sierra de Nueva Carteya, indicaremos los siguientes:

En la vertiente norte de Torre Morana, entre Baena y Albendín, aparecen tramos margosos con intercalaciones de calizas detríticas y algunas areniscas; aquí hemos encontrado:

Nummulites striatus, Brug. Auversiense-Priaboniense.
Discocyclina archiaci, Schlumb. Eoceno.
Discocyclina bartholomei, Schlumb. Eoceno.
Operculina sp. Eoceno.
Pellatispira cf. douvillei, Boussac. Eoceno sup.

Al sur del río Víboras, en la falda del cerro de los Lobos, hemos recogido en diversos puntos:

Nummulites contortus, Desh. Eoceno sup.
Nummulites striatus, Brug. Eoceno sup.
Operculina alpina, Douv. Eoceno medio y sup.
Nummulites distans, Desh. Luteciense-Auversiense.
Discocyclina scalaris, Schlumb. Eoceno.
Echinantus cotteaui, Hebert. Luteciense.
Helminthoidea laberynthica, Heer. Flysch eoceno.

En el mapa geológico hemos representado todas las manchas eocenas que hemos encontrado, y, para no alargar el trabajo, prescindimos de su descripción, ya que, además, sus características se ajustan a la de los ejemplos citados.

OLIGOCENO - MIOCENO

El estudio del Oligoceno y Mioceno ofrece serias dificultades, pues además de su semejanza litológica y cambios de facies, es bastante pobre en macrofauna. Por estas circunstancias nos vemos obligados a agrupar de momento estas formaciones en cinco grandes grupos: Estampiense-Aquitaniense, Aquitaniense-Burdigaliense, Burdigaliense, Helveciense-Tortoniense y Tortoniense alto-Mioceno superior.

Es muy posible que al ir progresando en sus conocimientos la micropaleontología, sea necesario revisar la edad que hoy asignamos a las formaciones terciarias; esto, como es natural, no ha de alterar los conceptos geológicos generales que hemos deducido en la zona, y en su caso sólo será preciso envejecer o rejuvenecer parte de las formaciones.

A lo largo del Oligoceno-Mioceno se producen en la zona los principales movimientos tectónicos y su acción se deja sentir en pulsaciones sucesivas

y escalonadas, en las que, además de los esfuerzos tangenciales, jugará un papel importante la acción de la gravedad ocasionando deslizamientos de gran envergadura. El diastrofismo producido es muy acusado, y las distintas escamas deslizadas se presentan, a modo de mosaico desordenado, sin relación aparente entre ellas. Un estudio geológico metódico y profundo, permite aclarar la disposición de estos deslizamientos abriendo el camino para la interpretación geológica de conjunto.

Estampiense-Aquitaniense

Indudablemente, entre el Eoceno y el Oligoceno medio se produce un movimiento importante en la región, que origina una discordancia del Oligoceno sobre los tramos más antiguos, y además es causa, como veremos a continuación, de la falta del Oligoceno inferior. Esta fase tectónica venía anunciándose ya desde el Cretáceo superior, y la discordancia a que da lugar se manifiesta más claramente en el ámbito subbético que en el prebético, en donde a veces se tiene la sensación de que la serie Eoceno-Oligoceno es continua. Otro indicio claro de este movimiento tectónico es el hecho de que en las rocas del Aquitaniense-Oligoceno se encuentre con mucha frecuencia una abundante fauna eocena resedimentada que indica un periodo de erosión entre el Eoceno y el Oligoceno medio. Ahora bien, como en esta fauna eocena resedimentada no se han encontrado nunca restos fósiles del Oligoceno inferior, y dado que en nuestra campaña de campo no hemos localizado ni un solo afloramiento de este tramo, parece lógico admitir que la falta del Sannoisiense es primaria, es decir, de deposición.

Para mayor claridad expositiva vamos a estudiar separadamente el Estampiense-Aquitaniense en los dos ámbitos en que se presenta: prebético y subbético.

Estampiense-Aquitaniense prebético

La serie tiene aquí una gran representación, cubriendo sus sedimentos considerables extensiones, y aunque en ocasiones resulta difícil apreciarlo, yace en discordancia sobre el Eoceno o tramos más antiguos.

Volviendo a la Sierra de Nueva Carteya, el Estampiense-Aquitaniense yace, en aparente discordancia, sobre el Eoceno. La zona basal de la serie es de ámbito poco profundo —calizas brechoides alternando con intercalaciones arenosas y margosas— y al ascender estratigráficamente se pasa a una facies francamente margosa. En la zona del vértice Cumbres aparecen sobre el Eoceno unas calizas blancoamarillentas brechoides que alternan con lechos margosos blanquecinos o interestratificaciones arenosas. El conjunto basal tiene aquí un espesor del orden de los 100 metros y en él hemos encontrado:

- Nummulites boucheri*, De la Harpe.
- Eplepidina raulini*, Lem. y Douv.
- Eulepidina formosoides*, Douv.
- Nephrolepidina praemarginata*, Douv.
- Nephrolepidina simplex*, Douv.
- Conoclypeus cf. pirenaicus*, Cott.

Excepto el *Conoclypeus*, cuya edad puede ser Eoceno-Oligoceno, el resto de los fósiles pertenecen al Oligoceno. En esta zona hemos tomado también una muestra de las calizas brechoides, que presenta la siguiente microfauna: *Amphistegina*, *Miogypsina*, *Lepidocylinas*, *Rupertia*, *Heterostegina*, *Rotalia*, *Lithothamnium*, *Marginulina* y *Globigerinas*. Esta asociación, según nuestro Laboratorio de Micropaleontología, pertenece al Oligoceno medio y superior.

Esta misma serie se continúa por la Sierra hacia el oeste (vértices Armas y Torre del Puerto), y en el cruce de la carretera que desde Cabra va a Nueva Carteya hemos recogido inmediatamente al oeste del vértice Armas los siguientes fósiles:

- Nummulites cisnerosi?*, Gómez Llueca. Oligoceno?
- Eulepidina formosoides*, Douv. Oligoceno.
- Echinolampas airaghii*, Lambert. Oligoceno.
- Eulepidina raulini*, Leym. Estampiense-Aquitaniense.

La formación se encuentra bastante tranquila en esta zona, y en general los buzamientos de la Sierra de Nueva Carteya son de componente septentrional. La serie hacia el norte (hacia arriba estratigráficamente) se va haciendo cada vez más margosa, llegando a desaparecer las calizas brechoides, y se reduce a una serie de margas y algunas calizas margosas blanquecinas cuyo conjunto se desarrolla con gran potencia. Aproximadamente un kilómetro al sur de Nueva Carteya hemos recogido una muestra de estas margas que, examinada al microscopio, revela la siguiente microfauna: espirúlas, *Globigerinas*, *Radiolarios*, *Bulimínidos*, *Diatomeas*, *Globorotalia* y a veces trozos de *Amphistegina* y *Miogipsínidos*. El aspecto areniscoso de las margas se debe al abundante contenido de restos finos, y la asociación faunística, según la sección de Micropaleontología de nuestro Instituto, pertenece al Oligoceno medio y superior.

El yacente del Oligoceno es muy variable, y a continuación citaremos una serie de ejemplos en los que cada vez el Oligoceno descansa sobre un tramo diferente.

Al norte del Km. 5 de la carretera de Baena a Doña Mencía, en la falda del cerro Horquera, aparecen directamente sobre las margas del Paleoceno unas calizas en las que hemos encontrado:

Eulepidina elephantina, Mum.-Chalm. Base del Aquitaniense.
Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
 Radiolas de Cidaris.

También al norte de Doña Mencía y al este del vértice Almoguera encontramos a las calizas oligocenas descansando sobre las margas del Cretáceo superior, que en este caso se encuentran llenas de *Globotruncana*, *Gümbelina* y *Rugoglobigerina*, tratándose, por lo tanto, de un Senoniense.

En la zona NE. del área estudiada, en el arroyo del Valle, entre la loma de Cifuentes y loma de Vela, aparece el Estampiense-Chatiense descansando sobre el Cretáceo inferior. El Oligoceno se presenta aquí en su facies caliza con niveles margo-arenosos intercalados; estos últimos presentan en la parte más baja de la serie la siguiente microfauna: *Globorotalia mayeri*, *Cassidulinoides brady*, *Chilostomelloides oviformis*, *Gyroidina girardiana*, *Pluerostomella brevis*, *Stilostomella*, *Globigerina conglomerata*, *Globoquadrina*, *Cibicides*, espículas y Radiolarios poco abundantes. Estas margas son de carácter moronitoide y deben situarse en el Estampiense-Aquitaniense. Entre las calizas encontramos también una abundante macrofauna y los restos que citamos a continuación pertenecen a un punto de la serie algo más alto que las margas anteriores; concretamente, la macrofauna fue encontrada en las calizas que corta la carretera local de Vademojón, a la altura del cortijo de Vela, y la muestra de las margas fue tomada en el barranco. Los macrofósiles a que nos referimos son:

Eulepidina elephantina, Mum.-Chalm. Base del Aquitaniense.
Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
Eulepidina dilatata, Mich. Oligoceno.
Eulepidina cf. raulini, Lem. y Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina morgani, Lem. y Douv. Aquitaniense.
Nephrolepidina marginata, Mich. Oligoceno.
Lepidocylinas. Oligoceno.

Esta serie Estampiense-Aquitaniense descansa aquí sobre unas margas que, como decíamos, pertenecen al Cretáceo inferior; su microfauna es la siguiente: Radiolarios, esquirlas finas de Moluscos, espículas, secciones circulares que parecen pequeñas Fissurinas y Globorotalídos. Los restos se encuentran epigenizados en calcita.

Otro ejemplo típico lo encontramos en la hoja de Montilla, en su borde sur, lindando ya con la de Puente Genil. Aquí aparecen, a unos dos kilómetros al este del río de Cabra, las calizas detríticas arenosas del Oligoceno-Aquitaniense sedimentadas directamente sobre el Triásico. Se trata de unas calizas grises en superficie y amarillentas en fractura, muy arenosas y con abundante fauna. Al microscopio se observa la siguiente microfauna: frag-

mentos de Equinodermos y Moluscos, Amphistegina, Briozaos, Globigerina, Heterostegina, Balanus, Miogypsina y Elphidium.

Este caso de sedimentación directa del Oligoceno-Aquitaniense sobre el Trías es muy frecuente en todo el ámbito prebético de nuestra zona, que indica una fase erosiva preoligocena bastante intensa.

Los ejemplos de la discordancia del Oligoceno-Aquitaniense sobre niveles más antiguos abundan en nuestra zona y no siguen ninguna ley regional, pues, como hemos visto, tan pronto descansa el Oligoceno sobre el Eoceno como lo hace sobre las margas del Cretáceo inferior e incluso sobre el Trías. Este fenómeno se debe, evidentemente, a un relieve creado por la erosión correspondiente a movimientos post-eoceno y ante-oligoceno medio.

No siempre encontramos la serie de calizas basta y brechoides, con sus intercalaciones arenosas y margosas, como elemento basal de la formación. Como ejemplo de los muchos casos de este tipo que hemos encontrado, citaremos la zona que hay al norte de Baena. Aquí, hacia el Km. 2 de la carretera de Baena a Cañete, se encuentran las margas del Oligoceno-Aquitaniense descansando sobre las margas rosas del Cretáceo superior. En una muestra de las primeras se ha observado que contiene la siguiente microfauna: Globigerinas, Globigerinoides y Globorotalias, que a pesar de su mal estado de conservación, la sección de Micropaleontología atribuye a este conjunto la edad estampiense-chatiense; dicha atribución coincide plenamente con los fósiles que en este mismo punto hemos recogido:

Eulepidina dilatata, Mich.
Eulepidina formosoides, Douv.
Nephrolepidina marginata, Mich.

fósiles todos ellos del Oligoceno. El yacente está constituido en esta ocasión, como ya hemos indicado, por las margas rosas y blanquecinas del Turonense, llenas de restos menudos: Fissurinas, Gümbelina, Radiolarios, espículas, *Globotruncana renzi*, *Globigerina planispira*, *Globotruncana apenninica*.

Por lo tanto, en esta ocasión, como en otras muchas, falta la base detritica del Oligoceno-Aquitaniense, pasándose directamente de las margas del Cretáceo superior a las del Estampiense-Chatiense. Cuando los episodios rosas están ausentes es extraordinariamente difícil establecer el contacto entre ambas series, pues la semejanza litológica y la frecuente falta de macrofósiles hacen que el paso de una formación a otra se realice imperceptiblemente, y sólo la microfauna revela con nitidez la diferencia de edad. Una vez más hemos podido comprobar la ayuda tan extraordinaria que supone para el geólogo el estudio micropaleontológico de los sedimentos; sin esta información habría resultado imposible en algunas zonas de nuestra

región el trazado de ciertos contactos y, por lo tanto, inútil todo ensayo de interpretación geológica.

La macrofauna del Oligoceno-Aquitaniense es más frecuente en la parte inferior de la serie, y citaremos algunos de los yacimientos que hemos encontrado en nuestros numerosos itinerarios por la región.

En la carretera local de Baena a Fuente Guta, a unos tres kilómetros al este de Baena, existe un yacimiento con:

- Eulepidina elephantina*, Mum.-Chalm. Base del Aquitaniense.
- Eulepidina raulini*, Lem. y Douv. Oligoceno.
- Eulepidina formosoides*, Douv. Oligoceno.
- Nephrolepidina morgani*, Lem. y Douv. Aquitaniense.
- Nephrolepidina marginata*, Mich. Oligoceno.
- Lepidocyclinas inclasificables. Oligoceno.

En la carretera local de Fuente Guta a Castro del Río, inmediatamente al sur del cortijo de don Ramón Alcalá, existen unos bancos de calizas blancas y margas también blanquecinas en donde hemos encontrado:

- Eulepidina dilatata*, Mich., var. *ensillada*. Gómez Llueca. Oligoceno.
- Eulepidina formosoides*, Douv. Oligoceno.
- Eulepidina raulini*, Lem. y Douv. Oligoceno.
- Nephrolepidina partita*, Douv. Oligoceno.
- Nephrolepidina marginata*, Mich. Oligoceno.
- Nephrolepidina praemarginata*, Douv. Oligoceno.
- Restos de Equinídos y de Pecten inclasificables.

En el Km. 1,8 de la carretera de Baena a Doña Mencía aparecen unas margas blancas con:

- Nummulites vascus*, Joly y Lem. Oligoceno.
- Eulepidina formosoides*, Douv. Oligoceno.
- Lepidocyclinas (abundantes). Oligoceno.
- Fragmentos de Equinídos y Radiolas.
- Crassatella* sp.

Un poco más al oeste, en el Km. 22, encontramos las mismas margas y también unas calizas grises en superficie y pardoblanquecinas en fractura; en este punto hemos hallado:

- Eulepidina roberti*, Douv. Oligoceno.
- Eulepidina raulini*, Lem. y Douv. Oligoceno sup.

- Nephrolepidina* sp.
- Discospirina*.
- Robulus* sp.

Algo más hacia poniente, y a unos 1.000 metros al norte del Km. 5 de la carretera de Baena a Doña Mencía, hemos encontrado un yacimiento en el camino de la Cuerda de la Horquera, al este de los cerros de Pedro Castilla, con los siguientes fósiles:

- Nummulites intermedius*, d'Arch. Estampiense.
- Eulepidina elephantina*, Mum.-Chalm. Oligoceno sup.
- Eulepidina dilatata*? Mich. Oligoceno.
- Eulepidina formosoides*, Douv. Oligoceno.
- Nephrolepidina marginata*, Mich. Oligoceno.

Aproximadamente hacia el Km. 8 de la carretera de Baena a Doña Mencía parte un camino con dirección a levante y, a unos 50 ó 100 metros de la carretera, comienza una alternancia de bancos de calizas con margas blancas cuyo rumbo aproximado es N.-S. y su buzamiento de unos 40° al este. Los primeros bancos que corta el camino presentan una abundante fauna; hemos recogido las siguientes especies:

- Nummulites incrassatus*, de la Harpe. Auversiense-Oligoceno.
- Nephrolepidina marginata*? Mich. Oligoceno.
- Nummulites cisnerosi*, Gómez Llueca. Oligoceno.

En el Km. 64,8 de la carretera de Montoro a Rute se presentan unos tramos de margas blancas con algunos bancos de calizas con *Nummulites*:

- Nummulites vascus*, Joly y Leym. Estampiense.
- Nephrolepidina marginata*? Mich. Oligoceno.
- Nummulites* sp. Oligoceno.
- Nephrolepidina tournoueri*, Lem. y Douv. Oligoceno.
- Nephrolepidina* sp.

Un poco más al SE., y en las inmediaciones del Km. 68 de la misma carretera, y también hacia el norte, abundan extraordinariamente los *Nummulites* y otros restos orgánicos:

- Nummulites boucheri*, de la Harpe. Oligoceno.
- Radiolas de Equinídos inclasificables.
- Eulepidina formosoides*, Douv. Oligoceno.
- Mycetoseris conferta*, Reuss. Oligoceno.

Nummulites incrassatus, de la Harpe. Auversiense-Oligoceno.
Nephrolepidina simplex, Douv. Oligoceno.
Nummulites intermedius, d'Arch. Oligoceno.
Nummulites vascus, Joly y Leym. Estampiense.
Nummulites cisnerosi ?, Gómez Llueca. Oligoceno.
Isastrea michelottina, Cat. Oligoceno.

Unos 300 metros al oeste del Km. 72 de la carretera de Montoro a Rute, en una pequeña trinchera abierta en el ramal que se dirige a Montilla, aparecen entre margas blanquecinas unos bancos de calizas fosilíferas con :

Eulepidina dilatata, Mich. Oligoceno.
Nephrolepidina marginata, Mich. Oligoceno.
Nephrolepidina simplex, Douv. Oligoceno.

En esta zona la carretera de Montoro a Rute atraviesa, entre los kilómetros 72 y 73, una pequeña elevación quedando dos cerros a cada lado; en el más occidental hemos encontrado, junto con varias Lepidocyclinas inclasificables, un ejemplar de *Sympillia cf. intermedia*, Prever., del Oligoceno; en la cúspide del cerro más oriental aparecen margas con algunos bancos de calizas margosas entre las que hemos encontrado :

Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
Eulepidina cf. dilatata, Mich. Oligoceno.
Nephrolepidina marginata, Mich. Oligoceno.

Unos 500 metros al sur de este punto, y en la misma formación, hemos recogido también :

Eulepidina elephantina, Mum.-Chalm. Base del Aquitaniense.
Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
Eulepidina raulini, Lem. y Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina morgani ?, Lem. y Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina sp. Oligoceno.

Unos dos kilómetros al este del Km. 73 de la carretera de Montoro a Rute, en el cerro de cota 490 que hay al oeste de la casilla de Alcántara, encontramos la acostumbrada serie de margas y calizas blanquecinas con :

Radiola de Equinidos.
Eulepidina dilatata, Mich. Oligoceno.
Eulepidina elephantina, Mum.-Chalm. Base del Aquitaniense.
Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.

Eulepidina raulini, Lem. y Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina morgani, Lem. y Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina simplex, Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina tournoueri, Lem. y Douv. Oligoceno.

Al sur del camino vecinal de Montilla a Cabra, ya en la hoja de Montilla, hemos encontrado, en unos afloramientos de margas blancas y calizas grisáceas en el arroyo de Riofrío, varios Nummulites, entre los que se han clasificado las siguientes especies :

Nummulites vascus, Joly y Leym. Oligoceno.
Nummulites cisnerosi, Gómez Llueca. Oligoceno.

También en la hoja de Montilla, en su zona oriental, hemos localizado en el camino de Buenavista, a la altura de la casilla de las Ventillas, otro yacimiento con :

Eulepidina raulini, Lem. y Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina sp. Oligoceno.

Hemos de advertir que en todas estas clasificaciones incluimos siempre en el Oligoceno al Aquitaniense.

Estampiense-Aquitaniense subbético

Los afloramientos subbéticos del Oligoceno medio-Aquitaniense se presentan, en líneas generales, en las hojas de Lucena y de Puente Genil. En la de Baena aparece el Terciario subbético en su borde meridional, formando parte de las estribaciones más avanzadas de la Sierra de Cabra, y en la hoja de Puente Genil se encuentra fundamentalmente al este de dicha población, en un núcleo moderadamente montañoso, compuesto por Sierra Gorda, Sierra del Niño y Sierra del Castillo.

Analizaremos a continuación el Estampiense-Aquitaniense subbético de la hoja de Lucena y los resultados que aquí obtengamos pueden extenderse al resto de la región estudiada. Esta formación aparece en dicha hoja en tres zonas principales : Sierra de Cabra, inmediaciones de Lucena y sinclinal de Lagunillas.

En la Sierra de Cabra el Oligoceno suele descansar en transgresión sobre el Cretáceo, pero en ocasiones lo hace sobre terrenos más antiguos; así, por ejemplo, en el borde norte, ya en la hoja de Baena, yace indistintamente, y en diferentes pisos, sobre todos los pisos del Jurásico subbético.

La serie se compone fundamentalmente de bancos calizos bien estrati-

ficados y de ambiente poco profundo. Son calizas grises o amarillentas en fractura y gris claro en superficie; su aspecto es generalmente arenoso, siendo a veces bastante detriticos y englobando numerosos restos organicos como: restos de Venus, Hydnophyllia, Pectinidos y Ostreas; suelen estar mal conservados, por lo que en raras ocasiones ha sido posible determinar especies. Al este del vértice Abrevia, en la zona norte de la Sierra de Cabra, y al sur del arroyo de Castillejos, hemos encontrado en las calizas la siguiente fauna:

- Chlamys multistriatus*, Poli.
- Aequipecten senensis*, Lam.
- Arca* sp.

Las especies clasificadas son de vida muy larga y nos definen una edad aquitaniense-helveciense, sin que sea posible estrechar más el intervalo con estos únicos datos.

Por el contrario, la abundante microfauna que posee esta formación caliza permite llegar a conclusiones más precisas en cuanto a su edad; así, por ejemplo, una muestra tomada de las calizas terciarias del borde occidental del cerro Camarena, al este del cortijo de Juan Escama (borde sur de la hoja de Baena), contiene la siguiente microfauna: Lamelibranquios, Melobesias, Equinodermos, Briozoos, Anélidos, Dentálidos, abundantes Cibicides, Robulus, Discorbis, Karreriella, *Globigerina bulloides*, *Amphistegina cf. lessoni*, Bolivina, Elphidium, Textularia, Planulina, Bulimina, Uvigerina, Operculina ?, Sphaerogypsina, Miogypsina ? y fragmentos de calizas jurásicas, siendo también frecuentes los oolitos grandes, bien formados, probablemente del Dogger. El conjunto de la microfacies es del tipo oligoceno-aquitaniense y de ambiente bastante litoral.

A veces la abundancia de oolitos es extraordinaria, hasta el punto de que en el campo se confunde la roca con el tramo de calizas oolíticas del Dogger; así, por ejemplo, en la zona occidental del vértice Lobatejo, de la Sierra de Cabra, y al oeste del cortijo del Navazuelo, aparecen algunos afloramientos de calizas oolíticas muy semejantes a las jurásicas, pero que al microscopio se observa, junto con abundantes oolitos y trozos de calizas jurásicas, la siguiente microfauna: Amphistegina, Equinodermos, Briozoos, Lamelibranquios, pequeños Anomalínidos, Miogypsina *irregularis*?, asociación del Oligoceno-Aquitaniense.

Rodeando a Lucena aparece una serie de afloramientos oligo-aquitanos de interpretación tectónica a veces no muy clara; opinamos que se trata de restos subbéticos alóctonos parcialmente recubiertos por formaciones más modernas y autóctonas. Atribuimos estas manifestaciones oligo-aquitanas al Subbético por encontrar a algunas de ellas, tanto al norte como al sur de Lucena (Cerro Mortera y Sierra Araceli, respectivamente),

claramente sedimentadas sobre series jurásico-cretáceas subbéticas. Dado que los corrimientos debieron ocurrir en el Burdigaliense, o entre este piso y el Helveciense, la sedimentación de dicho Oligoceno-Aquitaniense es anterior a estos grandes deslizamientos y, por lo tanto, tuvo que efectuarse en el lugar origen de las masas subbéticas.

Desde un punto de vista estratigráfico y paleontológico, los afloramientos de Lucena nada difieren del Oligoceno-Aquitaniense de la Sierra de Cabra, y por ello la descripción hecha anteriormente es válida para este caso y para el del Oligoceno-Aquitaniense de la zona de Las Lagunillas.

Las rocas oligo-aquitanas, prebéticas y subbéticas, se caracterizan, desde un punto de vista micropaleontológico, por las siguientes asociaciones de microfauna:

1. ESTAMPIENSE-AQUITANIENSE (FACIES DE CALIZAS BRECHOIDES).

a) Grupo caracterizado por la presencia de Lepidocylinas y Miogypsinae. En muchas muestras la asociación es homogénea: *Eulepidina dilatata*, Michelotti; *E. elephantina*; *Nephrolepidina tourouperi*, Lem. y Douv.; *Gypsina*; *Spiroclypeus* (o *Heterostegina*); Rotálicos; Equinodermos; *Amphistegina*; Briozoos; Melobesias; Textularia; *Spiroplectammina carinata*, d'Orbigny; Róbulos; Valvulina; Martinottiella; Haplophragmoides, Ostrácodos; restos cretáceos y eocenos resedimentados y en algunas muestras *Miogypsinoides complanata*, Schlumberger.

b) Grupo semejante al anterior, pero sin Lepidocylinas ni Miogypsinae. La *Miogypsina aff. mediterranea* puede llegar hasta el Burdigaliense. En lámina transparente aparecen: Melobesias (especialmente *Lithothamnium* y *Lithophyllum*); *Miogypsina aff. mediterranea*, Bronnimann; *Amphistegina*, *Globigerinas* (*G. venezuelana* y *G. dissimilis*), *Globoquadrina*, Cibicides, Eponides, Planulina, Lagénidos (especialmente Róbulos y *Stilos-tomella*), Gypsíndos, Operculina, fragmentos de Lepidocylinas, fragmentos de Nummulites y Discocyclíndos y *Globotruncana*.

2. ESTAMPIENSE-AQUITANIENSE (FACIES MARGOSA).

Grupo caracterizado por: *Globigerina dissimilis*, Cushman y Bermúdez; *G. venezuelana*, Hedberg; *G. ampliapertura*, Bolli; *G. aff. bulloides*, d'Orbigny; *G. ciperoensis*, Bolli; *G. mayeri*, Cushman y Ellisor; *G. parva*, Belli; *Globigerinoides triloba*, Reuss; Cibicides (entre ellos, *C. perlucidus*, Nuttall); *Planulina renzi*, Cushman y Stainforth; *Anomalina alazanensis*, Nuttall; *Nonion pomphiloides*, Fichtel y Moll; *Necrotalia*, *Almaena hieroglyphica*, Sigal; *A. sp.*; *Gyroidina girardiana*, Reuss; Bulimíndos diversos; *Stilos-tomella verneuilli*, d'Orb.; *S. subespinosa*, Cushman; *Pleurostomella* sp.; *Spiroplectammina carinata*, d'Orb.; Lagénidos diversos; *Pullenia bullo-*

des, d'Orb.; *Sphaeroidina variabilis*, Reuss; Ostrácodos, Radiolarios, Espículas, etc.

Aquitaniense-Burdigaliense

El estudio de las formaciones post-aquitanienses es el más ingrato de toda la serie estratigráfica de la zona; varias causas contribuyen a ello: la absoluta semejanza con algunos tramos oligo-aquitanienses, la ausencia casi total de macrofauna y los movimientos terciarios que han afectado profundamente a la región. Por estas circunstancias, a partir del Aquitaniense sólo la micropaleontología es capaz, en la generalidad de los casos, de proporcionar información en cuanto a la edad de las formaciones.

Según Stainforth, la *Globorotalia fohsi* es exclusivamente del Burdigaliense en todo el Atlántico, y el *Globigerinoides bisphaericus* sólo aparece en el Aquitaniense. En nuestra zona son varias las muestras en que aparecen ambos foraminíferos juntos, e incluso hemos encontrado el *G. bisphaericus* con la *Orbulina universa*, cuya aparición se produce en el Burdigaliense. Por ello, la presencia del *G. bisphaericus* en nuestra región no es característica exclusiva del Aquitaniense. Lo mismo ocurre con la *Globigerina venezuelana*. También hemos encontrado en una misma muestra la *Globigerina dissimilis* junto con la *Globorotalia fohsi* y, por lo tanto, puede suceder en nuestra zona, o bien que la *G. fohsi* aparezca al final del Aquitaniense, o que la *G. dissimilis* penetre un poco en el Burdigaliense.

También es muy posible que en este área la *G. fohsi* se presente en el Burdigaliense más bajo, mientras que la aparición de las Orbulinas sea ligeramente posterior.

Se comprende fácilmente que por estas circunstancias en algunos casos tenemos dudas de si la formación es aquitaniense o burdigaliense, y para salvar esta dificultad las englobamos en un conjunto aquitaniense-burdigaliense.

Como ejemplo de ello citaremos las formaciones que aparecen al norte de Nueva Carteya.

Aquí se puede observar con claridad que sobre la serie margosa del Estampiense-Aquitaniense yace una alternancia de finos bancos de calizas margosas y arenosas y margas blancas. La formación se presenta claramente en la carretera que desde Nueva Carteya se dirige a Castro del Río. Hacia el Km. 11,700 hemos tomado una muestra de la parte más baja y la microfauna que se observa en ella es poco determinativa: espículas, Globigerinas terciarias, Radiolarios, Anomalínidos y Bulimínidos. Al ascender estratigráficamente, la serie se hace algo más margosa. La carretera de Montoro a Rute corta esta serie a partir del Km. 53,500 hacia el norte, ofreciendo una alternancia de margas más o menos arenosas, con calizas margosas blanquecinas. En una muestra de estas margas se ha encontrado abundante mi-

crofauna: Globigerinas, Globigerinoides (*G. trilobus* y *G. bisphaericus*), *Globoquadrina* y *Globorotalia fohsi*; atendiendo a esta última, es muy posible que la formación pertenezca ya en este punto al Burdigaliense, pero por la falta de seguridad en ello atribuimos al conjunto una edad aquitaniense-burdigaliense.

Hemos encontrado otros casos similares al anterior, habiéndolos resuelto del mismo modo; para su localización basta una simple inspección de nuestro mapa geológico.

Burdigaliense

La microfauna característica del Burdigaliense se reduce fundamentalmente a la *Globorotalia praemenardii* y a la aparición de las Orbulinas. Ya hemos visto que en esta zona el *Globigerinoides bisphaericus*, la *Globigerina venezuelana* y la *G. dissimilis* pueden llegar al Burdigaliense, y que la aparición de la *Globorotalia fohsi* es posible que se produzca en las postrimerías del Aquitaniense.

El Burdigaliense muestra diferente historia geológica en los ámbitos prebético y subbético; por ello dividiremos, también en este caso, su estudio estratigráfico.

Burdigaliense prebético

Yace en transgresión sobre las formaciones anteriores debido a un movimiento tectónico ocurrido entre el final del Aquitaniense y principios del Burdigaliense.

En varias ocasiones hemos podido localizar esta base transgresiva, cuya constitución varía de unos puntos a otros.

Así, por ejemplo, en la hoja de Montilla, a unos 100 metros aproximadamente al NO. del Km. 34 de la carretera de Córdoba a Málaga, aparecen unos bancos de calizas detríticas que alternan con algunos banquitos pequeños de arenas. Sobre este tramo se desarrolla la serie de margas con Orbulinas del tipo de las de Lucena, que describiremos posteriormente. Las calizas contienen la siguiente microfauna: Bivalvos, Balanus, Globigerinas miocenas, Valvulínidos, Equinodermos, *Cibicides haidingeri*, *C. pseudoungerianus*, *Anomalina pomphiloides*, *Globigerinoides trilobus*, Parrella y *Globorotalia praemenardii*; este último foraminífero nos indica que la formación pertenece ya al Burdigaliense. Las calizas detríticas, aunque rodeadas de Cuaternario, deben yacer en transgresión sobre el Trías, que aflora en las proximidades.

En la hoja de Baena, en su límite oriental, justo al NE. del vértice Atalayuela, encontramos también la base transgresiva del Burdigaliense; aquí está constituida por unas calizas de aspecto conglomerático, siendo las

calizas cristalinas, duras y grises. Encima yacen unas margas blancas algo arenosas que recuerdan a las margas burdigalienses de Lucena, de las que trataremos más adelante; en este punto las margas presentan la siguiente microfauna: *Globigerinas* pequeñas, *Globigerinoides bisphaericus*, Radiolarios, Diatomeas y *Globorotalia fohsi*.

No siempre encontramos como base transgresiva del Burdigaliense un nivel de calizas detríticas; en efecto, en la hoja de Lucena, algo al oeste de Cabra, unos 1.000 metros al sur del río que pasa por esta población, y en donde termina la loma de Cuéllar, yace el Burdigaliense sobre el Triásico. Aquí la base transgresiva está constituida por una alternancia de finos lechos de areniscas y margas arenosas. En una muestra de estas margas areniscosas se ha encontrado la siguiente microfauna: espículas, *Elphidium crispum*, *Sphaeroidina bulloides*, *Pullenia bulloides*, *Planulina ariminensis*, Radiolas, *Rotalia beccarri*, *Bolivinoides miocenicus*, *Globorotalia mayeri*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia menardii* y *Orbulina universa*, fauna evidentemente burdigaliense.

Sobre esta base detrítica, cuya potencia en general no sobrepasa los 20 metros, se desarrolla un Burdigaliense eminentemente margoso con espesores ya considerables. Lo componen unas margas blanquecinas, algo arenosas, que en ocasiones, al descomponerse, recuerdan a las del Neocomiense. Existen también intercalaciones de calizas casi siempre muy margosas y en general de color blanco.

En gran parte de las hojas de Lucena y de Puente Genil el Burdigaliense adopta, en cierto modo, una facies típica de margas estratificadas, casi fajeadas, bastante sabulosas y en ocasiones con alguna delgada intercalación de calizas margosas arenosas; el color es en general blanquecino, con alguna banda más ocrácea. La microfauna que contienen es característica del Burdigaliense, y como ejemplo citaremos las canteras que se encuentran unos dos kilómetros al este de Lucena y algo al sur de la carretera que va a los Llanos de Don Juan; allí aparece la serie margosa que acabamos de describir con la siguiente microfauna: Radiolarios, espículas, *Globigerinata naprimaensis*, *Globigerina concinna*, *G. bulloides*, *Globorotalia fohsi*, *Orbulina universa*, *Cibicides lobatulus*, *Bolivina scalprata-miocenica*, *Gyroidina soldanii*, *Trifarina bradyi*, *Eponides umbonatus*, Diatomeas y *Bolivina arta*.

Esta facies burdigaliense de margas estratificadas se encuentra principalmente en las hojas de Lucena y de Puente Genil, llegando en la de Montilla hasta Aguilar. Hacia el norte, en la hoja de Baena, el Burdigaliense, aunque también de facies margosa, adquiere en general otro aspecto, si bien en muchos casos recuerda, en cierto modo, a la facies de Lucena.

Burdigaliense subbético

En la Sierra de Cabra, sobre las calizas que hemos clasificado como Estampiense-Aquitaniense aparecen unas margas blanquecinas bastante arenosas, en las que no hemos encontrado nunca Orbúlinas. La microfauna que se aprecia al microscopio está compuesta, en líneas generales, por: espículas, Radiolarios, Globigerinas, *Globigerinoides trilobus*, *G. bisphaericus*, *Globorotalia quadrina*, *Globigerina venezuelana*, *G. mayeri* y *Globorotalia fohsi*, habiendo encontrado en una ocasión la *Globigerina dissimilis*. Aparece también con mucha frecuencia fauna resedimentada, como Globotruncanas senonienses y trozos de rocas jurásicas. Excepto la *Globorotalia fohsi*, que prácticamente define un Burdigaliense, el resto de la microfauna es poco determinativa, pero en este caso no hemos dudado en atribuir a este conjunto una edad burdigaliense, pues en el borde norte de la Sierra de Cabra hemos localizado un yacimiento de macrofósiles: en el sinclinal terciario de "El Laderón", al sur de Doña Mencía, encontramos alojadas estas margas y en ellas hemos encontrado la siguiente microfauna:

Pecten cf. cristatocostatus, Sacco.

Pecten josslingi, Sow.

Lucina (Phacoides) incrassata, Dubois.

Pecten valentinensis, Fontannes.

Lingula sp.

Tellina sp.

Capsa fragilis, Linné.

Venus sp.

En general estos restos definen un Burdigaliense-Helveciense, pero la presencia del *P. valentinensis* nos indica una edad burdigaliense para estas margas.

La frecuente presencia en estas margas arenosas de organismos resedimentados y trozos de rocas jurásicas hace suponer una zona costera cercana.

La serie terciaria del Subbético de la Sierra de Cabra termina con estas margas arenosas.

Revistada ya, en líneas generales, la constitución del Burdigaliense, tanto subbético como prebético, queremos hacer algunas consideraciones de conjunto que parecen ser de interés.

Ya hemos visto que, tanto en el ámbito subbético como en el prebético, se produce desde el Cretáceo superior una elevación paulatina y continuada del fondo del mar que culmina con una emersión post-eocena y ante-estampiense; a partir del Estampiense los mares oligocenos invaden de nuevo

las zonas prebética y subbética, y en la primera de ellas parece evidente una nueva emersión post-aquitaniense seguida de una transgresión burdigaliense. Por el contrario, en el Subbético no está claro este movimiento, y lo único que se puede afirmar es que el Burdigaliense se depositó en forma de margas arenosas, sin Orbúlinas y con trazas de haberse sedimentado en una zona próxima a la costa.

De una manera ya hipotética, parece bastante lógico pensar que la falta de deposición del Burdigaliense con Orbúlinas en la Sierra de Cabra sea debido a una emersión intraburdigaliense de este Subbético. Por el contrario, en el Prebético el fondo del mar burdigaliense aumentaba progresivamente, depositándose la potente serie de margas con Orbúlinas.

Finalmente, queremos añadir que si realmente no existe transgresión burdigaliense en la Sierra de Cabra, es posible que este tramo mioceno no se limite exclusivamente a las margas y, por lo tanto, la parte superior de las calizas infrayacentes podrían representar ya al Burdigaliense. En nuestro mapa geológico, y a falta de argumentos más definitivos, hemos establecido el contacto Aquitaniense-Burdigaliense en el paso de las calizas a las margas.

Vindoboniense: Helveciense-Tortoniense

En la zona NE. de las hojas de Montilla y de Puente Genil, en ámbito del Prebético, encontramos una formación esencialmente margo-arcillosa que reposa en su borde sur, en general, sobre el Burdigaliense, y cuyo equivalente estratigráfico debe constituir, hacia el norte, gran parte del relleno del valle del Guadalquivir.

Esta formación la componen, en su parte inferior, unas margas muy arcillosas, azules y grises; a medida que se asciende en la serie se vuelven ocráceas, con finas intercalaciones de areniscas arcillosas ferruginosas que nos indican el comienzo de la regresión que culminará en época posterior.

La litología de esta serie da lugar a una erosión suave, con valles amplios por donde se realiza el drenaje hidrológico de amplias zonas.

También micropaleontológicamente encontramos importantes diferencias con el periodo anterior.

Desaparecen la *Globorotalia praemenardii* y *Globorotalia fohsi*; continúan *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia mayeri*, *Globoquadrinas* y Orbúlinas; comienzan a hallarse *Globorotalia menardii*, *Globorotalia scitula* y *Sphaeroidinellas* de concha vítreas.

La diferencia entre el Helveciense y Tortoniense es difícil y muchas veces dudosa. Para Stainforth, la única diferencia está en que el Helveciense contiene *Globorotalia mayeri*, pero el Tortoniense ya no.

Por levigación se obtienen corrientemente asociaciones del tipo siguiente:

- Globigerina concinna*, Reuss.
- G. bulloides*, D'Orbigny.
- Orbulina suturalis*, Brönnimann.
- Orbulina universa* (D'Orbigny).
- Globorotalia menardii* (D'Orbigny).
- Globorotalia scitula* (Brady).
- Nonion boueanum* (D'Orbigny).
- Trifarina bradyi*, Cushman.
- Uvigerina peregrina*, Cushman.
- Bolivinoides miocenicus*, Gianotti.
- Hopkinsina bonomiensis* (Fornasini).
- Elphidium complanatus* (D'Orbigny).
- Elphidium crispum* (Linneo).
- Cibicides lobatulus* (Walker y Jacob).
- Cibicides pseudoungerianus*, Cushman.
- Eponides umbonatus* (Reuss).
- Robulus, Nodosaria, Stilosomella y otros Lagénidos.
- Bolivina, Bulimina y otros Bulimínicos.

La potencia de la serie helveciense-tortoniense es muy difícil de estimar, dada la naturaleza de los estratos, lo que impide reconocer cualquier estructura que pueda existir en ella.

Tortoniense alto-Mioceno superior

Acabando la secuencia sedimentaria marina encontramos, también en el ámbito prebético, una serie detrítica que reposa sobre formaciones, en general miocenas, depositadas anteriormente.

Esta serie detrítica nos aparece, principalmente, en cuatro zonas: la primera se extiende alrededor de los pueblos de La Rambla y Montemayor, y llega hasta el de Fernán-Núñez. El pueblo de Montilla se encuentra encerrado en medio de la segunda. A Aguilar le ocurre lo mismo respecto de la tercera y finalmente la cuarta se extiende al NE. de Puente Genil.

La regresión iniciada al final del periodo anterior culmina aquí. Se deposita una serie francamente detrítica formada por unas areniscas bien estratificadas en bancos de 0,20 a 1,00 metros de potencia de colores amarillos y grises, algo ferruginosos, de abundante cemento calizo y cuyos elementos son en general de cuarzo. El tamaño de ellos es normalmente el de las arenitas de grano fino y medio.

Normalmente, a medida que subimos en la serie las areniscas están menos cementadas, encontrándose niveles que son prácticamente arenas. En los alrededores del pueblo de Montemayor aparecen unos bancos de con-

glomerados de cantes poligénicos rodados, que alternan con estos nivel arenosos y que creemos son la parte superior de la formación en esta región.

De una manera general, las areniscas ocupan topográficamente las partes altas, por ello están muy erosionadas; la potencia real depositada es imposible de evaluar, pero pensamos que en la actualidad es difícil de encontrar lugares en donde midan más de una treintena de metros. Se encuentran algo plegadas, pero los buzamientos no son superiores a los veinte grados.

Micropaleontológicamente encontramos una fauna, que va disminuyendo progresivamente hacia la parte alta hasta llegar a ser estériles en muchas ocasiones, en la que predominan los fósiles de ambiente nerítico, litoral e especialmente:

Rotalia beccarii (Linneo).

Rotalia inflata (Sequenza).

Cibicides lobatulus (Walker y Jacob).

Nonion boueanum (D'Orbigny).

Elphidium crispum (Linneo),

pero sin dejar de encontrarse los pelágicos, especialmente Globigerinas.

Macropaleontológicamente suelen hallarse Lamelibranquios, pero en bastante mal estado de conservación.

En Montemayor hemos encontrado, al lado de su cementerio, un yacimiento abundante de *Cassostrea crassissima*, Lem.

Datar el techo de esta serie detrítica es difícil, por la falta de fósiles de terminativos. Por estar encima y en sucesión continuada con la serie mar gosa helveciense-tortoniense —el yacimiento de Montemayor lo abona no cabe duda de que parte de ella por lo menos pertenece a la parte alta del Vindoboniense. Pero la edad de los niveles superiores queda imprecisa. Pensamos que en ellos debe estar representado el Mioceno superior. Es una hipótesis, por el momento, solamente; quizás posteriores hallazgos paleontológicos permitan esclarecer esta cuestión y dilucidarla de una manera definitiva.

CUATERNARIO

Aluvial

Esta formación se presenta en franjas que siguen los cursos de los principales arroyos y ríos; su constitución es variadísima y función de los terrenos más antiguos que existen en sus proximidades. Pequeñas huertas s

alojan en dichos aluviales, formados principalmente por arcillas, arenas y cantos, constituyendo las pocas zonas de regadío de la región.

Diluvial

Aparece fundamentalmente en las hojas de Montilla y Puente Genil, formando extensas llanadas margosas y arcillosas que en general descansan sobre las formaciones terciarias y que proceden de la descomposición de estos terrenos.

Diluvial detrítico

En el ángulo NO. de la hoja de Montilla, hacia el pueblo de San Sebastián de los Ballesteros, encontramos un recubrimiento, que creemos diluvial, formado por conglomerados poligénicos bastante sueltos y de arenas que se extienden hacia el norte, sobre todo en la vecina hoja de Posadas, en donde tiene gran desarrollo superficial.

En nuestra área, esta formación, en general, no posee gran espesor, aflojando a menudo, en medio de ella, el substratum arcilloso helveciense-tortoniense. Como es natural, ocupa zonas de topografía relativamente elevada.

C) TECTONICA

1. Generalidades

Como ya hemos dicho, la tectónica de la zona, en especial la que se refiere a la hoja de Lucena y sur de Baena, es extraordinariamente compleja y su interpretación ha de llevarse a cabo en relación con los factores que determinan la tectónica regional.

Entramos, por lo tanto, en el muy importante problema de la tectónica de las Cordilleras Béticas, cuestión que está siendo estudiada desde hace más de cincuenta años por algunos de los más prominentes geólogos españoles y extranjeros, sin que todavía, para algunos problemas, haya podido ser encontrada solución satisfactoria y sin que algunas de las brillantes teorías expuestas hayan conseguido obtener plena confirmación.

Hemos creído necesario exponer en estas primeras páginas, de una forma esquemática y sucinta, el estado actual de las ideas sobre la tectónica de la región Bética. A continuación reseñaremos nuestras observaciones en el área objeto del estudio y veremos si se adaptan o no a las teorías emitidas sobre el Prebético y Subbético. Finalmente, expondremos brevemente nuestras ideas sobre la historia geológica de la zona y de su orogenia.

2. Estado actual de los conocimientos sobre las Cordilleras Béticas

Sería pretencioso intentar exponer de una manera completa, en este breve párrafo, las teorías sobre la génesis y disposición tectónica de las Cordilleras Béticas. De todas formas, vamos a tratar de hacer un breve resumen de las teorías actualmente más en boga.

Se conoce por Cordilleras Béticas a la región S. y SE. de España, limitada por el mar al Sur y al Este, y al NO. y Norte por una línea en arco, que discurriría por la parte central de las provincias de Córdoba y Jaén, tercio septentrional de la provincia de Murcia y parte norte de la de Alicante, señalando esta última región lo que se conoce por el límite de Subbético y Prebético.

Las características tectónicas de esta amplia región son extraordinariamente complejas.

Existen en ellas series alóctonas, cuyo deslizamiento, para algunos autores, es de gran magnitud; fenómenos de arrastre y cobijadura, series para-autóctonas con deslizamientos locales, pliegues y movimientos que en general tienen vergencia al norte, pero que localmente la presentan al sur, etc.

Para la interpretación de este conjunto de complejos fenómenos han sido creadas, como hemos dicho anteriormente, muy diferentes teorías.

No hay lugar en esta Memoria, repetimos, para entrar en el análisis de las mismas. Recomendamos, para su estudio comparativo, la lectura de las obras de Fallot, Blumenthal y Staub, citadas en la bibliografía adjunta, así como la publicación de Alastraú "Estructura de las Cordilleras Subbéticas en su sector central".

Según las teorías actuales sobre la cuestión, pueden distinguirse, en el conjunto de las Cordilleras Béticas, las siguientes unidades estructurales diferentes.

a) PREBÉTICO.

Llamado también "Bet-Ibérico" por algunos autores (escuela de Staub), constituye el arco externo septentrional de las cadenas béticas. Está constituido por formaciones mesozoicas y terciarias, de facies nerítica o epicontinental, y disposición autóctona o para-autóctona.

Como más adelante diremos, esta definición del Prebético no encaja enteramente con las características de las formaciones que, en nuestra zona, marginan al Subbético. En su momento trataremos de definir el Prebético de nuestra área.

b) SUBBÉTICO.

Conjunto alóctono formado por una serie margo-caliza que comprende desde el Trías germano-andaluz hasta el Mioceno.

El Subbético desliza hacia el norte sobre el Prebético meridional, y se estima que la magnitud del deslizamiento puede suponer del orden de diez a veinte kilómetros. Se extiende el Subbético por la parte septentrional de las Cordilleras Béticas, desde el este de Murcia a la región occidental andaluza, y se estima la anchura media de la franja subbética en el orden de unos 30 a 50 kilómetros.

c) BÉTICO PROPIAMENTE DICHO.

Comprende, al sur del Subbético, una franja de unos 60 kilómetros de anchura media.

De acuerdo con los criterios mantenidos hasta ahora, dentro del Bético

propriamente dicho habríamos de distinguir tres elementos tectónicos superpuestos: el Bético de Sierra Nevada, las Alpujárridas-Rondaides y el Bético de Málaga. Estos tres elementos estarían superpuestos entre sí, es decir, el Bético de Málaga sobre las Alpujárridas-Rondaides, aquéllas sobre el Bético de Sierra Nevada y éste, a su vez, sobre el borde meridional del Subbético.

Esta teoría, admitida hasta fecha prácticamente actual, suponía que el Bético de Sierra Nevada estaba formado por elementos cristalinos (e incluso mesozoicos) deslizados hacia el norte y cabalgando al Subbético meridional.

Sin embargo, como vamos a ver seguidamente, es probable, según las últimas teorías, que el Bético de Sierra Nevada sea autóctono, o a lo más para-autóctono, y ello, de confirmarse, obligaría a una revisión completa de las teorías sobre la tectónica del conjunto del Bético propiamente dicho.

De todos modos, vamos a examinar muy someramente la constitución de estos tres subelementos tectónicos.

c) *Bético de Sierra Nevada*.—A la luz de los últimos descubrimientos, el Bético de Sierra Nevada estaría constituido por una cúpula, autóctona o a lo más para-autóctona, de pizarras y esquistos poco metamórficos pertenecientes al Devoniano superior y Carbonífero.

Según ellos, en disposición que no reflejaría ningún despegue importante, se hallarían las formaciones de la Mischungszone, constituidas por esquistos y mármoles de edad Carbonífero superior y Permiano, continuación inmediata, por lo tanto, de las de la cúpula de Sierra Nevada.

c) *Alpujárridas-Rondaides*.—De acuerdo también con las más recientes teorías, a las Alpujárridas correspondería el potente conjunto de Permotrías y Trías alpino, que, según los autores, formaría uno o varios mantos deslizados sobre Sierra Nevada. Esta aparecería, por lo tanto, en ventana tectónica por debajo de aquéllos. A su vez las Rondaides formarían, siempre para estos autores, un elemento tectónico de análoga constitución y de igual significación tectónica que las Alpujárridas, y que aparecería, más al oeste, por debajo de la zona frontal del Bético de Málaga.

Sin embargo, los estudios recientes, por no decir actuales, parecen estar comprobando que la sucesión Permotrías-Trías alpino de las Alpujárridas-Rondaides no es sino la serie estratigráfica normal, continuación de la de la Mischungszone, y que sus relaciones tectónicas con aquélla no son sino un pequeño desplazamiento diferencial, originado por la plasticidad de las filitas de la base del Trías alpino.

c) *Bético de Málaga*.—El Bético de Málaga está formado por un conjunto paleozoico que deslizaría sobre el borde meridional de las Alpujárridas-Rondaides.

El significado de una orla mesozoica, en la parte septentrional del Bético de Málaga, está hoy sujeto a discusión.

Esta sería, en síntesis, la disposición tectónica de las Cadenas Béticas y, como vemos, su interpretación presenta todavía muy importantes lagunas y problemas pendientes de estudio.

Dentro de las Cadenas Béticas, es el Subbético de la región que ahora más nos interesa, ya que a él corresponde la zona de nuestro estudio y, por lo tanto, nos vamos a extender muy ligeramente en el próximo párrafo, en la descripción de sus más importantes características.

d) LOS PROBLEMAS DEL SUBBÉTICO.

Es el Subbético, después de los estudios de Blumenthal y muy especialmente de Fallot y su escuela de geólogos, la mejor conocida de las regiones tectónicas que constituyen las Cordilleras Béticas.

Ello no obstante, se presentan todavía en su estudio una serie importante de problemas pendientes y de soluciones que han de ser objeto de revisión.

Como hemos dicho, está constituido el Subbético por un Trías germano-andaluz, sobre el que se ha sedimentado un conjunto calizo-margoso con facies en general profunda, que se extiende desde el Trías al Terciario.

Determinadas variaciones de facies, y problemas tectónicos locales, obligaron a algunos autores a crear subdivisiones dentro del Subbético, de tal modo que éste aparecía como una sucesión de mantos de arrastre superpuestos.

La existencia, en el área del Subbético, de una potente masa del Trías con facies característica, la facies germano-andaluza de Fallot, ha dado origen a distintas interpretaciones sobre su papel tectónico.

Para Fallot y Blumenthal, al que se debe la denominación de Trías citrabético, este Trías sería la base de la serie subbética que en algunos sitios, debido a despegues diferenciales resultantes de los empujes, se habría extravasado cabalgando la serie jurásica y cretácea. Para Staub este Trías, la "Nappe de Antequera", tiene personalidad propia y constituye un auténtico manto de deslizamiento. Con esta interpretación original hacía posible el suponer que el Subbético fuese el complemento estratigráfico deslizado de las Alpujárridas.

Del mismo modo Blumenthal creó su concepto de "Penibético", que, en forma de tres mantos superpuestos (externo, medio e interno), habría de constituir la zona meridional del Subbético.

Hoy día se admite por la mayor parte de los geólogos la identidad del Penibético externo y medio con el Subbético, pero que por su situación tectónica parecen hallarse en directa relación con la zona frontal del Bético de Málaga.

Volviendo de nuevo al Subbético propiamente dicho, ya hemos indicado la facies de las formaciones que lo constituyen. Uno de los problemas que a este respecto se ha planteado es la aparente ausencia de alguno de los términos de la serie jurásica y cretácea, en una sedimentación, en general, de facies profunda, aparentemente continua, y sin que se aprecien señales de fenómenos transgresivos y regresivos. Nosotros pensamos que en el ámbito de nuestra zona lo hemos resuelto al haber logrado determinar, gracias a las clasificaciones macro y micropaleontológicas, la existencia completa de la serie secundaria, sin hiato ninguno en la sedimentación.

Respecto a la autoctonía u aloctonía del Subbético, diremos que en general los geólogos que lo han estudiado han visto en él una serie deslizada; aunque es verdad que poco a poco, a medida que se ha ido estudiando más profundamente esta cuestión, se ha reducido la envergadura de los deslizamientos. Así Fallot, en sus últimos trabajos para la región occidental del Subbético, en la zona de nuestro trabajo, aun creyendo en la aloctonía de las formaciones, no se atreve a pronunciarse decididamente en esta cuestión; al marchar hacia el este dice que el deslizamiento adquiere mayor importancia. En Guadiana Menor evalúa el desplazamiento del Subbético sobre el Prebético quizás en 20 kilómetros. Por otra parte, más al oriente, en la provincia de Murcia, en la Sierra de la Lavia (Cehegín), se observan vergencias hacia el sur en lugar de hacia el norte. Esto obedecería, también según Fallot, a fenómenos de "contragolpe", es decir, a retrocesos de los empujes orogénicos que provocan el movimiento, una vez que éstos han alcanzado el rígido ante-país. De este modo los referidos empujes son denominados por Fallot "antibéticos".

Actualmente los ingenieros de Minas señores Navarro y Trigueros, que están estudiando el borde sur del Subbético de la provincia de Murcia, opinan que estos pliegues de vergencia sur corresponderían a normales empujes norte-sur en el borde meridional del surco bético, en una cierta forma de simetría con los empujes norte, que en la franja septentrional del referido surco producen vergencias hacia el norte.

e) CUADRO RESUMEN.

Vemos, por lo tanto, que en el conjunto de las Cordilleras Béticas actualmente se distinguen de norte a sur los siguientes elementos:

- Prebético.
- Subbético.
- Possiblemente Penibético.
- Bético propiamente dicho.
- Bético de Málaga.

3. La zona estudiada

Después de esta visión general, estamos en condiciones de examinar las características tectónicas esenciales del área objeto de nuestro estudio y ver si se adaptan a ella estos conceptos generales que la bibliografía geológica ha establecido para la región Bética, considerada en conjunto.

En nuestra zona encontramos una serie estratigráfica que abarca desde el Trías hasta el Paleoceno inclusive, sin hiato alguno en la sedimentación, sobre la que encontramos, discordante, diversos niveles terciarios. Ocupa el cuadrante SO. de la zona, situado fundamentalmente en las hojas de Lucena y sur de la de Baena.

Junto a ella, y ocupando el resto del área estudiada, hallamos otra serie en la cual, sobre el Trías de facies germánica, pero en tránsito al Trías germano-andaluz, yacen las carniolas y quizás las dolomías del Lías inferior. Directamente sobre este conjunto, en discordancia erosiva, encontramos formaciones cretáceas en facies unas veces iguales y otras distintas a las subbéticas. También aquí la serie acaba con distintos tramos terciarios. Es a este conjunto al que llamamos Prebético.

Como se desprende de lo que acabamos de decir, el establecimiento de los conceptos de Prebético y Subbético lo hemos hecho, en su origen, en función de esa diferenciación que existe entre las series estratigráficas. Estas anomalías estratigráficas nos llevan, para poder explicarlas, al ámbito de la Tectónica, y ésta es la razón por la que los conceptos, originariamente estratigráficos, adquieran más tarde un contenido tectónico.

PREBÉTICO.—En nuestra área el Prebético creemos se puede considerar fundamentalmente autóctono; eso sí, dado que esta zona ha sido fuertemente plegada y que las formaciones subbéticas se han deslizado encima de ella, es posible se hayan producido roturas dentro de él, con movimientos de despegue de pequeña envergadura, formando escamas en las que los diversos tramos prebéticos se cobijan entre sí, que en algunos casos pueden llegar incluso a cabalgar las mismas formaciones subbéticas.

Estos movimientos del Prebético, en cuanto a su desplazamiento horizontal se refiere, pensamos serían de poco alcance, disminuyendo, en cualquier caso, su magnitud a medida que se marcha hacia el norte y nos alejamos del contacto con las formaciones subbéticas.

Como es frecuente, el Trías, fundamentalmente plástico, es el que reacciona de una manera más sensible ante los empujes tangenciales, extravasándose y cobijando a formaciones más recientes.

En un sondeo que hemos realizado en el arroyo Santa María, al SO. de

Doña Mencía —al que más tarde nos referiremos—, después de pasar 183 metros de Trías se entró en formaciones cretáceas. Para nosotros es un ejemplo de este extravasamiento del que acabamos de hacer mención.

Lo mismo se puede ver en la zona del Salobral y Zamoranos, al sur de la hoja de Baena. Allí también el Trías prebético cabalga a formaciones más recientes.

Los rasgos tectónicos de este país prebético son confusos, sin directrices claras de las que se puedan sacar conclusiones válidas respecto a las direcciones de los empujes.

Esta circunstancia se ve aumentada por el hecho de que las formaciones son en general margosas, bastante plásticas, en donde las direcciones de los plegamientos se pueden reconocer con dificultad; además, los distintos niveles terciarios yacen discordantemente entre sí.

De todas maneras, a partir del Vindobonense superior, al que pertenecen las formaciones detríticas de Montilla, los empujes han sido suaves, puesto que éstos se encuentran plegados, en general, con buzamientos inferiores a los 20 grados.

En el apartado en el que nos referimos a la historia geológica de la región hablaremos de la edad de los plegamientos que afectaron a este país prebético y de las relaciones tectónicas que las distintas formaciones tienen entre sí.

SUBBÉTICO.—Abordaremos el estudio del área subbética. Como ya hemos dicho, la zona sur de la hoja de Baena y la de Lucena se encuentran, en su mayor parte, formadas por sedimentos subbéticos que se han deslizado sobre un país prebético autóctono.

El frente septentrional del Subbético deslizado viene definido por el borde norte del macizo montañoso que se eleva al sur de los pueblos de Doña Mencía, Luque y Zuheros.

Las formaciones subbéticas presentan, en líneas generales, identidad de facies en sus distintos tramos, a excepción de la parte norte, precisamente en la sierra que constituye el borde norte del Subbético. Aquí, como ya decimos en el capítulo de Estratigrafía, la facies titónica, que en el resto de la zona abarca hasta el Bathoniense inclusive, se reduce, comprendiendo solamente al Malm; el Dogger superior presenta una facies oolítica típica.

Esta desigualdad en la sedimentación, junto con la posición tectónica que ocupan, hace que consideremos en el Subbético de nuestra área la existencia de dos unidades tectónicas: una, la serie que comprende el oolítico de la Sierra de Cabra; la otra, el resto de las formaciones subbéticas. Con esto no excluimos la posibilidad de que, en el lugar originario de deposición, ambas unidades se hubieran sedimentado muy cerca una de la otra,

indicando solamente la facies oolítica la mayor proximidad al borde subbético. Pero esta cuestión ya la trataremos con más detalle en otro apartado.

Vamos ahora a estudiar de sur a norte las estructuras de esta zona.

En el ángulo SE. de la hoja de Lucena hallamos las alineaciones montañosas de las sierras de Rute y Horconera, en las que se encuentran los vértices más elevados de toda el área. En conjunto, son una serie de estructuras muy agudas y rotas en las que “a grosso modo” podemos distinguir tres anticlinales y dos sinclinales: el del Puerto del Espino, y su prolongación el del Cerezo, y el del Puerto de Mahina. Los ejes de estas estructuras se sumergen hacia el SO. y NE. para ser recubiertos por las formaciones blandas del Lías superior y Dogger. La estructura más oriental, en donde se encuentra el pico Tiñosa, está claramente fallada y montada sobre las formaciones que la marginan por el norte. En general el flanco septentrional está muy roto y fallado, aunque en su parte más occidental se puede llegar a reconocer la serie estratigráfica bastante completa. Asimismo, en el flanco meridional de la estructura de la Tiñosa, encontramos al Cretáceo superior en contacto con las calizas liásicas merced a una falla longitudinal de gran desarrollo y por intermedio de una banda delgada de Keuper.

Al norte de las sierras, en inmediata relación con ellas, encontramos las elevaciones de la Sierra de Pollos.

La Sierra de Pollos o de Jaula está constituida por dos anticlinales muy agudos, enlazados por un sinclinal. Aquí también encontramos las estructuras falladas con roturas que dan lugar a contactos anormales entre distintas formaciones. La estructura más meridional, en su parte oeste, está fallada y volcada hacia el sur (excepcionalmente, pues en la zona la vergencia general es hacia el norte). Esta vergencia desaparece hacia el este, pues la falla llega a laminar completamente al flanco sur.

Los estratos de la Sierra de Pollos, en su ladera norte, están montados sobre el Trías que ocupa la depresión del río Palancar. Este Trías forma parte de una faja alargada que cruza en dirección SE.-NO. la hoja de Lucena.

A continuación nos referiremos a él con algún detalle, pues, a nuestro juicio, desempeña un papel importante en la comprensión de la tectónica de este país.

En las inmediaciones y al oeste del pueblo de Carcabuey, entre los kilómetros 35 y 37, la carretera de Cabra a Priego corta una formación de margas apizarradas grises que, por la fauna encontrada, pertenecen al Cretáceo inferior; estos estratos yacen directamente sobre el Trías y, a nuestro juicio, se han depositado directamente sobre él. La posición y la forma como se hallan nos impide pensar en la posibilidad de un contacto mecánico entre los dos terrenos. Esto nos obliga a creer que el Trías de Carcabuey, con este Cretáceo depositado encima, pertenece al Prebético más o menos autóctono y que aparece como ventana tectónica entre los afloramientos del Subbético de esta zona.

Este Trías que, como ya hemos dicho, atraviesa la hoja de Lucena en dirección SE.-NO., continúa hacia el norte por la vecina hoja de Alcaudete y por la parte sur hacia la de Puente Genil y norte de la de Benamejí. Toda esta importante masa triásica presenta análoga facies; con esto no queremos insinuar, en absoluto, que toda ella pertenezca al Prebético. Al contrario, pensamos que en esta mancha continua triásica, como en otras de esta región, se han debido poner en contacto dos Trías, el Prebético y el Subbético, de análogas características litológicas.

Volviendo a esta zona de la hoja de Lucena, a este Trías se le ve yaciendo en bastantes sitios sobre formaciones más recientes; en efecto, en la estructura de Gallinera se puede ver cómo su flanco meridional se sumerge debajo de la serie triásica. Al este de esta elevación y en sus proximidades se encuentra un sinclinal triásico con calizas del Muschelkalk, encima de un Neocomiense perfectamente datado. Al sur de la Sierra de Gaena y cerca del cortijo de las Animas, en el camino que bordea el arroyo de las Labores, se observa un corte del terreno en el que debajo de las margas triásicas aparece también el Neocomiense con Ammonites piritosos.

Para nosotros esta posición anormal nos la explicamos como un cabalgamiento de este Trías autóctono sobre las formaciones subbéticas que lo marginan por el norte, debido a un arrastre local del substratum prebético como consecuencia del proceso deslizatorio a que ha estado sometida la zona.

Pasado este Trías nos encontramos la citada estructura de Gallinera, que es un anticlinal volcado y fallado en su flanco norte, que reposa sobre el Cretáceo inferior. Su flanco sur se sumerge debajo del Trías, como acabamos de decir.

La alineación de los Leones, en el extremo más oriental de la hoja de Lucena, es asimismo un anticlinal agudísimo, con su flanco norte laminado y montado sobre las formaciones que rellenan al valle del río Palancar.

Continuando hacia el norte nos encontramos con la Sierra de Gaena; esta estructura es un anticlinal, mejor dicho un domo, en cuyo borde occidental fallado se pone anormalmente el Lías en contacto con el Neocomiense. Inmediatamente al ceste encontramos otra estructura similar a la de Gaena, cuyo flanco oeste es recubierto por los sedimentos terciarios del valle donde se encuentra situado el pueblo de Lucena. Este valle está marginado al norte y sur por pequeños afloramientos secundarios: los de la sierra de Araceli y los que aparecen al sur del vértice de Mortera. Ambos son estructuras bastante rotas, y para nosotros tienen la significación de "klippe" subbéticos en medio de una sedimentación terciaria autóctona.

En la parte central de la hoja de Lucena y al sur de la carretera de Priego a Cabra encontramos unas elevaciones calizas —Camorra, Camorrilla, Las Jarcas, Palojo y cerros de Puerto del Escaño— que señalan el comienzo de un gran cabalgamiento de las formaciones subbéticas sobre las también subbéticas que constituyen el armazón de la Sierra de Cabra.

La mayor parte de los bordes de estas elevaciones están en contacto, por falla, con formaciones que la rodean. Siguiendo la citada carretera, a partir del kilómetro 19, se puede ver muy bien la cobijadura de la que hablamos; hasta el kilómetro 24 encontramos al Suprakeuper encima del Aquitaniense, nivel superior de la unidad tectónica que hemos llamado "oolítico de la Sierra de Cabra".

A partir del kilómetro 24 el Suprakeuper yace en general sobre el Dogger oolítico.

Creemos que los "klippe" que encontramos al norte de la carretera, y de los que hablaremos más adelante, están en relación con el cabalgamiento de estas elevaciones, y que en una primera fase serían solidarias con ellas y que posteriormente, debido, o bien a la erosión o a movimientos gravitatorios, se han aislado o deslizado algunos kilómetros para alcanzar su actual posición.

Inmediatamente al norte de la tanta veces citada carretera nos encontramos con la Sierra de Cabra, importante macizo montañoso que desde los alrededores de este pueblo se extiende hacia el oeste, encuadrado por los pueblos de Doña Mencía, Zuheros, Zagrilla y Carcabuey.

Se trata, en líneas generales, de una estructura anticlinal más o menos ondulada, cuyo flanco sur buza suavemente y cuyo borde norte coincide con el frente de deslizamiento del Subbético sobre las formaciones prebéticas de la campiña.

El bloque central de la estructura ha descendido debido a dos fallas longitudinales de descompresión —una de ellas situada ya en la hoja de Baena—, no de gran salto pero sí de desarrollo y que han jugado en una fase tardía. También encontramos fallas transversales del mismo carácter, como la que se encuentra hacia el kilómetro 23 de la carretera de Cabra a Priego, que ha hecho descender el bloque occidental.

Por otra parte, el eje de la estructura se inclina al marchar hacia poniente, y a ello se debe que la sierra presente en su borde occidental una ladera estructural con claro buzamiento oeste.

El borde norte de la sierra —montado sobre el Prebético— está, en general, jalónado por el Keuper, base de la serie subbética deslizada. En los alrededores de Doña Mencía es el Aquitaniense subbético el que reposa encima del Cretáceo inferior prebético, aunque se observan también aquí láminas de Keuper entre ambas formaciones.

En esta zona los estratos secundarios de la sierra parece que buzan hacia el norte, como si terminase así la estructura anticlinal deslizada a la que ya hemos hecho mención.

Al marchar hacia Zuheros el frente se hace cada vez más roto, con amplias zonas fuertemente milonitzadas; pasado el pueblo, la sierra avanza hacia el norte en forma de espolón, en cuya extremidad y en su parte más baja surge la importante fuente de Marbella. Aquí las calizas del Lías inferior y del Keuper reposan sobre el Cretáceo prebético.

Al oeste del pueblo de Luque, y entre el frente de la sierra propiamente dicho y la carretera a Córdoba, hay una zona formada por una serie de cerros calizos muy trastornados y desordenadamente dispuestos; para nosotros son retazos de las calizas subbéticas que se han desgajado de la sierra, avanzando todavía más hacia el norte y que flotan sobre el Prebético autóctono.

En su extremidad oriental las formaciones calizas de la sierra se inclinan notablemente, saliendo en su parte más baja la caudalosa fuente de Alhama.

El armazón de la Sierra de Cabra lo constituye lo que hemos llamado la "serie oolítica de Cabra". Sobre él encontramos montados una serie de paquetes deslizados, constituyendo una segunda escama, que de saliente a poniente son "a grosso modo": las sierras de Alcaide, Abuchite, Peña de Miguel Pérez, Lobatejos, Cerro de la Ermita de Nuestra Señora de Cabra, y todas las elevaciones calizas al norte y en las inmediaciones de Cabra.

Estos paquetes deslizados, donde están más completos comienzan con un Keuper de facies germánica, siguen con el nivel de carniolas del Suprakeuper, para terminar con un tramo de calizas dolomíticas grises y otro de calizas blancas, rara vez oolíticas, del Lías inferior-medio.

Todos estos corrimientos se han realizado aprovechando la superficie plástica del Keuper, que ha debido servir de superficie lubricante.

Como ya dijimos, creemos que la raíz de esta segunda escama subbética hay que buscarla en los cabalgamientos ya descritos del cerro de las Jarcas, Camorra, Palojo y Puerto Escaño.

La realidad de los deslizamientos de la segunda escama sobre la "serie oolítica de Cabra" lo hemos comprobado en dos sondeos para alumbramiento de aguas subterráneas en el valle del río Palancar, hacia el kilómetro 29 de la carretera de Priego a Cabra. En ambos, después de atravesar unos 80 metros de carniolas del Suprakeuper, y sobre todo de margas y yesos del Keuper, se alcanzaron las calizas oolíticas del Dogger superior de la primera escama, donde se encontró un acuífero en carga con agua surgiante. (Volveremos sobre esta cuestión con más detalle en el apartado de sondeos realizados en la zona.)

Tres sondeos de investigación realizados en la falda occidental de la sierra, en los alrededores de Cabra, emboquillados todos ellos en el Keuper, base de la segunda escama, después de atravesar una potencia variable de unos 20 a 40 metros de esta formación, entraron en las calizas del Oligoceno-Aquitaniense.

Los paquetes corridos se apoyan sobre distintas formaciones de la primera escama, casi siempre por intermedio de una lámina de Keuper más o menos potente. Pero allí donde ésta falta, la superficie de fricción es una zona tremendamente milonitizada; es lo que se puede ver muy bien en la carretera que, de Carcabuey a Luque, cruza la sierra de norte a sur.

A veces también ocurre que el Trías, base de la segunda escama, se pone en contacto en algunos sitios con el Trías prebético, siendo en estos casos im-

posible de diferenciarlos con exactitud. Tal ocurre al sur de la Sierra Alcaide y en el borde occidental de la Sierra de Cabra.

Las fallas de descomposición, a las que ya nos hemos referido, afectan por igual a las dos escamas; así podemos ver que el hundimiento del bloque central de la Sierra de Cabra ha hecho descender también a las formaciones corridas que tenía encima; este es el caso del cerro de la Ermita de Nuestra Señora de Cabra y de Lobatejos. Debido a esto, mientras que al pie de la ermita el Keuper está sobre el Aquitaniense y el Neocomiense de la "serie oolítica", en Lobatejos se llegan a poner en contacto las calizas del Lías inferior de la segunda escama con las oolíticas de la primera.

En resumen: la Sierra de Cabra está formada por formaciones subbéticas deslizadas sobre un Prebético más o menos autóctono. Su borde norte coincide con el frente del Subbético en esta área.

En detalle, el macizo montañoso está constituido por dos escamas montañosas, una encima de la otra, habiéndose utilizado en general como superficie de deslizamiento la plasticidad del Keuper.

Esta tectónica movida ha dado lugar a una serie de ventanas y de "klippes" (a veces, por sus dimensiones, imposibles de cartografiar) de una belleza y significación extraordinaria.

La escama inferior, que constituye el soporte de la sierra, presenta variación de facies en el Dogger superior respecto a las formaciones subbéticas del resto de la zona por nosotros estudiada.

Para terminar diremos que en los alrededores y al SE. del pueblo de Puente Genil se vuelve a encontrar una mancha del Subbético rodeada por formaciones prebéticas.

Son afloramientos muy rotos, en su mayor parte formados por sedimentos cretáceos y terciarios, como los de la Sierra del Castillo. No obstante hemos encontrado el Dogger oolítico y la facies titónica del Malm, ambos idénticos a los de la escama inferior de la Sierra de Cabra.

Finalmente, podríamos compendiar el aire tectónico de la zona diciendo que el Subbético deslizado sobre el Prebético está formado, en líneas generales, por un conjunto de escamas que se cabalgan unas a otras, cabalgamientos que pueden tener gran magnitud, como ocurre en la Sierra de Cabra. Incluso el Trías autóctono a veces se ve afectado por esta tectónica, pudiéndolo encontrar cobijando a su vez a las formaciones subbéticas.

Este aire tectónico encaja, a nuestro juicio, perfectamente con la mecánica del proceso deslizatorio; efectivamente estas roturas, despegues y cabalgamientos de las formaciones subbéticas se han debido producir motivadas por la inercia propia de la masa deslizada en movimiento, cuando éste se fue frenando a causa de los rozamientos con el país autóctono.

Magnitud del deslizamiento.—Las formaciones subbéticas que hoy día encontramos sobre el Prebético se han debido depositar más al sur de nues-

tra área. Los deslizamientos han tenido sentido sur-norte. Esto nos lleva plantearnos el problema de la magnitud de estos deslizamientos.

Es una cuestión siempre muy difícil de aclarar, máxime si no se ha hecho un estudio regional detallado de todo el Subbético. Nosotros, por las observaciones realizadas en la zona, sólo estamos en condiciones de dar cifras mínimas. A nuestro juicio el alcance de estos movimientos ha sido grande y creemos poder cifrarlos, como mínimo, de 20 a 25 kilómetros. Efectivamente, como ya hemos dicho, en los alrededores de Carcabuey aparece, en ventana tectónica, depositado directamente el Cretáceo inferior prebético sobre el Triás. Esto supone que las formaciones subbéticas más avanzadas de la hoja de Baena han sobrepasado a la citada ventana unos 15 kilómetros. Pero el hiato en la sedimentación que encontramos en el Prebético durante todo el Jurásico nos hace pensar que las formaciones subbéticas que lo rodean han debido depositarse en una zona alejada, más al sur, por lo menos en la vecina hoja de Rute. Este razonamiento es el que nos ha llevado a cifrar el alcance del deslizamiento en la cifra antes citada pero volveremos a repetir que es una cifra mínima y sin ninguna pretensión de exactitud.

Historia geológica de la región: edad de los plegamientos.—Del substratum paleozoico de nuestra área nada diremos, dado que no aflora en ella.

Durante el Triás debieron reinar, tanto en el área prebética como en la subbética situada inmediatamente más al sur, análogas condiciones de sedimentación. Las formaciones son continentales, salobres, que nos indica una cuenca de deposición completamente cerrada.

De todas formas, en esta época se reconoce la existencia de un episodio marino en el que se depositan el tramo característico de las calizas del Muschelkalk. Esta uniformidad de los sedimentos prebéticos y subbéticos continúa durante el Rético.

A partir del final de este periodo se puede ya observar, por vez primera, la existencia del surco subbético donde se van a depositar sedimentos de una forma continuada a lo largo de todo el resto del Secundario y comienzo del Eoceno.

El área que hasta ahora había funcionado como única cuenca de sedimentación se fracciona en dos: la parte situada al norte —el área prebética— va a ser zona emergida con un hiato en la sedimentación durante gran parte del Secundario. La meridional es la ocupada por el ya citado surco subbético.

Este cambio en el signo sedimentario de la zona, y su diversa historia geológica en las épocas posteriores, nos hace pensar que ya después del Triásico debieron haber movimientos que elevaron una parte del país y deprimieron la otra. Estos movimientos post-triásicos creemos que, fundamentalmen-

te, fueron verticales, posiblemente de báscula, y no debidos a empujes tangenciales.

Durante el Hetangiense y Sinemuriense, en el surco subbético, se depositan calizas dolomíticas y calizas marmóreas alguna vez oolíticas. Son sedimentos costeros, arrecifales, indicadores de unas condiciones favorables para la formación de la dolomita, condiciones no existentes hoy en la naturaleza, pero que según las investigaciones recientes exigían abundancia de CO₂ y presiones altas. En cualquier caso, sedimentación de cuencas más o menos cerradas, pero siempre en comunicación con el mar.

En el periodo que abarca al Charmutense y Toarcense el fondo del surco se hunde algo más con deposición de sedimentos neríticos, de plataforma, con fauna de Crinoides, Braquiópodos, Equinídos, Lamelibranchios, Ostrácodos, Espículas, etc.

Durante el Aalenense y Bajociense el surco continúa hundiéndose, depositándose formaciones de mar abierto y en donde encontramos, junto con fauna de Ammonites, las primeras "radiolaritas".

En la época siguiente, en el Bathoniense y Calloviense, la identidad de facies que reinaba entre las formaciones subbéticas pertenecientes a una misma época, se altera.

Efectivamente, en la Sierra de Cabra, como en los alrededores de Puente Genil, los sedimentos de esta época están formados por un paquete de calizas francamente oolíticas, con restos de Algas, Bivalvos, Moluscos, etc., que nos indica la poca profundidad del fondo.

El resto de las formaciones subbéticas callovienses y bathonienses de nuestra área continúa teniendo una facies de mar abierto, con tendencia al afianzamiento del ambiente pelágico.

Ello nos indica que en el lugar de deposición originario las calizas oolíticas, que actualmente se encuentran en la Sierra de Cabra, ocuparían el borde del surco subbético durante esta parte del Dogger. El resto de las formaciones se sedimentaría un poco más al sur.

A partir del final de este periodo, y ya en lo sucesivo, la sedimentación en el ámbito de nuestro subbético se vuelve a hacer uniforme, con sedimentos de carácter cada vez más profundo, en los que abunda la fauna pelágica, especialmente los radiolarios; no obstante, el hecho de que con esta vida pelágica coexista otra más nerítica, nos parece indicar que la profundidad del fondo no debía ser excesiva.

El borde del surco subbético comienza a desplazarse al final del Malm y los mares avanzan hacia el norte cubriendo zonas que han permanecido emergidas durante un largo periodo; a partir del Cretáceo empezamos a encontrar sedimentación sobre el país prebético, de facies algo más nerítica, arenosa, y que nos va indicando el avance de la transgresión, aunque también aparece en facies margosa similar a la del Subbético.

Simultáneamente el Cretáceo inferior subbético continúa mostrando ca-

rácter de sedimentación profunda, de fauna pelágica, con abundancia de Radiolarios, Tintínidos, Calpionellas, Ammonites y las primeras Globigerinas y Globorotálicos.

En el Cretáceo superior alto y en el Paleogeno, debido posiblemente a que la costa se debe encontrar al norte de nuestra área y recubierta por el Terciario de la campiña, la facies de los sedimentos prebéticos y subbéticos es sensiblemente la misma. Son formaciones de mar libre en las que encontramos niveles con Globorotálicos y Globigerinas junto con otros de Fissurinas, más neríticos.

Ya en esta época el fondo del surco subbético debe comenzar a levantarse, en suave movimiento ascendente precursor de los que luego, a lo largo del Terciario, plegaría tan violentamente al país.

Durante el Eoceno continúa el proceso de elevación iniciado en la época anterior; las formaciones eocenas son cada vez más detríticas, de formación costera, con abundancia de Nummulites, Discocyclinas, Amphisteginas, Chapmaninas, etc.

En el Eoceno superior o al final de él, culminando este proceso de emersión, debieron comenzar los movimientos que plegaron la región.

Después del Eoceno no encontramos sedimentación hasta el Oligoceno medio-Aquitaniense; los mares oligo-aquitanienses, en transgresión sobre las formaciones anteriores, cubrieron extensas zonas del área, depositando sedimentos de facies y fauna distinta que nos van señalando la mayor o menor proximidad de la costa.

Los movimientos continúan durante el Oligo-Aquitaniense, pues encontramos al Burdigaliense transgresivo.

Durante el Burdigaliense, o quizás inmediatamente después, se sitúan los movimientos responsables de los deslizamientos que se observan en nuestra área.

En esta época, una parte del país subbético debía estar emergido formando un relieve importante. Al norte, el ámbito prebético ocupaba una depresión en la que se iban depositando sedimentos de mar abierto. Esta diferencia de relieve favoreció un proceso gravitatorio —cebado inicialmente por empujes tangenciales— y grandes masas subbéticas avanzaron sobre el país prebético deprimido, al tiempo que en éste continuaba la sedimentación marina.

Durante el Helveciense y parte del Tortoniense los mares continúan depositando sedimentos con la misma facies; sin embargo, durante el Tortoniense alto notamos ya una franca regresión —acusada por la presencia de areniscas muy detríticas—, regresión que debe culminar en el Mioceno superior.

Resumiendo la cuestión de las edades de los plegamientos, pensamos que éstos no se pueden encasillar en las fases rígidas a la manera de Stille.

Creemos que los movimientos empezarían en una época situada entre

el Eoceno alto y el Oligoceno medio, y se continuarían en el tiempo hasta el Tortoniense o quizás un Vindoboniense más alto, con pulsaciones violentas en ciertos períodos, entre los que podemos señalar las habidas antes del Oligoceno medio y las ocurridas en el Burdigaliense o posiblemente inmediatamente después.

D) RELACION DE SONDEOS REALIZADOS EN LA ZONA

I. Área de Carcabuey

En las proximidades de la carretera de Cabra a Priego, entre los kilómetros 28 y 30, se efectuaron cuatro sondeos cuya finalidad era el alumbramiento de agua.

En esta zona, según se marcha de saliente a poniente, hasta llegar al arroyo Bernabé, el borde sur de la Sierra de Cabra descansa sobre el Trías autóctono del valle del río Palancar; hacia la altura del citado arroyo, el Trías autóctono se pone en contacto con el deslizado, base de la escama superior. Desde aquí, y al oeste, encontramos a esta unidad tectónica recubriendo la escama inferior; ambas escamas forman la Sierra de Cabra. (Consultar el apartado de Tectónica).

Por consiguiente, era posible alcanzar en esta área, con sondeos, las calizas de la escama inferior y el acuífero en ellas existente —que al estar recubierto por el Keuper impermeable de la escama superior estaría en carga—. Además, un segundo objetivo podría también ser el acuífero de las calizas de la unidad superior.

Con este objetivo, como ya hemos dicho, se realizaron cuatro sondeos. El primero, el número 1, se emboquilló en el Keuper de la escama superior y, después de atravesar 70 metros de margas y yesos triásicos, se alcanzaron las calizas oolíticas del Dogger superior; éstas contenían un acuífero en carga cuyo nivel se estabilizó a los 20 metros por debajo de la superficie del terreno. El sondeo continuó hasta los 112 metros, siempre en la misma formación del Dogger.

El segundo, el número 2, se situó también en el Trías. La columna estratigráfica del mismo es la siguiente:

28 metros de margas rojas del Keuper.

7 metros de calizas dolomíticas del Suprakeuper completamente trituradas, con un acuífero artesiano.

2 metros de margas del Keuper.

40 metros de calizas brechificadas del Suprakeuper con algo de arcillas.

24 metros de caliza dolomítica también de la misma formación, con nuevo acuífero artesiano.

El sondeo continuó hasta los 117 metros, atravesándose 21 metros de margas y arcillas del Keuper. Este sondeo, por consiguiente, no llegó a alcanzar la escama inferior, quedándose en las formaciones triásicas y del Suprakeuper de la superior.

El sondeo número 4 se realizó en las proximidades del anterior, para explotar su primer acuífero. Solamente se perforaron 35 metros con una columna estratigráfica similar a la del número 2.

Finalmente, el número 3 se situó en la parte más oriental del área investigada. Después de atravesar 85 metros de margas y yesos del Keuper se alcanzaron las calizas oolíticas del Dogger superior, pertenecientes a la escama inferior. La parte alta de éstas, unos dos metros, estaban muy trituradas y contenían un acuífero con una presión tal, que la columna de agua subió hasta la extremidad de la torreta del sondeo, dando un caudal artesiano de unos 30 litros por segundo. El sondeo se continuó hasta los 119 metros, siempre en las mismas calizas oolíticas.

A título informativo reseñaremos que, una vez aforados, dieron los siguientes caudales con depresiones no grandes:

Sondeo núm. 1, caudal 9 l/s.

Sondeo núm. 2, caudal 61 l/s.

Sondeo núm. 3, caudal 57 l/s.

Sondeo núm. 4 caudal 49 l/s.

La calidad de las aguas es buena, apta para el consumo humano y para el riego.

Finalmente diremos que estos sondeos fueron emplazados y dirigidos por los autores de este trabajo y realizados por el Instituto Nacional de Colonización, el cual se ha hecho cargo del agua alumbrada.

A continuación intercalamos un corte geológico donde situamos uno de los sondeos realizados, que aclarará cuanto hemos dicho sobre las dos unidades deslizadas, así como un plano con la situación de los sondeos realizados.

SONDEOS EN LA ZONA DE CARCABUEY

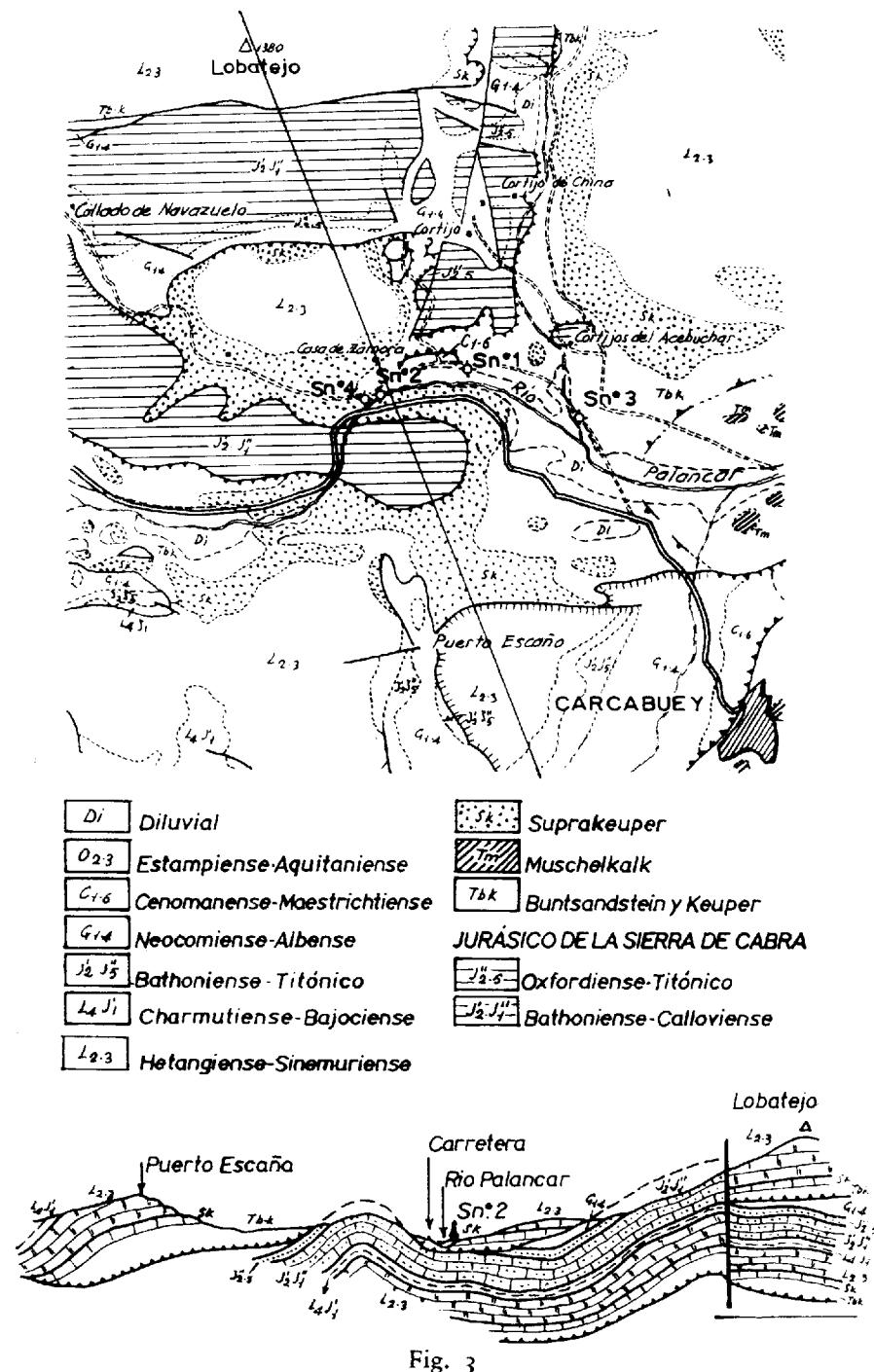


Fig. 3

2. Área de Cabra

Los sondeos realizados en esta área tenían como objetivo la investigación del borde oeste de la Sierra de Cabra, en donde las calizas oolíticas —sobre las que descansan concordantes la facies titónica, el Neocomiense y el Terciario— buzan localmente al oeste formando una ladera estructural con una pendiente de 40 a 50 grados hacia la depresión. A cotas más bajas se encuentran una serie de mogotes de calizas del Lías inferior, flotando sobre el Keuper, que forman las pequeñas elevaciones que se alzan al norte del pueblo de Cabra. Pensamos que estos mogotes eran restos de la escama superior que habían deslizado por encima de la ladera de la sierra, constituida por las formaciones de la unidad inferior.

Para comprobar esta hipótesis se comenzaron unos sondeos de investigación de pequeño diámetro, realizados con una sonda de este Instituto y cuya situación se puede ver en el mapa de la figura 4.

En el sondeo número 1, emboquillado en el Keuper, se atravesaron 45 metros de arcillas abigarradas y yesos de esta formación; temiendo que estuviéramos en el Keuper autóctono, se trasladó la máquina al punto número 2. Aquí también se travesaron 45 metros de arcillas y yesos del Keuper y luego un metro de cantos de calizas; esto nos hizo suponer que estábamos muy cerca de la base de la escama superior de deslizamiento. Efectivamente, a los 46 metros se cortaron calizas arenosas que fueron clasificadas por nuestro Laboratorio de Micropaleontología como pertenecientes al Aquitaniense. Pero dado que estábamos un poco alejados de la sierra, era posible que las calizas oolíticas estuvieran laminadas en profundidad. Por consiguiente, una vez comprobada la realidad del deslizamiento de la escama superior sobre la inferior, decidimos acercarnos más a la sierra.

Situamos un tercer sondeo en las proximidades de la ladera, en el Keuper, a unos 200 m. de las calizas oolíticas. Los 119 m. primeros fueron realizados por una sonda del Instituto Nacional de Colonización y los siguientes con la máquina del Geológico anteriormente citada. Después de atravesar 41 metros de margas y yesos del Keuper entramos en una serie formada por margo-calizas y calizas detríticas del Aquitaniense-Oligoceno. El sondeo se paró a los 252 metros de profundidad, límite de las posibilidades de la máquina, sin haber salido del Oligoceno. Esto nos mostró que, en profundidad, el espesor del Terciario era a todas luces anormal; efectivamente, por su situación respecto a los afloramientos calizos y su buzamiento, si éste se hubiese conservado se debería haber alcanzado el oolítico entre los 170 y 180 metros. Así es que los estratos de la unidad inferior debían haber descendido, bien debido a una falla o a una flexura, permaneciendo siempre la posibilidad de que la parte caliza hubiese desaparecido por lamina-

ción. El resultado de este sondeo nos confirmó, de una parte, las grandes dificultades que tenía la prospección en la zona, y de otra, la realidad de la situación anormal del Keuper.

SONDEOS DE LA ZONA DE CABRA

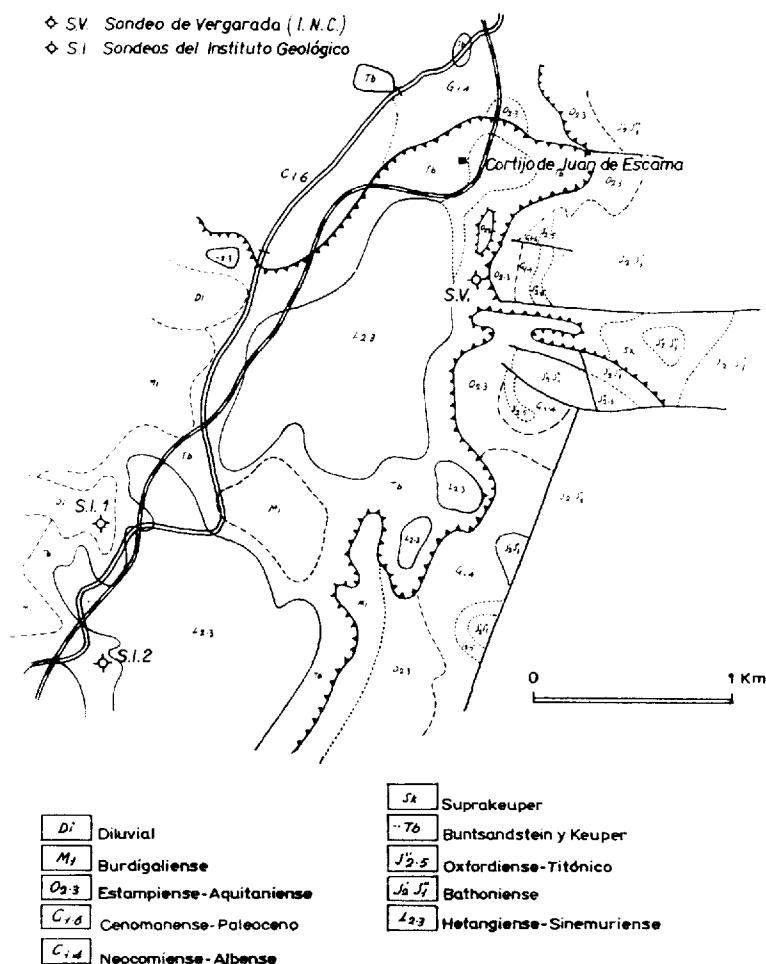


Fig. 4

3. Borde norte de la Sierra de Cabra

Como ya hemos dicho, el borde norte y oeste de la Sierra de Cabra constituye el frente del Subbético deslizado sobre el Prebético más o menos autóctono. El contacto de ambas unidades se hace a cotas bastante altas y más elevadas que las principales fuentes que drenan la cuenca hidráulica subterránea, fuentes que precisamente surgen en los puntos más bajos de la sierra. Por consiguiente, dadas estas circunstancias, las posibilidades de alumbrar aguas en cantidad interesante eran muy pequeñas. Solamente en algunas zonas la sierra parece meterse debajo del Terciario y del Cretáceo que la marginan. Por lo tanto, cabría la posibilidad de que en ellas el frente de deslizamiento no coincidiese con los afloramientos superficiales y que se hallasen las calizas y el acuífero a una profundidad inferior al nivel hidráulico subterráneo de la cuenca. A verificar esta hipótesis fueron encaminados nuestros trabajos, aunque no se nos ocultaba las dificultades y las pocas posibilidades de éxito que esta tarea tenía.

Emplazamos un sondeo en el arroyo de Santa María, a una distancia aproximadamente intermedia entre los pueblos de Doña Mencía y Cabra, y a unos dos kilómetros al norte de los afloramientos calizos de la sierra.

La perforación fue emboquillada en el borde oriental de la extensa mancha de Keuper que a partir de ahí se extiende hacia el sur y llega hasta Monturque. Para nosotros este Keuper era autóctono, pero por las observaciones de campo dedujimos que estaba extravasado sobre el Neocomiense y Cretáceo superior que le rodeaba. La cota del terreno era inferior a la de las grandes fuentes que drenan la sierra. Nuestro objetivo era ver si debajo de este Keuper prebético extravasado encontrábamos todavía al Subbético deslizado y a las calizas oolíticas de la unidad inferior de la sierra.

Casi simultáneamente al comienzo de este sondeo, la Compañía General de Geofísica, filial de su homónima francesa, realizó una prospección geofísica por el método eléctrico de grandes líneas. Se hicieron un perfil eléctrico con líneas de emisión de corriente de 10.000 metros, lo que permitió una profundidad de investigación grande y unos cuantos sondeos paramétricos para conocer la resistividad verdadera de los afloramientos. El sondeo eléctrico número 1 coincidió con el emplazamiento de la perforación.

Los resultados geofísicos mostraron la existencia en la vertical de la perforación y en la de los emplazamientos de los sondeos eléctricos números 2 y 3, de un terreno resistente cuya resistencia transversal era superior al millón de ohmios, y cuyo techo se situaba aproximadamente entre los 1.200 y 1.300 metros. Este terreno resistente podía ser las calizas. Dada la importancia del problema a dilucidar, se decidió llegar con la perforación hasta esta profundidad.

El sondeo mecánico atravesó 183 metros de arcillas y yesos del Trías con una intercalación entre los 156 y 158 metros de calizas dolomíticas oscuras, posiblemente del Muschelkalk. A partir de los 183 hasta 300 metros, los detritus de la perforación arrojan fauna del Oligoceno-Aquitaniense, Paleoceno y Cretáceo superior. Desde los 300 metros aproximadamente, y hasta el final del sondeo, 1.153 metros, se encontró al Cretáceo inferior. Estos límites no son exactos, dado que el Laboratorio de Micropaleontología ha actuado, en la mayoría del sondeo, sobre detritus de la perforación y no sobre testigos. De estos últimos se sacaron solamente cinco.

A continuación transcribimos la fauna encontrada en los distintos pisos:

Oligoceno-Aquitaniense: Melobesias, *Globigerina mayeri*, *G. venezuelana*, *G. dissimilis*, *Globigerinoides bisphaericus*.

Paleoceno y Cretáceo superior: Truncorotalias, Globotruncanas, Rugo-globigerinas, Globorotalídos.

Cretáceo inferior: Radiolarios, Globigerínidos, Nannoconus, Anomalí-nidos, Tintínidos, Calpionellas; entre otras, la *C. alpina*, *C. elliptica*, *C. oblonga*, *C. darderi*.

En esta fauna del Cretáceo inferior se han podido reconocer asociaciones que caracterizan al Aptense-Barremiense y al Neocomiense, y dentro de éste al Valanginiense-Hauteriviense y al Berriasiense. Litológicamente, son margo-calizas grises que hacia la parte baja del sondeo se hacen algo detriticas.

El sondeo se paró a los 1.153 metros sin salir de estas margo-calizas neocomienses, habiéndose alcanzado ya el Berriasiense inferior. La razón fue las grandes dificultades que tenía la máquina para continuar la perforación.

Ahora bien, el estudio geofísico también nos daba, en la vertical de los sondeos eléctricos números 4 y 5, situados más al sur, ya en plena mancha triásica, la existencia de un terreno cuya resistencia transversal era del orden de los 200.000 ohmios, entre los 450 y 500 metros de profundidad.

Para investigar este nivel resistente, y siguiendo las indicaciones del estudio geofísico, se emplazó en el cruce del arroyo Santa María con el camino que va de Rute a Montoro y que pasa por Cabra.

Este sondeo, después de atravesar 487 metros de margas y arcillas triásicas, cortó una potente masa de yesos y anhidritas que duraron hasta los 605 metros. A continuación, y hasta los 724 metros, se volvieron a atravesar margas y arcillas abigarradas. A partir de esta profundidad, y hasta los 800 metros, fin del sondeo, de nuevo hallamos sales.

Por consiguiente, la resistencia que había señalado la geofísica era debida a estas masas de sales triásicas. El sondeo había permanecido todo el tiempo en el Trías autóctono y era inútil continuar.

A la vista del resultado de este último sondeo, creemos que las formaciones atravesadas en el primero pertenecen al Prebético y que el terreno resistente señalado por la geofísica en la vertical de él no corresponde a las calizas subbéticas de la sierra.

Para terminar con la investigación del borde norte del macizo montañoso de Cabra se realizó, también por la Compañía General de Geofísica, otro perfil eléctrico, compuesto de cuatro sondeos eléctricos, de las mismas características que el anterior, esta vez hacia la extremidad NE. de la sierra, en la zona de Luque, a lo largo de la carretera general de Baena a Córdoba, entre los kilómetros 61 y 67.

Las curvas de resistividades halladas mostraron que en profundidad no había ningún terreno resistente que pudiera asimilarse a las calizas. Por consiguiente, en esta zona tampoco procedía seguir la investigación.

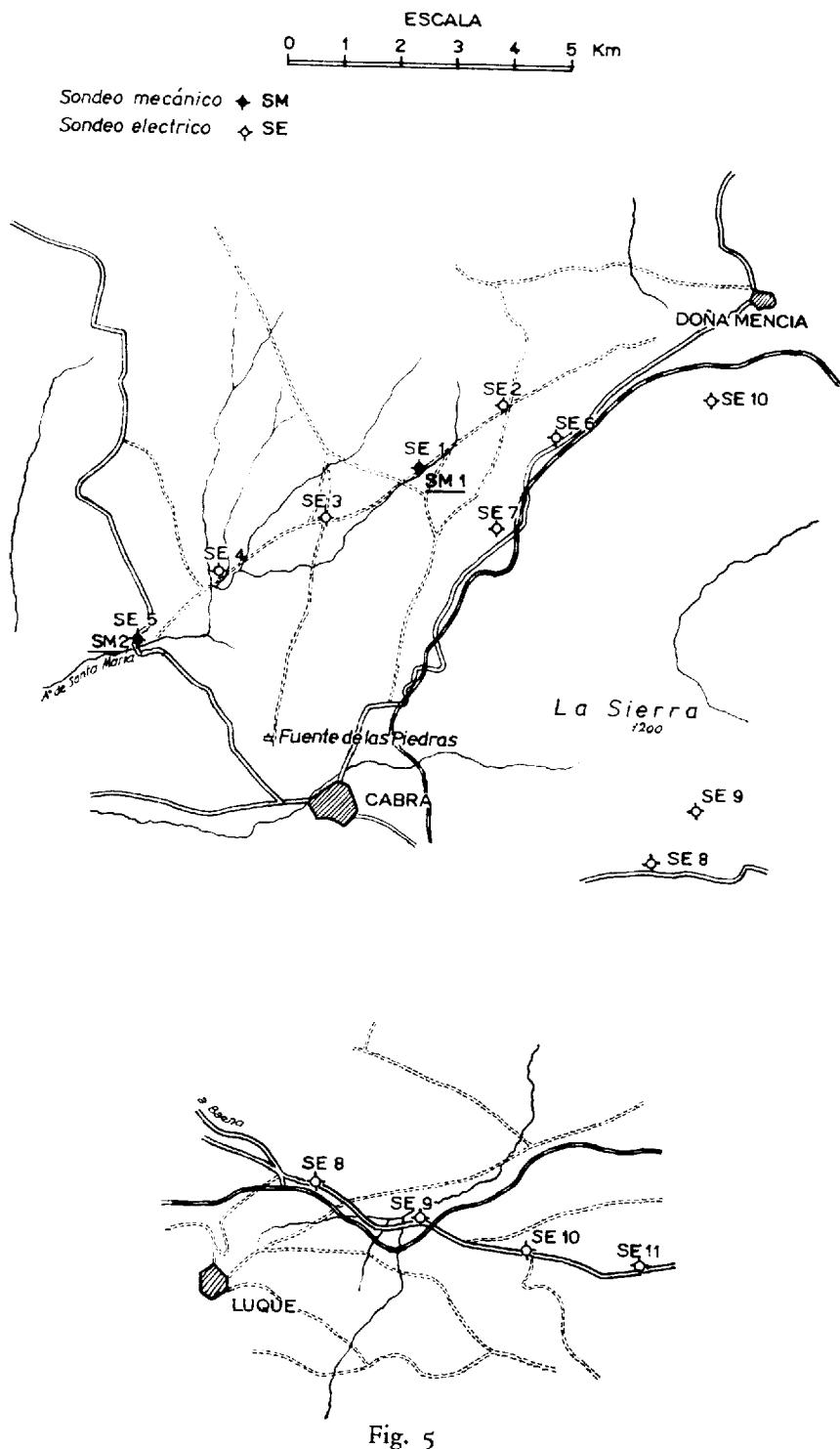
Como consecuencia de todos estos trabajos, creemos que el frente del deslizamiento del Subbético coincide, en líneas generales, con el borde norte de los afloramientos de la sierra y, por lo tanto, que las posibilidades de encontrar caudales de agua interesantes, en esta parte septentrional del macizo de Cabra, son prácticamente nulas.

La única zona que aún nos quedaría por investigar de una manera exhaustiva sería el borde oeste de la sierra, donde hicimos nuestros primeros sondeos de investigación y a los que ya nos hemos referido.

Es posible que por debajo de la escama superior deslizada, en esta zona, continúen durante cierto espacio, y en lugares determinados, la escama inferior con sus calizas oolíticas. La existencia de la Fuente de las Piedras abona esta idea. Pero la dificultad que presentaría esta investigación sería grande, dada la discontinuidad —debido a las laminaciones— que deben presentar en profundidad dichas calizas.

A continuación reproducimos la situación de los trabajos realizados en el arroyo de Santa María y en la zona de Luque.

SONDEOS EN LAS ZONAS DE CABRA Y LUQUE

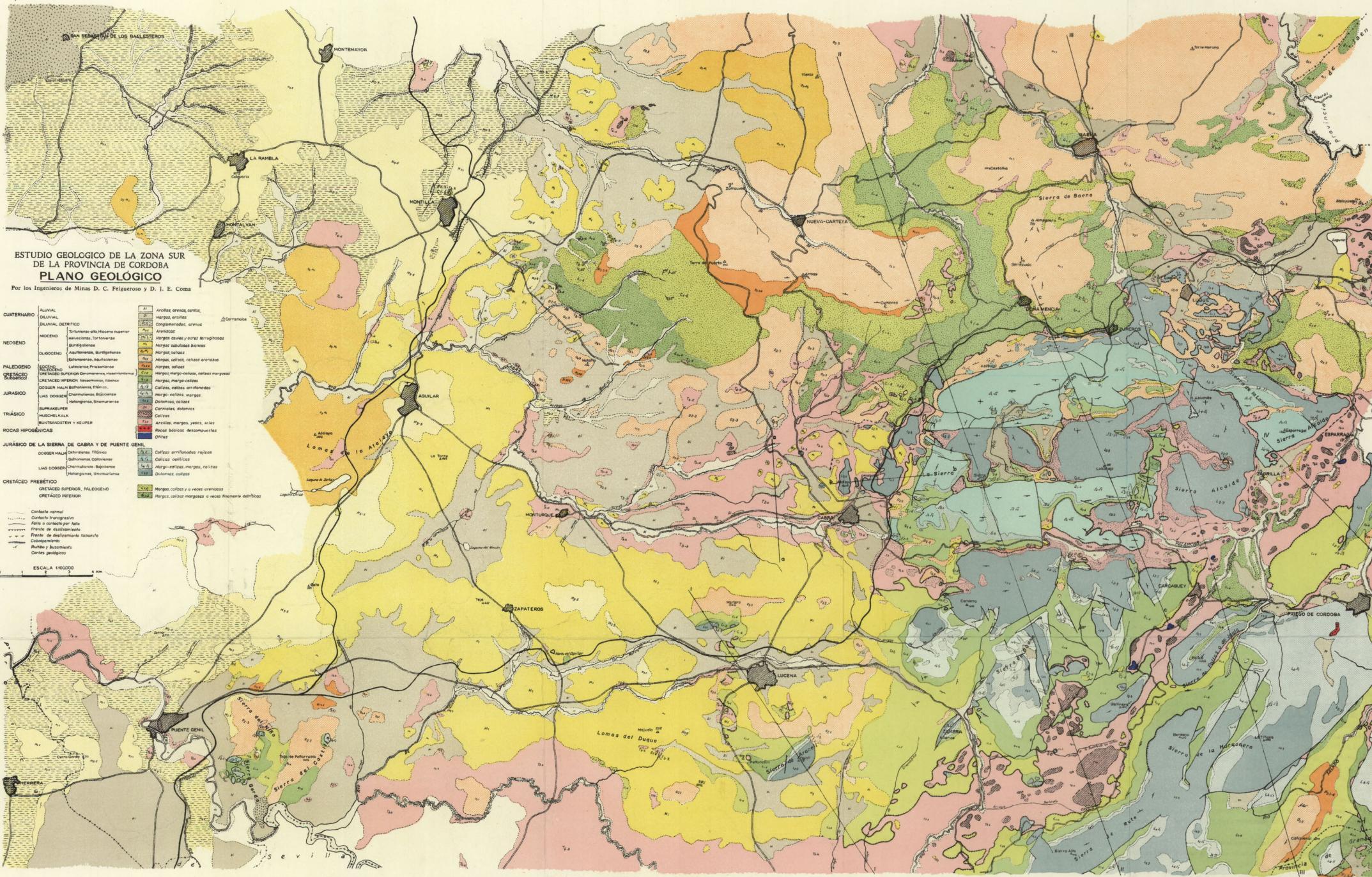


BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUÉ: *Datos para una nueva interpretación tectónica de los alpides subbéticos (parte central)*.—Estudios Geográficos. Año IV, núm. 12.
- ALASTRUÉ: *Bosquejo geológico de las cordilleras subbéticas entre Iznalloz y Jaén*.—Consejo Superior Investigaciones Científicas. Madrid, 1944.
- BLUMENTHAL (Von Moritz): *Versuch einer tektonischen gliederung der betischen cordilleren von Central — und Süd-West Andalusien*.—Basel, 1927.
- BLUMENTHAL (M. M.): *Le Miocene d'Antequera (Andalousie) et son importance au point de vue de la date des recouvrements*.—C. R. Som. S. G. F. n.º 10. 1929.
- BLUMENTHAL (M. M.): *La structure de la Chaîne pénibétique entre Antequera y Loja*.—C. R. Ac. Sc. T. 191. 1930.
- BLUMENTHAL (M. M.): *Geologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et les zones limitrofes (Andalousie)*.—B. S. G. F. 1931.
- BLUMENTHAL (M. M.): *Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du SW. de l'Andalousie*.—C. R. As. Sec. T. 197.
- BRINKMANN (R.): *Betikum und Keltiberikum in Südostspanien*.—Geol. d. West. Med. Gebiete, n.º 6. 1931.
- BRINKMANN (R.) et GALLWITZ (H.): *Der betische Aussenrand in SW. Spanien*.—Geol. d. West. Med. Gebiete. 1933.
- BUSNARDO (R.): *Regards sur la géologie de la région de Jaén*. Tomo a la memoria de P. Fallot.—Soc. Géol. de France. T. I, 1960-62.
- CARANDELL: *Introducción al estudio fisiográfico y geológico de la región agabrense*.—Bol. S. E. H. N. Tomo ext. 1921.
- CARANDELL: *La Sierra de Cabra. Excursión a los Lanchares y al Pichacho*. XIV Cong. Geol. Int. Excursión A-5. De Sierra Morena a Sierra Nevada, pág. 37-73. Madrid, 1926.
- CARANDELL: *Nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra*.—Boletín de la R. S. E. de Hist. Nat. T. XVII, pág. 399. 1927.

- CARANDELL: *Segunda nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra.*—Boletín Real Soc. Esp. Hist. Nat. T. XXVIII, pág. 75. 1928.
- CARBONELL (A.): *Criaderos de hierro de Córdoba y Jaén.*—Memorias del Instituto Geol. y Min. de España. T. VI. Madrid, 1944.
- CARBONELL (A.): *Hoja geológica núm. 943, Posadas.*—1931.
- CARBONELL (A.): *Contribución al estudio de la geología y de la tectónica andaluza.*—Bol. Inst. Geol. y Min. de España. T. XLIX, pág. 81-215. 1927.
- CARBONELL (A.): *Nota sobre los depósitos foraminíferos terciarios de Córdoba.*
- CARBONELL (A.): *Nota sobre los vertebrados terciarios hallados en Córdoba.*
- DUPUY DE LÔME (E.): *Hoja núm. 946. Martos.*—1959.
- DUPUY DE LÔME (E.): *Alumbramiento de aguas subterráneas en la provincia de Jaén.*—Bol. Inst. Geol. y Min. de España. T. LXX. 1959.
- DOUVILLÉ (R.): *Esquisse géologique des Prealpes subbétiques (partie centrale).*—Fc. de Sc. Paris. Ser. A, n.º 526, n.º 1.246. 1906.
- DOUVILLÉ (R.) et LEMOINE (P.): *Sur le genre "Lepidocyclina", Gümbel.*—Me. Pal. Soc. Géol. France, XIII. París, 1904.
- FALLOT (P.): *Sur la région montagneuse comprise entre Priego et Cabra.*—C. R. Sc. T. 185. 1927.
- FALLOT (P.): *Sur la géologie de la région d'Antequera (Andalousie).*—C. R. Ac. Ss. T. 185. 1927.
- FALLOT (P.): *Sur la terminaison occidentale de la Sierra de Cazorla (Andalousie).*—C. R. Ac. Sc. T. 186. 1928.
- FALLOT (P.): *Sur les marno-calcaires rouges senonniens des environs de Priego de Córdoba.*—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XXVIII, 1929.
- FALLOT (P.): *Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétiques et subbétiques.*—Libre jubilaire S. G. F. 1930.
- FALLOT (P.): *Le Trias. Geol. chaînes bétiques et subbétiques.*—Ass. pour l'étude géol. de la Méditerranée occid. Vol. IV, part. II. 1933.
- FALLOT (P.): *Le Lias. Geol. chaînes bétiques et subbétiques.*—Ass. pour l'étude géol. de la Méditerranée occid. Vol. IV, part. II. 1933.
- FALLOT (P.): *Le Dogger. Geol. chaînes bétiques et subbétiques.*—Ass. pour l'étude géol. de la Méditerranée occid. Vol. IV, part. II. 1933.
- FALLOT (P.): *Le Jurassique supérieur. Geol. chaînes bétiques et subbétiques.*—Ass. pour l'étude géol. de la Méditerranée occid. Vol. IV, part. III. 1934.
- FALLOT (P.): *El sistema Cretáceo en las Cordilleras Béticas.*
- FALLOT (P.): *Sur le rôle des ablutions basales dans la nappe subbétique.*—C. R. Ac. Sc. 1944.
- FALLOT (P.): *Les Cordilleres Bétiques.*—Estudios Geológicos Inst. de Investigaciones Geológicas "Lucas Mallada", núm. 8. Barcelona, 1948.

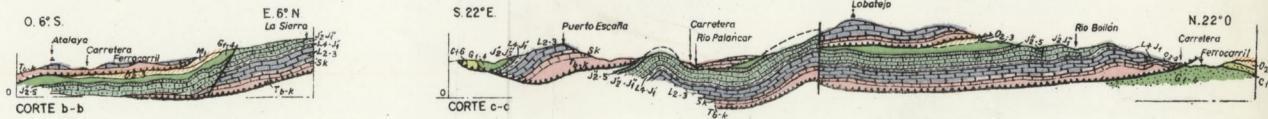
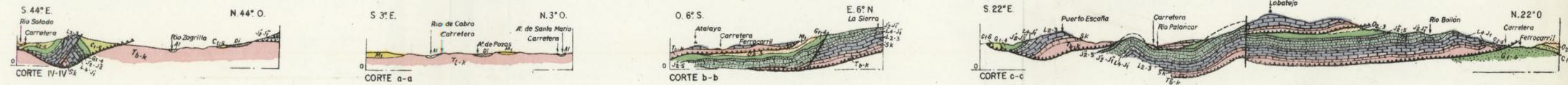
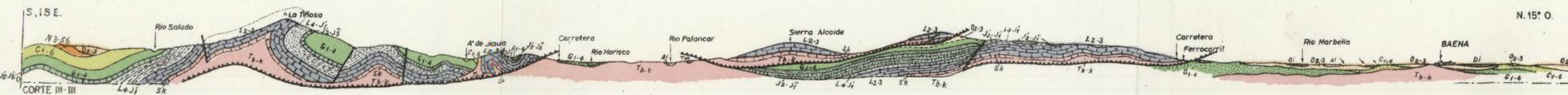
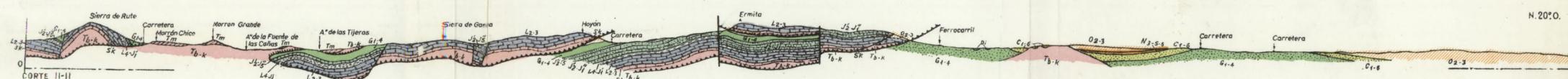
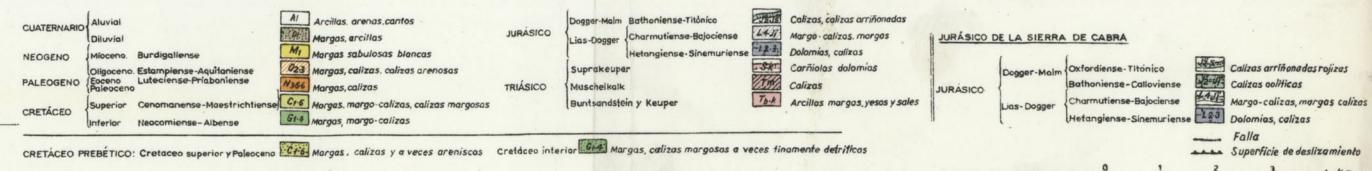
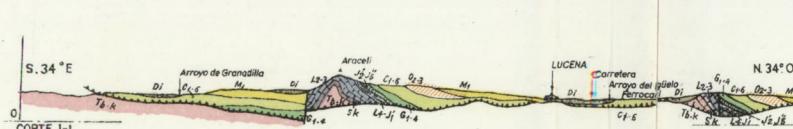




ESTUDIO GEOLOGICO DE LA ZONA SUR DE LA PROVINCIA DE ORODOBA

CORTES GEOLÓGICOS

Por los Ingenieros de Minas D. C. Felgueroso y D. J. E. Coma



- HERNÁNDEZ-PACHECO (E.): *La Sierra Morena y la llanura Bética*.—XIV Congreso Geol. Inst. Madrid, 1926.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA: *El sistema Cretáceo en España*.—Mem. T. LVII. 1956.
- KILIAN (W.): *El yacimiento titónico de la Fuente de los Frailes, cerca de Cabra (Córdoba)*.—Boletín XVIII, pág. 449. 1891.
- LIZÁUR (J.) y PRIETO (I.): Hoja núm. 945, Castro del Río.—1945.
- LIZÁUR (J.) y PRIETO (I.): Hoja núm. 924, Bujalance.—1950.
- LIZÁUR (J.) y PRIETO (I.): Hoja núm. 965, Ecija.—1956.
- MALLADA: Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba.—Boletín Com. Mapa Geol. T. VIII, pág. 1-55. 1880.
- PEYRE (Y.): *El subbético con Jurásico margoso o subbético meridional como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas*.—Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España, núm. 67. 1962.
- PRIETO (I.) y LIZÁUR (J.): Hoja núm. 944, Espejo.—1955.
- SOLÉ SABARÍS: *Bibliografía geológica y fisiográfica de las Cordilleras Béticas*.—Ibid. Granada, 1942.
- SOLÉ SABARÍS: *Estado actual de nuestros conocimientos sobre los alpides españoles*.—Bol. Univ. Granada. T. XIV. Dic. 1942.
- STAUB (R.): *Gedanken zur Tectonik Spaniens*.—Vierteljahrsschr d. Naturforschenden. Gessellsdr. Zurich. LXXI. 1926.

Geología de las inmediaciones de Mérida (Badajoz)

por

VICENTE SOS BAYNAT

ÍNDICE

PÁGS.

	PÁGS.
I.—Característica general de la comarca.....	5
II.—Las rocas.....	7
1. La distribución natural	7
2. Granitos, microgranitos y pegmatitas	7
a) Caracteres macroscópicos de los granitos.....	7
b) Localidades	8
c) Caracteres microscópicos de los granitos.....	14
d) Análisis químicos	16
e) Caracteres macroscópicos de los microgranitos	18
f) Caracteres microscópicos de los microgranitos.....	19
g) Las pegmatitas	19
h) Filones neumatolíticos e hidrotermales	20
i) Resumen sobre los granitos y sus rocas	20
3. Las dioritas.....	21
a) Consideraciones preliminares	21
b) Localidades y caracteres macroscópicos	22
c) Caracteres microscópicos de las dioritas	32
d) Análisis químicos	33
e) Naturaleza de las dioritas.....	34
f) La orientación tectónica	36
g) El metamorfismo.....	36
h) Las rocas gabroides.....	40
i) Posición petrográfica de las dioritas de Mérida.....	40
4. Las corneanas y otros metamorfismos	42
a) Corneanas.....	42
b) Otros metamorfismos	42
5. Las arcillas.....	43
a) Agrupaciones.....	43
b) Las arcillas de los terrenos silúricos	43
c) Las arcillas sedimentarias terciarias	45
d) Las arcillas procedentes de las dioritas	46
e) Las arcillas cuaternarias.....	47
6. Las pizarras y los esquistos	48
a) Pizarras silúricas.....	48
b) Pizarras y esquistos residuales	48
c) Esquistos dioríticos y pizarras.....	49
7. Las calizas.....	51
a) Distinciones principales.....	51
b) Calizas estratiformes marmóreas: marinas	51

PÁGS.

c) Calizas estratiformes tobáceas y margosas: continentales	57
d) Calizas de diques eruptivos	59
III.—Estratigrafía	
1. El Silúrico	61
a) Localidades	61
b) Caracteres y edad	62
2. El Devónico	63
a) Localidades	63
b) Caracteres y edad	64
3. El Terciario	64
a) Consideraciones	64
b) Componentes y localidades	64
c) Caracteres del Terciario	67
d) Edad	68
4. El Cuaternario	69
a) Formaciones de superficie	69
b) Formaciones de los arroyos y de los ríos	70
c) Las terrazas fluviales	71
d) Las rasantes morfológicas	72
IV. La Tectónica	75
1. La tectónica del granito	75
a) Generalidades	75
b) El batolito principal	75
c) Los stocks	76
d) Detalles de la tectónica de los granitos	77
e) Edad de los granitos	77
2. La tectónica de las dioritas	79
a) Consideración preliminar	80
b) Rumbos y buzamientos	80
c) Concordancias y discordancias	82
3. La tectónica del Silúrico	83
a) Consideración preliminar	83
b) Rumbos y buzamientos	83
c) Las fallas transversales	86
d) Interpretación tectónica	86
4. La tectónica de las calizas	88
Indicación general	88
5. Recapitulación sobre la tectónica	89
V.—La Orogenia	91
1. Indicaciones previas	91
2. La orogenia hercíniana	91
3. Los tiempos posthercínianos	92
4. La orogenia alpídica	93
5. El Cuaternario	94
6. La sismicidad	94
VI.—Sinopsis mineralógica	95
Bibliografía	99

I. CARACTERISTICA GENERAL DE LA COMARCA

Los campos inmediatos a la ciudad de Mérida (Badajoz) se presentan como una superficie horizontal dilatada de una altura media de unos 300 metros sobre el nivel del mar, en la que existen ondulaciones suaves y concavidades muy amplias por las que suelen discurrir algunos regatos de poca importancia.

La irregularidad morfológica más destacada corresponde a la montaña llamada El Carija, mojón macizo de cumbre roma, que sobresale aislada y va acompañada, en la base, por el breve cortejo alomado de la Sierrecilla de Araya.

Otra irregularidad muy importante corresponde al surco por donde pasa el cauce del Guadiana, que presenta un trazado en forma de S abierta colocada al revés.

El campo de Mérida está enmarcado, de una manera natural, por dos sierras y por dos ríos, accidentes geográficos que tienen importancias desiguales. Las sierras son: a N. y NE., la Sierra Bermeja o de Mirandilla, y a S. y SW., la Sierra de San Serván.

Los ríos son: el Guadiana, ya nombrado, que al SE. forma el límite cortando por las estribaciones montañosas de Zarza de Alange, y el río Aljucén, que al NW. forma también límite natural.

El Guadiana se relaciona con Mérida a partir de las inmediaciones de San Pedro de Mérida, donde avanza hacia el SW. Llega hasta la altura de Villagonzalo y pasa por las estrecheces de Zarza de Alange. Despues, describiendo un gran arco meandriforme, toma dirección NW y NNW., hasta que alcanza la ciudad de Mérida, que deja a su derecha. Rebasada ésta, tuerce a la izquierda y da lugar a otro gran meandro con el que avanza por el S. de Esparragalejo y La Garrovilla.

Durante este trayecto el Guadiana recibe varios afluentes. Por la derecha el arroyo Judío o de las Charcas, el río Albarregas y el río de Aljucé los tres de dirección NE. a SW., paralelos entre sí y paralelos a la porción de Guadiana comprendida entre San Pedro de Mérida y Zarza de Alang. Por la izquierda recibe dos afluentes principales: el río Matachel, importante pero exterior a la comarca que estudianos, y el arroyo de Calamont de importancia secundaria y desplazado de nuestra zona central.

Sobre las características generales del país, y algunos detalles parciales pueden verse trabajos de Hernández-Pacheco (E.) y Hernández-Pacheco (9), (11), (13) y lo indicado por nosotros mismos, Sos Baynat (23), (25), (35), (36) y (40).

II. LAS ROCAS

1. La distribución natural

El suelo de la comarca de Mérida está constituido por cuatro componentes principales, diferentes entre sí, que son: los granitos, las dioritas, las arcillas y las calizas. Los granitos dominan en la zona NW. de la ciudad; las dioritas ocupan la zona NW., E. y SE.; las arcillas ofrecen una breve extensión al NE., en las inmediaciones de la presa de Cornalvo, y dominan al SW., en Calamonte, a la izquierda del Guadiana. Las calizas se hallan en la montaña Carija y en los cerros de la sierrecilla de Araya.

Otras rocas que deben tenerse en cuenta son: las cuarcitas estratiformes del Silúrico inferior, las pizarras de la misma edad y las corneanas, localizadas en zonas de metamorfismo.

2. Granitos, microgranitos y pegmatitas

a) CARACTERES MACROSCÓPICOS DE LOS GRANITOS.

La roca granítica tiene una buena representación en la Petrografía de las inmediaciones de Mérida. Por sí sola constituye uno de los múltiples y típicos berrocales del país. Se inicia en una línea que va desde la desembocadura del río Aljucén hasta el S. de Mirandilla y desde aquí se prolonga, en frente de ancha zona, hacia el NW., hasta el pueblo de Aljucén, donde se dilata esta mancha hacia W. y SW. El conjunto granítico ofrece un contorno cuadrangular.

Este gran berrocal está formado por una roca de caracteres comunes y dotado de determinadas particularidades, según el lugar donde se observe. Además de esta gran masa batolítica, dispuesta en unidad geológica, hay que tener en cuenta otros asomos graníticos que se hallan en manchas breves, aisladas y desarticuladas entre sí, y de las que son ejemplo La Fernan-

dina, las peñas del Berrocal-Coscoja, Cantarranas y las breves emisiones de San Pedro de Mérida. (Fig. 1.)

El batolito de Mérida está constituido por una roca granítica que se ajusta a los caracteres generales que definen a esta especie petrográfica. Mineralógicamente se compone de cuarzo, feldespato ortosa, feldespatos plagioclasas, biotita, moscovita y determinados minerales secundarios, según los casos.

Por el aspecto es una roca granuda de elementos gruesos y conjunto basto; pero también puede ser de granos pequeños íntimamente unidos y de conjunto fino. Cuando posee cristales grandes de ortosa toma aspecto porfiroide; cuando el grano es muy pequeño pasa a adoptar el aspecto de microgranito.

Por el color puede ser gris-ceniciento, muy limpio, blanco, rosado o muy oscuro, según los tonos que tengan las ortosas, los tamaños de los granos y la abundancia de las micas negras.

Hay granitos muy consistentes que dejan superficies de fracturas muy frescas; y hay granitos poco consistentes, desmoronables con facilidad, alterados por la intemperie o por fenómenos químicos generales que, muchas veces, degeneran en masas caolínicas.

Los granitos de Mérida responden a los caracteres generales que presentan estas rocas en todas las latitudes. En muchos parajes es frecuente su aspecto cataclástico, profundamente afectado por acciones meteóricas que actúan en las disyunciones poliédricas cuboides; también se les ve con morfologías de grandes cantos salientes redondeados y en bolas, o desmoronados en lechos de arenas.

b) LOCALIDADES.

Dentro de los muchos reconocimientos que hemos hecho de los granitos de las inmediaciones de Mérida, interesa recordar las particularidades de los que se hallan en los parajes que se citan a continuación:

Los Baldíos. (Fig. 1.)

El granito que existe en este amplio paraje es de caracteres comunes, pero está dotado de ciertas modalidades. Domina el granito fuerte, consistente, de roturas frescas con superficies grises y azuladas, de tonos limpios. El grano es de tamaño mediano y los minerales componentes se hallan distribuidos en abundancia y bien proporcionados. En algunos puntos los granos de cuarzo son gruesos, dando lugar a una roca basta. En otros es la ortosa la que se presenta en cristales muy grandes, prismáticos, alargados, bastante separados entre sí y difundidos en la masa granítica. La mica negra siempre aparece en escamas pequeñas y muy numerosas.

En el campo la superficie del suelo tiene el aspecto típico que adoptan

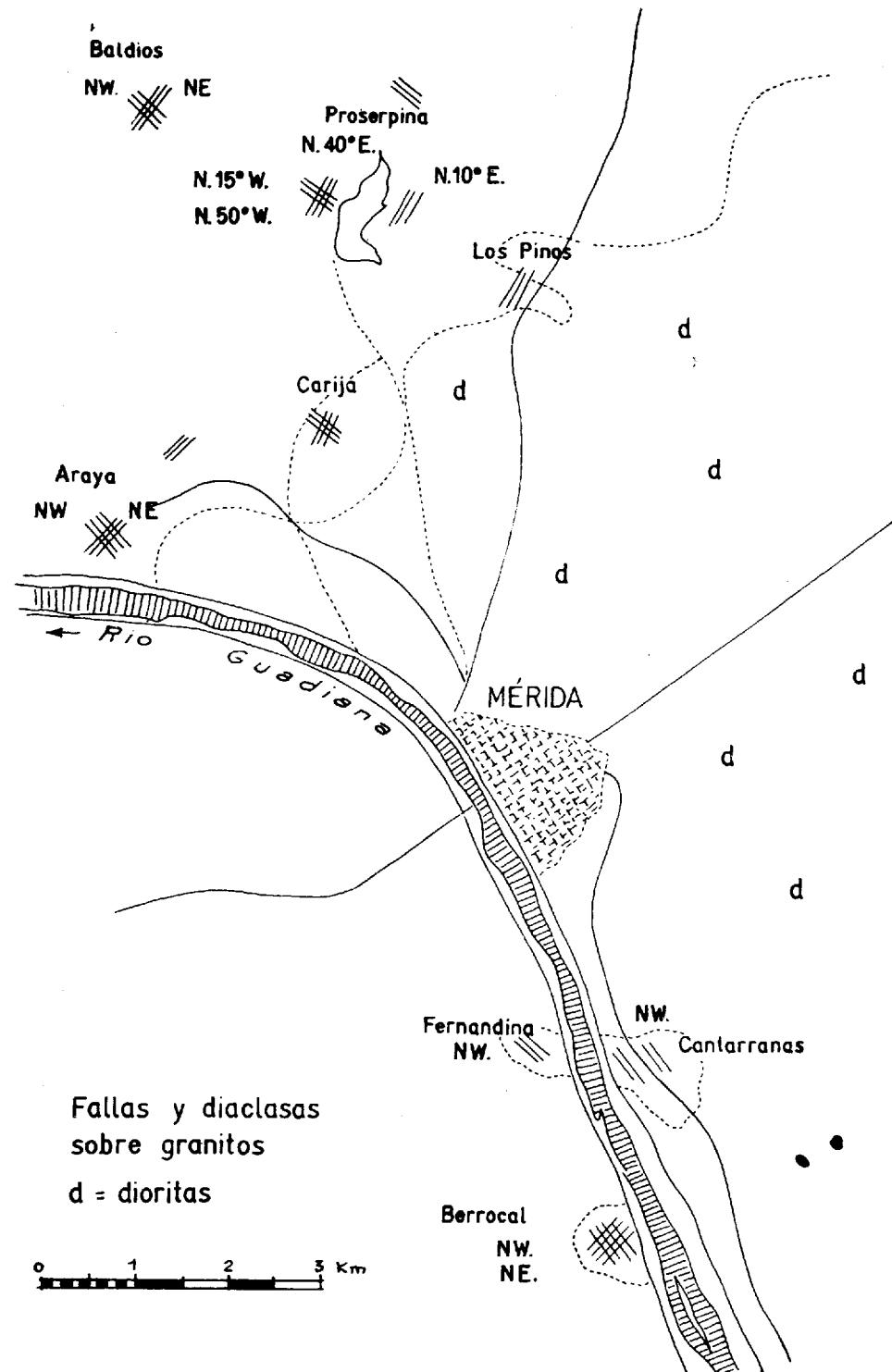


Fig. 1.—Distribución de granitos y dioritas, e indicación de los rumbos de las fallas y de las fisuras sobre los granitos.

los parajes graníticos. Es rocoso, destacando grandes masas redondeadas, desgastadas y con aspecto de ruina. Dominan la presencia de diaclasas y fisuras que se entrecruzan dando bloques poliédricos. Estos fallos del granito tienen rumbos que van, respectivamente, a NW. y a NE. Todo el sector de Los Baldíos está cruzado por la carretera de Mérida a Cáceres y esto facilita la observación de las diferentes modalidades de esta roca.

Cortijo de Araya. (Fig. 1.)

Es un sector donde domina un granito normal, basto, resistente, de tonalidad general sonrosada. Se presenta en una superficie arrasada de contornos redondeados. El sector, en conjunto, da la impresión de que se trata de una masa orientada a NE., como si correspondiera a un dique muy ancho dispuesto en este rumbo. Es límite de contacto con las dioritas; al sur termina bruscamente en el río Guadiana.

Este granito está muy diaclasado; presenta muchas fisuras paralelas, que forman grupos parciales, más o menos separados entre sí; unas tienen rumbo NW. y otras NE., cruzándose casi en ángulo recto.

En el borde terminal de los granitos las fisuras son verdaderas fracturas que están en una zona movida, de hundimiento. Aquí el rumbo de las fisuras y la dirección general del Guadiana son coincidentes. Algunas grietas movidas de rumbo NE., situadas en dicho borde, están llenas de un cuarzo lechoso, de formación secundaria, de las que resultan verdaderos diques morfológicos. En la casa cortijo de Araya, en la cumbre del cerro, las diaclasas sobre granito son muy patentes, muy profundas y múltiples. Van rumbo SW.

Base del Carija. (Fig. 1.)

En una gran brecha abierta en la falda occidental de la montaña de este nombre, en una cantera grande de explotación de cal, quedan al descubierto emisiones de un granito blanco, muy alterado, que está desmoronándose en forma de arena de grano basto. Este granito se halla influenciado por los estratos del Carija, que soporta encima y lateralmente. Las emisiones graníticas penetran entre la masa de la caliza aprovechando espacios separados por fallas. Detalles semejantes a los de esta cantera se pueden observar en otros lugares próximos, donde hayemplazados hornos de cal en plena actividad.

En el sector sur, de dicha cantera, el granito se asoma también entre calizas, pero aquí es normal, consistente y en algunos puntos formando apófisis agudas cuarteadas por diaclasas verticales de rumbo NE. y NW. y en diaclasas horizontales con producción de grandes poliedros.

Presa de Proserpina. (Fig. 1.)

Los granitos situados alrededor del embalse de Proserpina son de un material generalmente fresco, consistente, de aspecto variado. En el sector

de poniente, el granito es normal, cárdeno y de grano mediano. El cuarzo puede ser de grano pequeño o presentarse en grano muy grueso. El feldespato es blanco o sonrosado y la mica es negra. Son frecuentes las manchas de gábaros.

En el sector norte el granito es grisáceo, blanquecino. La ortosa está en grandes cristales, en macetas de Karlsbad o en cristales sencillos y alargados. En ambos casos estos granitos tienen aspectos porfiroides. En algunos puntos la masa granítica tiene todos los elementos orientados, adquiriendo una apariencia fluidal solidificada, disposición que se pone de manifiesto cuando las superficies libres están muy corroídas por la intemperie. También son frecuentes los gábaros.

Dentro de esta masa granítica se observan algunas emisiones de microgranitos que se extienden mucho en longitud. Y en los suelos donde el granito está muy alterado se forman arenas granulosas de ortosa y cuarzo.

El conjunto de este paraje es el de una gran masa granítica arrasada horizontalmente con ondulaciones suaves y surcos amplios achatados.

El embalse forma en total una vallonada que está orientada de NE. a SW., en su eje principal, y alrededor de todo su contorno se observan diaclasas importantes que tienen este mismo rumbo o el contrapuesto, o sea a NW. En el sector de poniente hay rumbos N. 15° W. y N. 50° W. que se cruzan con otras que tienen rumbo N. 40° E. De estos últimos hay un grupo donde aparecen muchas y paralelas atravesando granito alterado.

Las diaclasas de rumbo NE. son las dominantes y parece que a ellas se debe, en gran parte, el límite occidental del embalse, donde el borde lleva esta misma dirección, enmarcado por los entrantes y salientes de tipo morfológico determinados por el nivel de las aguas, que es muy variable.

En el sector norte de la presa las diaclasas llevan filones de cuarzo que van a NW. Algunos son largos y de gran recorrido, destacando tres como más principales. Hay otros menores, de tipo lenticular, que sus extremos se pierden insensiblemente en uno y otro lado.

Por último, en el sector oriental las diaclasas tienen rumbo N. 10° E.; son grandes, paralelas, dejando entre sí surcos profundos, como si se tratara de bloques graníticos descompensados en vertical.

Cortijo Los Pinos. (Fig. 1.)

A la entrada de la finca "Los Pinos", a partir de la carretera de Cáceres, a ambos lados, existe un granito de aspecto ruinoso, muy alterado, compuesto por elementos finos imprecisos, dotado de cierta esquistosidad orientada de NE. a SW. Tiene un tono rojizo debido a las alteraciones de la ortosa y de la mica negra. Es un granito de contacto que parece afectado por las dioritas y los esquistos próximos.

De este granito se pasa insensiblemente a otro de tipo aplítico, blanco,

granudo, en el que se ven manchas oscuras muy finas, espaciadas, acompañadas de granos gruesos de cuarzo.

La esquistosidad va dirigida a SW. y está en relación con el paso de algunas diaclasas, muy acusadas y de rumbos coincidentes.

Mirandilla.

En el sector de Mirandilla se encuentran granitos muy variados. En El Mentidero el granito es normal, de grano fino, fresco, blanco y moteado de mica negra. En la llamada Esquina del Moro el granito es normal, muy típico, compacto, con mucha mica negra y de fracturas frescas. En el Coto del Marqués el granito es compacto, de grano pequeño y con los elementos orientados y comprimidos. La ortosa es blanco-lechosa y los feldespatos de color verde sucio; la mica está en laminillas escasas. En el camino al Coto del Marqués los granitos son de elementos pequeños. La mica es negra y en conjunto recuerdan las granulitas. Llevan un mineral de color violeta, que es compatible con otro de color rosa vivo, que parece ser el mismo aunque con distinto tono.

En el camino de Mirandilla a Campomanes los granitos son rosados, de grano fino y mica negra. El color es cárdeno e intenso, uniforme y sobre él destaca la mica. En los arenales los granitos también son finos, cárdenos, de mica negra esparcida y notables por la frecuencia de unos gabarras formados casi únicamente por mica negra. En el cerro del Arroyanejo, el granito es cárdeno, alterado y descomponiéndose en una arcilla roja; la mica es blanca. Junto al pueblo el granito es esquistoso, de elementos orientados y algo alterado; la mica aparece en hojitas muy pequeñas.

Cornalvo.

En las inmediaciones de la presa de Cornalvo pueden verse granitos de tipo normal, aunque presentan matices bastante variados. Y en la carretera que va a Cornalvo, en el llamado arroyo de las Mulas, asoma un granito normal, típico, compacto, porfiroide y de mica negra.

San Pedro de Mérida.

En la trinchera de la carretera de Madrid existen diferentes asomas de granitos que atraviesan pizarras y cuarcitas silúricas. En la parte más meridional del corte el granito es algo basto, de grano grueso y rojizo. Pero a medida que se avanza experimenta variaciones importantes; dejando de ser masa única se intercala entre las pizarras en emisiones independientes, cada una de las cuales adquiere sus particularidades petrográficas.

Es interesante un tipo de granito de granos gruesos, en el que el cuarzo y la ortosa, muy dominantes, se compenetran como si se tratara de una pegmatita, donde la ortosa envuelve y aprisiona al cuarzo. En algunos puntos la ortosa es poliédrica, la mica esporádica y escasa.

En otros puntos de esta misma localidad, el granito es aplítico y le falta

la mica, y en otros se convierte en una roca indeterminable con caracteres de transición.

Por lo que decimos se ve que estos granitos están fuertemente afectados por el contacto de la roca que atraviesan y a la que a su vez han influenciado muchísimo, dando lugar a los consiguientes metamorfismos de contacto. En las proximidades de esta localidad, e íntimamente relacionados con estos granitos, existen otros de gran interés; son los que se ven en las llamadas Lomas de Guillén, junto al Fresneda, de granitos bastos normales y con mucha mica negra; los que aparecen en las llamadas Lomas de Gargajo, también cerca del río Fresneda, de granitos bastos de mica negra y con algunos cristales de ortosa muy grandes, contornos muy bien definidos y masas espáticas azuladas; y, por último, el asomo de las Lomas del Castillojo, con granitos porfiroides, mica negra y fracturas frescas con superficies de roca granítica típica.

Esparragalejo.

En la trinchera de la carretera a Montijo existe un granito muy notable porque sus elementos, muy pequeños, forman una masa en la que destaca algún cristal de ortosa en nódulos imprecisos que le dan a la roca un aspecto porfiroides muy especial. Lleva dos clases de mica.

La Garrovilla.

En la llamada Cantera Marrueco, entre Esparragalejo y La Garrovilla, asoma un granito de grano mediano, de dos micas, de coloración gris, que en algunos puntos cambia y pasa a ser porfiroides, pero con todos los elementos orientados en líneas paralelas. La superficie de roturas es fresca.

Cantarranas. (Fig. 1.)

Al SE. de Mérida, en la carretera que conduce a Don Alvaro, a unos tres kilómetros, existe una mancha de granito de aspecto bastante atípico con la ortosa y la mica alterada. Los elementos guardan cierta orientación. La masa en algunos sectores está milonitizada. La roca tiene un tono gris y aspecto granuloso variable, de tal manera que algunos momentos está formada únicamente por cuarzo y en otros sólo por cristales de ortosa o de plagioclase. Tiene también granulaciones pequeñas de hornblenda o cristales grandes alargados de este mismo mineral.

Los caracteres de esta mancha granítica recuerdan en gran parte a la mancha granítica que está situada en la ladera izquierda del Guadiana, en el paraje llamado La Fernandina, y de la que nos vamos a ocupar. La masa total de la roca de Cantarranas está orientada a NW. y se extiende hacia el sur en un trecho bastante grande.

La Fernandina. (Fig. 1.)

Es un asomo granítico muy reducido que se halla en la carretera de Mérida a Alange, aproximadamente a la altura del Km. 3. Está formando un cerro aislado en contacto con las cuarcitas silúricas. En su masa se distinguen sectores donde dominan grandes manchas de ortosa en cristales grandes; zonas en las que existen únicamente cuarzos en cristales muy gruesos, y zonas donde todos estos elementos grandes se hallan entremezclados en proporciones cambiantes. La roca en muchos puntos recuerda a las pegmatitas de componentes gruesos.

El aspecto particular que presenta esta roca hace pensar que se trata de un resto semipastoso convertido en residuo escoriáceo, mal conformado, correspondiente a un borde irregular de batolito donde los cristales se han podido desarrollar en dimensiones desmesuradas.

El Berrocal-Coscoja. (Fig. 1.)

Es otro asomo granítico que se halla en la carretera de Mérida a Alange, exactamente a la altura del Km. 5. Es de reducidas dimensiones, pero proporciona varios tipos petrográficos del mayor interés, de los que se pueden recordar, como ejemplos principales, los que siguen:

Granito normal, de grano corriente y componentes proporcionados.

Granito de dos micas, o de mica blanca nada más, dotado de ortosas blancas o sonrosadas y de plagioclasas blancas, sonrosadas y verdosas.

Granito de mica negra, en laminillas grandes y elementos gruesos, todos orientados.

Granitos aplíticos muy cuarcíferos, blancos, sin mica o ésta poco perceptible.

Granitos conteniendo piritas cristalizadas, en cubos triglifos, que por alteración producen aureolas rojizas alrededor del cristal y manchan la roca.

Granulitas, de caracteres especiales, muy dominantes en este asomo.

Véanse informes de Ramírez y Roso (29) y tesis de Servaye (33).

c) CARACTERES MICROSCÓPICOS DE LOS GRANITOS.

Los granitos de las inmediaciones de Mérida han sido estudiados al microscopio por Roso de Luna (15) en los capítulos correspondientes a las explicaciones de las hojas geológicas de Mérida, Mirandilla y Don Benito. También han sido estudiados por Ph. Servaye, de la Universidad de Lovaina, en su tesis doctoral (33).

El primero describe los minerales que se distinguen a simple vista y señala, además, la presencia de otros que, por lo diminutos, pasan desapercibidos, y sólo pueden descubrirse con auxilio del microscopio. Los minerales que describe son:

El cuarzo, que se halla en masas individualizadas o en agregados.

La ortosa y la microclina, de las cuales la que más interesa es la primera por su mayor abundancia y por presentarse maclada, y la mayoría de las veces en superficies muy alteradas, caolinizadas.

Los feldespatos, representados por la oligoclasa, andesita y albita, casi siempre en maclas polisintéticas alteradas y turbias al microscopio.

Las micas negras, biotitas, frescas o no, pasando muchas veces a cloritas y a magnetitas, y pudiendo llevar inclusiones de círcón aureolado.

La moscovita, casi siempre fresca y lustrosa.

El apatito, poco abundante o raro, a veces cristalizado en agujas.

Por lo que se refiere a su naturaleza química, los granitos estudiados por Roso de Luna son calcoalcalinos (calciosódicos), y por lo que se refiere a sus texturas, son granudos, porfiroides (no siempre) y cataclásticos, debido a presiones orogénicas y a otros accidentes tectónicos.

— Del estudio micrográfico de estos granitos hechos por Servaye, interesa recoger algunos detalles parciales:

De los cuarzos, indica la particularidad de que contienen inclusiones de feldespatos de formaciones secundarias, plagioclasas y raramente ortosas, que deben relacionarse con los feldespatos primarios de los granitos. Señala casos con inclusiones de topacios y casos de cuarzos fisurados llenos de sericitas.

De las ortosas, dice que casi siempre están alteradas, a veces en granos muy exagerados, y que también se presentan con pasos a sericitas y a perditas.

De las micas hace un estudio especial. Indica que, desde el punto de vista óptico, corresponde al grupo de las biotitas; desde el de la composición química, al grupo de las moscovitas, y desde el estructural, a las lepidolitas. En consecuencia, considera que la biotita primitiva ha sido alterada profundamente por acciones hidrotermales y neumatolíticas.

Señala la presencia del topacio en todos los granitos en cantidad superabundante, y también fluorina, óxido de hierro, etc.

d) ANÁLISIS QUÍMICOS.

*Análisis químico del granito del "Berrocal", Sector Norte,
por Ph. Servaye, 1959 (33)*

	P. 182	P. 185
SiO ₂	75,30	71,69
Al ₂ O ₃	16,80	16,73
Fe ₂ O ₃	0,85	0,19
FeO	0,38	0,25
MgO	0,25	0,56
CaO	0,69	0,62
Na ₂ O	3,60	4,87
K ₂ O	3,20	4,15
H ₂ O	0,48	1,00
	100,55	100,06

Parámetro de Niggli:

	P. 182	P. 185
si	427,10	377,20
al	56,70	51,90
fm	7,22	6,20
c	4,47	3,40
alk	31,71	38,50
k	0,37	0,36
mg	0,57	0,73
c/fm	0,62	0,55
qz	200,00	123,00

Parámetro C. I. P. W.: I. 3'. 1 (2). (3) 4 - I. 4. 1' (3) 4.

En la clasificación de Lacroix, se trata de un granito alcalino, sódico-potásico.

*Analisis químico del granito del "Berrocal". Sector mineralizado,
por Ph. Servaye, 1959*

	P. 135	P. 132	P. 206
SiO ₂	74,98	82,24	74,44
Al ₂ O ₃	14,94	9,23	16,65
Fe ₂ O ₃	0,19	0,56	0,85
FeO	0,42	0,34	0,25
MgO	0,52	0,49	0,52
CaO	0,70	0,20	0,52
Na ₂ O	4,00	0,80	2,48
K ₂ O	3,95	4,87	7,53
H ₂ O	0,89	1,10	0,52
	100,68	99,83	99,76

Parámetro de Niggli:

	P. 135	P. 132	P. 206
si	434,30	746,20	457,80
al	50,70	49,46	45,78
fm	7,30	13,44	6,96
c	4,80	2,15	3,29
alk	37,20	34,94	43,95
k	0,40	0,80	0,66
mg	0,62	0,70	0,66
c/fm	0,66	0,16	0,47
qz	182	506	181

Parámetro magnético:

P. 135 : I. (3), 4, 1 (2), 3 (4).

P. 132 : I. (2) 3, 1, 2.

P. 206 : I. 4, 1', 2'.

*Análisis químico del granito de "La Fernandina", Mérida,
por Ph. Servaye, 1959 (33)*

SiO ₂	73,86	Parámetro de Niggli:
Al ₂ O ₃	15,42	si 405,00
Fe ₂ O ₃	1,23	al 49,67
FeO	0,59	fm 14,05
MgO	0,73	c 5,23
CaO	0,92	alk 31,05
Na ₂ O	4,75	k 0,19
K ₂ O	1,70	mg 0,44
H ₂ O	0,92	c/fm 0,37
		qz 180,8

e) CARACTERES MACROSCÓPICOS DE LOS MICROGRANITOS.

En el sector que estamos estudiando se han reconocido muchos asomos de microgranitos, todos ellos dotados de los caracteres típicos de esta roca. Las localidades son muchas, y ante la imposibilidad de referirnos a todas, enumeraremos las que creemos más indispensables.

En las proximidades del cortijo de Araya existe un asomo de micrograno-
rito de color rosado y grano pequeño que tiene rumbo NE. y va acompañado de diaclasas paralelas. Está contiguo al granito.

En las proximidades de la presa de Proserpina, al NW. de la misma, existen microgranitos muy rectilíneos y de grano pequeño, con aspecto de arenisca estratificada. Van acompañados de diaclasas paralelas.

En la trinchera del ferrocarril comprendida entre Mérida y la estación de Río Aljucén, en el Km. 58,57, existe un filón de micrograno-
rito que está atravesando pizarras y dioritas. Es un micrograno-
rito de grano muy fino, aplítico, ortosa sonrosada, mica muy escasa, roca fresca.

En las proximidades de Mirandilla, al pie de la Sierra Bermeja, filones de microgranitos sonrosados, en forma de diques pequeños, que asoman levemente sobre la superficie de los granitos. También hay microgranitos en el camino de Mirandilla a Mérida, en La Magdalena, en los arenales, etc.

En San Pedro de Mérida, en la carretera a Cornalvo y en las lomas de Gargajo, existen diques de microgranitos.

En Aljucén, y en las proximidades de este pueblo, se ven filones micro-
graníticos de cierta importancia, y los hay también en la carretera a Cáceres, kilómetro 97, en Los Rapaos, arroyo Perezón, cerro Pelao, Chaparral de Abajo y muchos sitios más.

En El Berrocal, al S. de Mérida, existen varios filones micrograníticos de importancia muy variable.

Finalmente, por su interés especial puede señalarse el dique de micro-
granito que se halla en las proximidades del paraje llamado Casa Vinuesa, precisamente en el lugar que ocupan los hornos de cal de los hermanos Ja-
ramillo Carrasco, junto a la carretera de Montijo. Se presenta como un filón
ramificado, todo blanco, granuloso, alterado y de rumbo WNW. Se halla
en un plano de falla que corta a unas calizas marmóreas que buzan al
N. y al NE.

f) CARACTERES MICROSCÓPICOS DE LOS MICROGRANITOS.

Los microgranitos de las proximidades de Mérida han sido estudiados por Roso de Luna (15), que ha identificado los siguientes componentes:
Cuarzo, casi siempre en masas y en agregado.

Ortosa, alterada o no y acompañada de plagioclásas, entre las que figu-
ran la oligoclasa y la andesita. Suelen estar alteradas casi siempre.

Biotita, mineral que suele conservarse fresco y alterado, pasa a clorita.
Muchas micas llevan inclusiones ferríferas, hematites, magnetita, etc.

Moscovita, mineral poco frecuente en estos microgranitos.

Turmalina, especie rara aquí, que sólo se presenta en casos excepcionales.

En términos generales, estos microgranitos son del tipo llamado normal, y sólo por excepción contienen dos clases de mica. Son calcoalcalinos (sódi-
cos o potásicos) y se les encuentra casi siempre en las zonas marginales ba-
tolíticas.

g) LAS PEGMATITAS.

Se han encontrado en muchísimas localidades de Mérida, dotadas de desarrollos muy desiguales. Se pueden recordar las siguientes:

En la base del Carija, por debajo de las calizas existen pegmatitas en masas compuestas de ortosa blanca, que es dominante y se halla salpicada de unas granulaciones de cristales de cuarzo pequeños y aprisionados por la ortosa. En la masa, y esparcidas, existen micas en láminas grandes, negras, alteradas, que se alargan y se ramifican marginalmente. Son de tamaño exa-
gerado y por eso contrastan mucho con la pasta del componente pegmatítico.

En el sector del Berrocal existen otras pegmatitas. Una de las más prin-
cipales va a NW., parte de las márgenes del Guadiana, próximo a las ins-
talaciones mineras, y sigue una marcha oscilante que se interrumpe en va-
rios trechos. Se halla superpuesta al granito y a la granulita. En el arranque
es de grandes cristales de ortosa, angulosos y cárdenos, que se apelmazan
entre sí y contienen unos cuarzos blancos lechosos muy grandes. Forman
masa irregular con ciertas derivaciones laterales. Poco después se pierde el
filón y vuelve a aparecer en núcleos de colocaciones variables. Pasada una
vallonada, y cuando el relieve empieza a remontarse, continúa la pegmatita

con la misma característica de composición y con las mismas irregularidades en su contorno. Cuando el relieve adquiere la máxima altura la pegmatita del crestón rocoso adquiere nuevas características. Dominan la ortosa, que ahora es blanca, ligeramente grisácea y de superficies espáticas muy brillantes. Lateralmente pasa a ser de una granulación pequeña, con mucha mica negra y en conjunto de tono muy oscuro. Estas pegmatitas son muy interesantes porque llevan cristales de topacios perfectamente conformados y de coloraciones diferentes.

En las proximidades de Mirandilla existen pegmatitas de elementos grandes que aprisionan nódulos pegmatíticos de granulaciones muy pequeñas. También existen pegmatitas que contienen turmalina negra en cristales grandes alargados y entrecruzados.

En la Garrovilla existe una pegmatita de tonos claros por el dominio de la ortosa.

h) FILONES NEUMATOLÍTICOS E HIDROTERMALES.

En los batolitos graníticos del NW. de Mérida existen numerosos filones que les atraviesan en distintas direcciones, todos ellos de cuarzos blancos, grises, azulados, consistentes y de fracturas astilosas cortantes.

Las potencias de estos filones son variables y van desde los muy delgados, de un centímetro de espesor, a muy potentes, adquiriendo los caracteres de verdaderos diques. En todos ellos las salbandas están ocupadas por drusas de escamas de mica blanca o de micas rojizas.

Estos filones, por su génesis, responden a dos etapas de emisión: unos son neumatóliticos y otros hidrotermales. En ambos casos estos filones suelen ir acompañados de metalizaciones conteniendo casiteritas, wolframitas, scheelitas, mispíquel, galenas, etc. Algunas de estas especies han sido objeto de explotaciones mineras temporales, como las llevadas a cabo en las proximidades de Araya, presa de Proserpina, inmediaciones de Mirandilla, parajes Berrocal y Coscoja, etc.

Se podrían enumerar muchísimas localidades de filones vistos por nosotros, pero sería sumamente enojoso.

i) RESUMEN SOBRE LOS GRANITOS Y SUS ROCAS.

Los granitos de Mérida enumerados en las líneas anteriores, encajan perfectamente dentro de las características típicas de esta roca. Las afinidades que existen entre el batolito principal y las apófisis parciales indican la perfecta unidad geológica que les une. Existe concordancia en las estructuras y en la composición mineralógica. Hay acuerdo en las frecuencias y en las direcciones de las diaclasas. Caen dentro de la más absoluta normalidad todas las demás manifestaciones petrográficas que acompañan a los gra-

nitos, esto es, los microgranitos, las aplitas, las pegmatitas y los filones de toda especie.

Los granitos enumerados y sus rocas son importantes para Mérida desde el punto de vista petrográfico, y también lo son muchísimo desde el aspecto geotectónico, como tendremos ocasión de ver líneas más adelante.

3. Las dioritas

a) CONSIDERACIONES PRELIMINARES.

Las dioritas de Mérida están representadas en el mapa general de España por una gran mancha que tiene todas las características de un gran batolito de roca básica. Se extiende al este del meridiano que pasa por la ciudad. En todas partes la roca dominante es una diorita común, pero de ella derivan gran diversidad de variedades.

Por simple inspección ocular se ve que la diorita está compuesta de un elemento negro, la hornblenda, y de una pasta blanca que son las plagioclásas. Estos dos minerales son casi exclusivos, pero pueden ir acompañados de otros que raramente se distinguen a simple vista y sólo pueden descubrirse por medio del microscopio.

La modalidad más corriente es la diorita de tipo granudo, donde la masa de la roca está compartida por igual por la hornblenda y por las plagioclásas. Es una masa petrosa blanca que forma un fondo claro sobre el que destacan unas manchas oscuras más o menos numerosas y apretadas. A partir de este tipo general hay variedades donde los elementos negros son casi exclusivos, y toda la roca es un aglomerado de cristales grandes de hornblenda fuertemente unidos y sin plagioclásas; son verdaderas anfibolitas, de estructura pegmatítica y de naturaleza básica. (Fig. 4.)

Hay otras en que las hornblendas están formando haces de cristales alargados y soldados por las plagioclásas. (Fig. 2.)

Otras donde las hornblendas están orientadas en alineaciones más o menos rectilíneas u ondulantes. (Figs. 3, 5, 8, 12.)

Las hay de estructuras cambiantes, con pasos rápidos desde zonas con cristales grandes, a zonas con cristales pequeños, y de partes ordenadas a partes muy revueltas. (Figs. 6, 7, 10, 11.)

Hay dioritas estratiformes de granos dispuestos en lechos de superposición. Y otras de granos muy pequeños y masas ásperas de contenido uniforme. (Figs. 3, 5, 6, 7.)

Las hay con hornblendas que tienen color negro intenso y aspecto vítreo, y otras donde este mineral es de aspecto pardo, gris, verdoso y aun con tonalidades abigarradas.

Las dioritas son por lo general muy consistentes y duras, de fractura

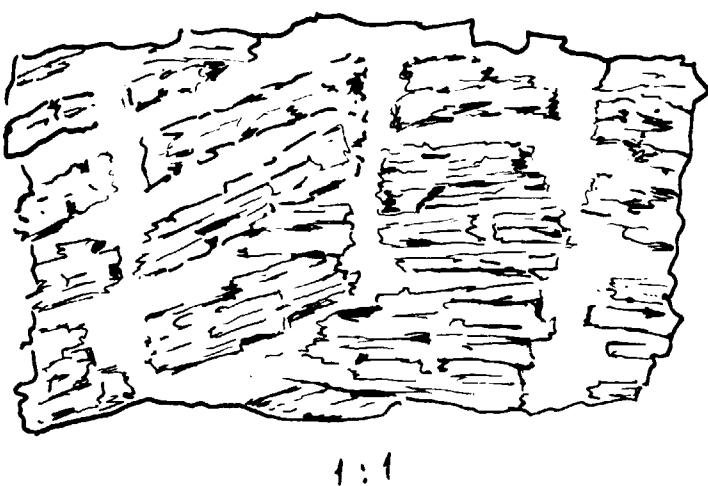


Fig. 2.—Diorita de cristales de hornblendas dispuestas en haces, ordenadas. soldadas por una masa de plagioclasas. Los Sesmos.

difícil, y en las que las roturas frescas muestran cristales brillantes con reflejos a la luz directa. En cambio hay otras en donde las plagioclasas están alteradas, se muestran terrosas y toda la roca se desmorona.

Las dioritas expuestas a la intemperie presentan pátinas sucias y colores cambiantes, amarillos, rojos, verdosos, etc.

b) LOCALIDADES Y CARACTERES MACROSCÓPICOS.

La gran mancha diorítica de la penillanura de Mérida, como ya se ha dicho, está circundada por el río Guadiana desde San Pedro de Mérida hasta el sur de la Sierra de Araya, en las proximidades de la desembocadura del río Aljucén, y por el NW. está limitada por una línea que va desde la estación de Río Aljucén hasta Mirandilla. Este asomo petrográfico, dentro de su gran uniformidad, ofrece muchas modalidades, de las cuales nos vamos a ocupar a continuación.

Pancaliente.

En este lugar se halla un asomo diorítico que está coincidente con la orilla derecha del Guadiana. Se presenta en forma de masa rocosa que sirve de base a las edificaciones del molino de dicho nombre. Las dioritas presentan superficies arrasadas y pulidas, mostrando las estructuras de la roca con toda claridad.

Las hornblendas y las plagioclasas, en proporciones muy diferentes, están orientadas formando ondulaciones, repliegues y bucles, como mostrando

una antigua fluidez y una movilidad de toda la masa encajada y desarrollada entre fuertes presiones. Las ondulaciones abarcan curvaturas de más de un metro de radio. Hacia el N. de este punto tan importante, y fuera ya de

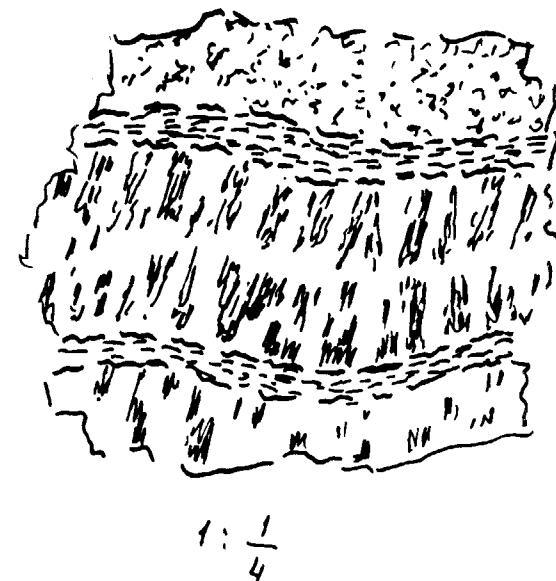


Fig. 3.—Diorita estratiforme con predominio de las cristales de hornblenda en disposiciones muy variadas. Pancaliente. Puente de Hierro.

los edificios, hay asomos de dioritas estratiformes, frescas, duras, de grandes cristales de hornblenda muy negros, vitreos, y escasas de plagioclasas. (Figuras 3 y 12, y lám. I, fig. 1.)

Puente de Hierro.

En el Puente de Hierro, en el cauce de un regato antiguo, poco importante, existen afloraciones de una diorita constituida por cristales de hornblenda que son cortos, robustos y con pátina ferruginosa, que se aglomeran formando una masa irregular sin pasta que les une, o con breves manchas blancas feldespáticas que ocupan los espacios que dejan los cristales grandes. El aspecto petrográfico recuerda a las pegmatitas graníticas constituidas por elementos gruesos. El dominio exclusivo que presentan las hornblendas de esta roca la coloca entre las anfibolitas puras, que constituyen un modelo muy característico de esta variedad de dioritas. (Fig. 4.)

Camino de Casa Vinuesa.

En el recorrido que va desde Mérida hacia la finca de recreo llamada Casa Vinuesa se pueden observar muchas modalidades de las dioritas. De todas ellas, las que ofrecen mayor interés son las que se presentan formadas



Fig. 4.—Diorita formada por un aglomerado de cristales de hornblenda sin presencia de plagioclasa. Albarregas.

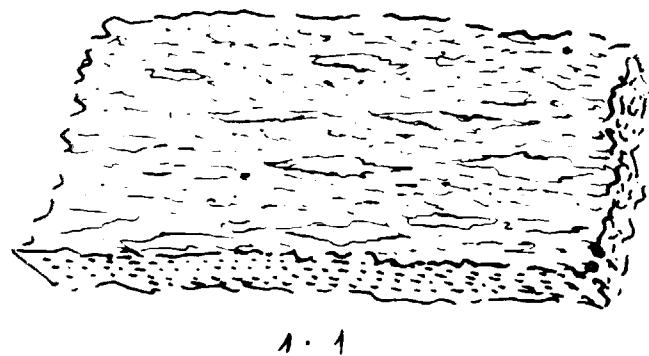


Fig. 5.—Diorita formada por una pasta de plagioclasas conteniendo cristales pequeños de hornblendas ordenados. Araya. Vinuesa.

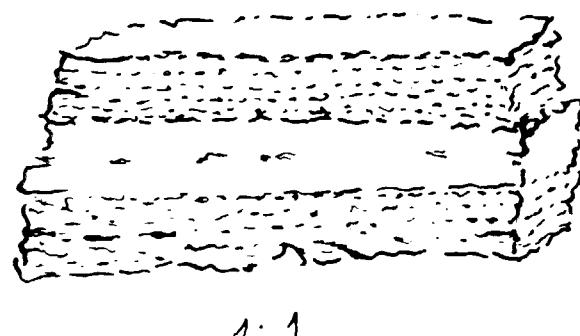


Fig. 6.—Dioritas estratiformes en lechos con predominio de granulaciones pequeñas de hornblendas alternando con otros lechos formados casi exclusivamente por las plagioclasas. Vinuesa.

por elementos orientados, con granulaciones muy destacadas o muy finas y dispuestas en lechos superpuestos. Son particulares también los casos en que la masa se halla formada por cintas claras, y anchas, de plagioclásas que en su interior abarcan corrientes de granos pequeños de hornblenda. (Figs. 5, 6.)

Próximo a Casa Vinuesa existen unas dioritas integradas por granos en masa difusa y sobre la que destaca, de manera especial, un intenso color verde muy vistoso que llama poderosamente la atención.

Camino del Cortijo de Araya.

Desde Mérida hacia el Cortijo de Araya, siguiendo por la calzada romana y por la trinchera del ferrocarril, el suelo es diorítico y se presenta en una gran profusión petrográfica y estructural. En general la masa diorítica está muy diaclasada y aparece con toda claridad tanto en las trincheras del ferrocarril como en las partes libres; las fisuras tienen rumbo NE.

— En los puntos donde está la roca viva aparece desprovista de vegetación, y de esta manera pueden observarse dioritas en las que dominan los feldespatos; zonas donde predominan los cristales o las masas irregulares de la hornblenda, dando sectores muy oscuros, y zonas donde las dioritas están

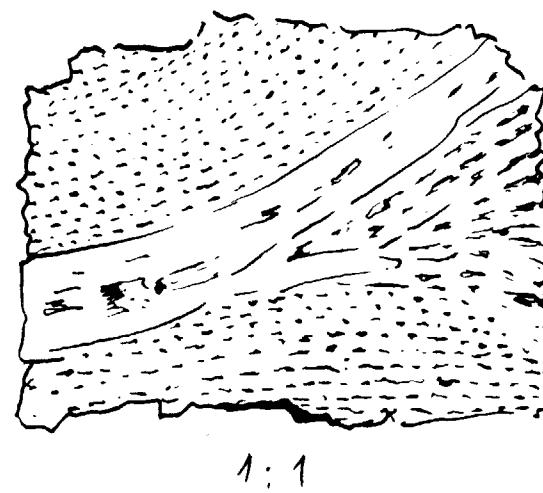


Fig. 7.—Diorita con granos de hornblendas pequeños y ordenados en la que se intercala un lecho de plagioclasas que se ramifica. Araya.

apriisionando una roca granulosa, consistente, como si se tratara de una verdadera arenisca residual. (Figs. 7, 8.)

Junto al pequeño puente romano, de tipo de alcantarilla, por el que pasa la antigua calzada, la diorita tiene texturas pegmatíticas y las hornblendas cristalizadas forman aglomerados.

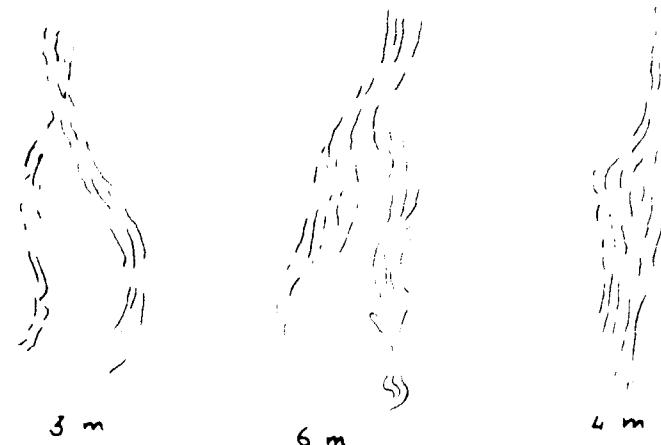


Fig. 8.—Masas dioríticas mostrando las ondulaciones y ramificaciones de los granos de hornblendas ordenados y seriados. F. C. Km. 257-258. Camino de Araya.

La Abadía. El Cementerio.

Las dioritas que existen en todo este sector inmediato a la ciudad repiten las características de siempre, aunque aquí se puedan señalar como más notables unas dioritas muy duras, de grano fino, muy compacto, formando

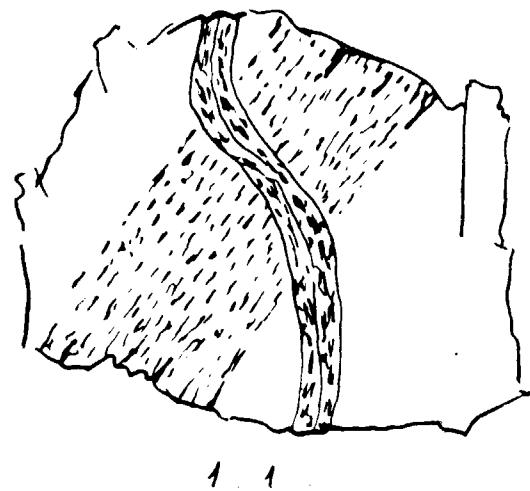


Fig. 9.—Diorita de granos de hornblenda ordenados, paralelos, cruzados por una veta doble de cristales de hornblendas seriadas. Abadía.

lechos que alternativamente se repiten en blancos y en verdosos y que recuerdan las estructuras sedimentarias. (Fig. 9.)

Frente al Cementerio, en la trinchera de la carretera, se repiten las dioritas duras. Y al pie de los pilares del acueducto romano, y en el interior

del patio de la fábrica de curtidos, las dioritas presentes son también muy duras.

Arroyo de las Arquitas.

A lo largo del cauce de este arroyo, y en muchos puntos de sus laderas, se puede comprobar la existencia de dioritas estratiformes que en algunos momentos alternan con una formación rocosa imprecisa y que nosotros reunimos bajo la denominación de esquistos.

En este arroyo hemos podido comprobar la existencia de dioritas de granos finos, duras y azuladas, y dioritas de granos medianos, casi siempre alterados, que muestran coloraciones de tonos muy fuertes.

Es interesante el hecho de que en la ladera izquierda del arroyo las dioritas son siempre duras y frescas.

La Romera. La Godina. Los Sesmos.

Todas las dioritas de estos parajes están dotadas de caracteres muy semejantes, pero a pesar de ello puede hacerse referencia a algunos matices que las diferencian. En La Romera la roca es basta, alterada, y la hornblenda de cristales gruesos, cortos, casi redondeados y separados entre sí por la plagioclasa blanca que los aglutina y que está muy alterada y se desmorona.

En Los Sesmos vuelven a verse dioritas de cristales grandes de hornblendas, alargados y entremezclados con muy poca plagioclasa, y también dioritas cataclásicas. Las hay de grano finísimo y de grano basto alterado.

En Los Sesmos hemos observado el caso de dioritas que están englobando y digiriendo a unas calizas espatizadas que, en realidad, son derivación estratigráfica directa de las bases del Carija. Son también particulares los casos de emisiones de dioritas, confusas, que invaden a masas de calizas.

Cerro de los Hitos.

En esta localidad se repiten muchas de las formas conocidas, destacando las que son de grano muy fino, de aspecto pizarroso, pero duras, entre las cuales se intercalan lechos imprecisos de esquistos algo arcillosos, verdosos.

Alrededores de La Corchera.

En el basamento de la tapia que cierra el recinto de La Corchera, junto a la carretera que va paralela al Albarregas, existen dioritas muy típicas por su consistencia, sus granos bien orientados y bien cementados, muy negros, vítreos, limpios y con la pasta de plagioclasas de color azul vistoso.

Detrás del recinto de La Corchera existen dioritas brechoides sonrosadas y de conjunto orientado al norte.

En el interior de un pozo en construcción que rebasó los seis metros de

profundidad se obtuvieron dioritas alteradas unidas a dioritas duras y de estructuras muy variadas, diversidad explicable porque el pozo se abrió en una zona muy fisurada tectónicamente.

Viveros de Obras Públicas.

Por la carretera de Madrid, antes de llegar a los Viveros de Obras Públicas, la diorita aparece en manchas de aspectos muy distintos en la granulación, en la proporción de los elementos, en los repliegues, en los rumbos, etc. (Fig. 10.)

Cuando se llega al puente sobre un afluente del Albarregas, las dioritas tienen tipo de estructura pegmatítico y se hallan formando a manera de un gran dique.

Después siguen unas dioritas de tipo normal, pero según la dirección que se considere cambia a estructuras muy diferentes. Son duras y algunas

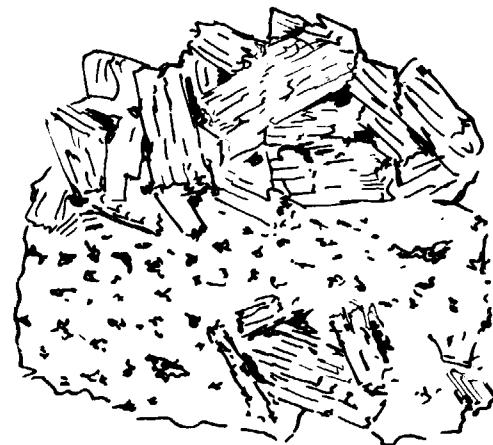


Fig. 10.—Diorita compleja formada por un aglomerado de grandes cristales de hornblendas unidos a una masa de diorita común granulosa. Viveros de Obras Públicas. Albarregas.

adquieren un aspecto como si se tratara de neis, con vetas verdosas debidas a la hornblenda.

Todas estas dioritas, presentando variaciones múltiples, llegan hasta las proximidades de San Pedro de Mérida.

San Pedro de Mérida.

En la trinchera de la carretera de Madrid, que pasa por las cercanías de este pueblo, las dioritas entran en una zona de influencias de los granitos, de tal manera que muchas pizarras afectadas por esta roca plutónica muestran, con toda claridad, sus pasos insensibles a verdaderas dioritas.

Mirandilla.

En las inmediaciones de este pueblo hay también asomos de rocas dioríticas, siendo muy notables las que existen próximo a la base de Sierra Bermeja, donde los granitos se intercalan en las pizarras silúricas, las digieren y dan paso a verdaderas dioritas, que se hallan perfectamente compenetradas con dichas rocas y además en perfecta concordancia con la estratificación silúrica. Aquí se repite el caso de San Pedro de Mérida.

Aljucén.

Tanto en el pueblo como en los campos inmediatos a él existen lugares que pueden servir de modelo para estudiar todas las variedades principales de dioritas, desde las que están formadas por granos medianos y compac-



Fig. 11.—Diorita con cambio brusco en la ordenación de los elementos, debido a un contacto en discordancia angular. Aljucén.

tos hasta las dioritas bajas, alteradas y verdosas. Son frecuentes las que tienen los elementos orientados y estratiformes. (Fig. 11.)

Hostería Nueva del Matadero.

Por frente a la Hostería Nueva del Matadero, situada en la ladera izquierda del Guadiana, al descender al río se pasa por unas dioritas arrasadas, bastante oscuras, con los elementos orientados en dirección NE. Destacan sobre todo las que se presentan zonadas con vetas blancas debidas a los feldespatos y venillas delgadas debidas al cuarzo. En algunos puntos presentan dibujos muy variados que parecen estar en relación con una estratificación muy primitiva. En otros puntos estas dioritas se hacen esquisitas.

Tomadas en masa parecen colocadas verticalmente y como orientadas a NW. (fig. 12 bis).



Fig. 12.—Ondulaciones y pliegues en las dioritas de Pancaliente.

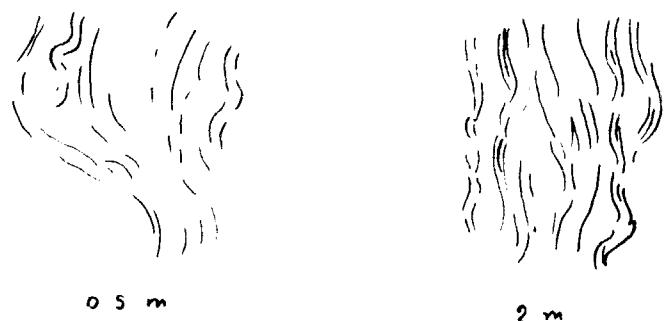


Fig. 12 bis.—Masas dioríticas mostrando las ondulaciones y ramificaciones de los granos de hornblendas ordenados y seriados. Hostería Nueva. Matadero Provincial.

Puente de Hierro y Matadero Provincial.

Al pie del puente de hierro contiguo al Matadero existen unas dioritas duras, normales, hornbléndicas, circunstancialmente zonadas y diaclasadas con fisuras que van casi a norte. Algunas tienen aspectos tabulados.

Estas dioritas se extienden hacia el sector del Prado, ocultas por arenas cuaternarias, y en el mismo suelo de este paraje las dioritas asoman por diversos puntos. Siguiendo la margen del río llegan hasta más allá de un molino en ruinas.

Estas mismas dioritas tienen otra continuación siguiendo la línea del ferrocarril, siendo dignas de mención las que aparecen en las trincheras, casi siempre de aspectos estratiformes en capas numerosas, delgadas y casi todas formadas por una granulación blanca y negra. Esta disposición se mantiene muy uniforme, pero a veces cambia y da lugar a unos lechos sucesivos en los que dominan los granos oscuros pasando después a otros lechos donde la granulación es grisácea o blanquecina.

Otro punto importante de estas dioritas es el que se ha podido observar en el recinto del Matadero, con ocasión de unas excavaciones para cimentar

unos grandes frigoríficos, casi todas dioritas típicas, granuladas, azuladas, duras y con sectores alterados. Es digno de señalar que todas estas dioritas aparecieron en contactos normales con estratos de cuarcitas y de pizarras.

A espaldas del Matadero también se han podido ver dioritas típicas hornbléndicas colocadas en contactos normales con unas pizarras muy alteradas. En el apartadero del ferrocarril las trincheras descubren dioritas que van al NW y buzan al SE. con mucha verticalidad. Hay que recordar el caso de las dioritas que están intercaladas entre otras de naturaleza esquistosa. También existen pequeños lechos estratiformes de corneanas.

Puente Nuevo.

Las dioritas que sirven de estribo al Puente Nuevo, derecha del Guadiana, son todas frescas y muy oscuras. Los cristales de hornblendita son muy negros y vítreos. Los tamaños muy variables, unos grandes, acompañados de algo de plagioclasa, y otros pequeños formando una masa imprecisa. Hay muchos estados intermedios.

Al borde del río existe una zona donde las dioritas se hallan alternando con formaciones esquistosas alteradas y resquebrajadas. Estos esquistos están aprisionados por las dioritas en algunos lugares.

Desde el Puente Nuevo hacia la llamada muralla romana, las dioritas se hallan alternando con formaciones esquistosas, dando lugar a formas longitudinales que se repiten varias veces. Estos esquistos, aprisionados por las dioritas, pueden estar replegados, debido a presiones mecánicas de las mismas.

Desde el Puente Nuevo las dioritas se prolongan por toda la margen derecha del Guadiana, pasan por el muro del Conventual y por la estribación del puente romano viejo, antigua entrada a Mérida, continuando por la Eléctrica Sevillana, donde forma un roquedo marginal que se oculta, pero que después se continúa hasta Pancaliente.

Caminillo-Cantarranas.

Las dioritas de este sector son de aspecto ordinario, basta, sucias, de tono general algo azulado y superficies con colores abigarrados por las alteraciones meteóricas. Algunas llevan veteados irregulares de plagioclases duras.

Don Alvaro.

En la carretera que conduce a este pueblo, un poco antes de llegar, existen dioritas alteradas y esquistosas, siendo notable la presencia de dioritas duras que destacan entre los esquistos. En este paraje es interesante el contacto de las dioritas con las cuarcitas y las pizarras del Silúrico.

c) CARACTERES MICROGRÁFICOS DE LAS DIORITAS.

Las dioritas de Mérida han sido estudiadas al microscopio por Roso de Luna en los mismos trabajos aludidos al tratar de los granitos (15), (21). Los componentes mineralógicos hallados por este autor responden a los siguientes caracteres:

Hornblenda; abundante, típica, estriada, en cristales negros, verdes, grandes, exfoliación clara; algunos cristales de este mineral están flexionados por efecto de las presiones.

Biotita: muy escasa, puede faltar totalmente. En algunos casos envuelve a la hornblenda.

Magnetita; muy frecuente en todas estas dioritas, siempre amorfa o en laminillas.

Piritas: cristalizadas y difundidas en la masa rocosa mineral escaso.

Feldespatos; se presentan en secciones irregulares; son más abundantes los calcosódicos, habiéndose comprobado oligoclasa, bitownita, anortita, etc. Se han reconocido también albita, andesita y labrador, que son menos frecuentes. Las plagioclasas se presentan al microscopio con superficies alteradas o turbias y en cristales polisintéticos recurvados por presiones.

- Apatito; en cristales pequeños, alargados y con abundancias muy desiguales.

Cuarzo; muy escaso; por lo regular falta; raro el del tipo exagonal; existe en plaquitas aisladas y en agregados.

Epidota y actinota, en agujas finamente radiantes.

Calcita: exagonal excepcional, de segundo orden.

En algunos ejemplares se han visto muestras con ciertos tránsitos hacia las rocas gábris. Las dioritas de Mérida son de textura cataclástica.

Atendiendo a los rasgos principales de la estructura y textura de las dioritas, Roso de Luna hace observar que las hornblendas han cristalizado en primer término y después que han cristalizado las plagioclasas. Señala que las segundas, en todos los casos, se acoplan a las primeras y que las plagioclasas claras, blancas, llenan las cavidades que dejan las hornblendas entrecruzadas.

A la vista de este estudio debemos hacer notar, por nuestra parte, que casi todos los minerales identificados en las micrografías son de especies que pueden encontrarse como componentes primarios en las rocas ígneas ácidas y básicas, pero que a su vez se trata también de componentes de las rocas metamórficas. De los minerales reseñados no hay uno solo que sea exclusivo de las rocas eruptivas, y que sea extraño a las metamórficas. En cambio todas las especies aludidas pueden ser de génesis metamórfica, siendo especies exclusivas de metamorfismos la epidota y la actinolita.

d) ANÁLISIS QUÍMICOS.

Análisis químico de la diorita de Mérida, por M. Weibel, 1955 (24)

De este análisis químico y de otras consideraciones Weibel deduce que la roca es un *gabro*.

Análisis químico de la diorita de Mérida, por Ph. Servaye, 1959 (33)

SiO_2	52,16	Parámetro de Niggli:	
Al_2O_3	17,55		
Fe_2O_3	0,37	si..	130
FeO	10,15	al..	25,77
MgO	6,44	fm	45,68
CaO	7,66	c...	20,50
Na_2O	3,05	alk	8,05
K_2O	0,45	k...	0,09
H_2O	2,35	mg	0,53
		c/fm	0,45
		gz	0

Este análisis revela una composición ligeramente más básica que la de una diorita.

Para Servaye, la diorita de Mérida debe considerarse como una anfibolita por la facies de la roca y por su composición.

e) NATURALEZA DE LAS DIORITAS.

Las dioritas de Mérida han sido estudiadas por varios autores, entre los que figuran, como más principales, Breñosa, Mallada, Hernández-Pacheco (15) y Roso de Luna (15). Las de Aljucén han sido objeto de una breve nota por parte de Vidal Box (10). Todos estos autores han tratado de esta roca considerándola de origen eruptivo e interpretándola como el componente de un magma de un gran batolito de naturaleza básica. Químicamente han sido analizadas por Weibel y por Servaye, cuyos análisis insertamos en d).

De todos estos estudios resulta que los autores consideran a las dioritas de Mérida como una roca eruptiva granuda. Pero a la vista de las observaciones realizadas por nosotros es necesario tomar en cuenta la diversidad de caracteres que nos ofrece esta modalidad petrográfica y, fundados en ellos, indicar que debe tratarse, en realidad, de una verdadera roca metamórfica y no eruptiva. Para apoyar nuestra suposición nos fundamos en razones geológicas generales y en consideraciones importantes de índole petrográfica.

El carácter estructural de las rocas eruptivas.—Uno de los primeros caracteres generales que definen a las rocas eruptivas es lo que se ha venido en llamar noción de *homogeneidad relativa*, de aplicación a todas las rocas ígneas, procedentes de la consolidación de los magmas. Cuando se examina el macizo de una roca magmática se comprueba, en todos los casos, que en toda su extensión superficial y profunda existe una gran homogeneidad estructural petrográfica; todas las partes de la masa rocosa se hallan formadas por los mismos elementos y por los mismos desarrollos relativos, repitiendo esta identidad en todas partes.

Si aplicamos esta noción general al caso de las dioritas de Mérida se puede observar que en ellas no se cumple dicha condición, puesto que la masa de este supuesto batolito no es siempre igual. Este hecho constituye un primer dato muy importante para diferenciar estas dioritas de las dioritas eruptivas genuinas. La de Mérida en todas partes está constituida invariablemente por hornblendas y plagioclásas, pero tanto si se atiende a su granulometría como a la proporción en que entran estos componentes, las variaciones son exageradamente dispares. Los granos son fácilmente visibles por sus volúmenes, por las proporciones en que entran y por las estructuras que presentan, pero sus tamaños y las maneras de ordenarse cambian constantemente de unas a otras, por pasos insensibles o por saltos bruscos. Hay ocasiones en que la diorita de Mérida parece identificarse con modelos de rocas granudas, pero vistas con detención, en la mayoría de los casos las comparaciones petrográficas resultan completamente contradictorias a los caracteres de las rocas magmáticas. Los casos más extremos son aquellos en que

las dioritas toman aspecto tabulares; o se presentan con alternancias en la distribución de sus componentes, o los componentes aparecen seriados con ondulaciones y repliegues.

Para comprender el alcance de la gran variabilidad que presentan las dioritas de Mérida reunimos a continuación los tipos más representativos.

Agrupación convencional de las principales variedades de las dioritas de Mérida

I.—Dioritas granudas dispersas.

Caracterizadas porque los componentes mineralógicos se hallan difundidos en toda la masa:

a) Macrogranudas, de grandes cristales de hornblenda:

Hornblendas dispersas irregularmente.

- formando haces paralelos.
- formando trama entrecruzada con espacios ocupados por las plagioclásas.
- contiguas, desordenadas, en contactos y acoplamientos recíprocos, recordando las pegmatitas.

b) Normales, de grano medio, hornblendas y plagioclásas en proporciones iguales.

II.—Dioritas granudas ordenadas.

Caracterizadas porque los componentes mineralógicos están ordenados en alineaciones rectilíneas:

a) Macrogranudas, con hornblendas orientadas con dos modalidades: rectilíneas persistentes y rectilíneas variables.

b) Normales, grano medio, con hornblendas con dos modalidades: orientadas persistentes y orientadas variables.

c) Microgranudas, con hornblendas con dos modalidades: orientadas rectilíneas y variables.

d) Zonares, granos variables, hornblenda y plagioclasa en forma estratiforme, claras y oscuras y con paso de unas a otras zonas insensibles o tajantes.

e) Rameadas, con hornblendas orientadas cuyas alineaciones se bifurcan o se ramifican caprichosamente.

III.—Dioritas orientadas curvadas.

Caracterizadas porque los componentes mineralógicos siguen alineaciones curvilíneas y meandriformes.

a) Pliegues sencillos, meandros y plisaduras.

b) Pliegues complicados, múltiples, en bucles, en dendritas, etc.

IV.—Dioríticas orientadas y entrecruzadas.

Caracterizadas porque las alineaciones de los elementos rectilíneos, curvilíneos, etc., se entrecruzan, se atraviesan, se cortan, etc.

La diversidad de las modalidades estructurales que se acaban de resumir, referidas a las dioritas de Mérida, indican causas de origen que las alejan mucho de la llamada homogeneidad plutónica propia de las rocas eruptivas. Los casos en que estas dioritas se asemejan mucho a las rocas ígneas son puramente circunstanciales y porque en ellas se han alcanzado altos grados de metamorfismos endogénicos.

f) LA ORIENTACIÓN TECTÓNICA.

Un detalle importante que resulta de la orientación de los elementos en las dioritas es la de sus relaciones con los rumbos tectónicos. Dentro de la inmensa variedad de cambios de las dioritas y de las fluctuaciones en la dirección de los componentes estructurales, es un hecho de la mayor importancia que cuando se toman en consideración masas dioríticas parciales y se trata de relacionarlas con las estructuras litológicas próximas, en todos los casos se pueden referir a rumbos cardinales tectónicos. Esta relación no sólo está en la orientación de los granos mineralógicos; responde principalmente a la disposición conjunta de las masas imprimiendo a los bancos dioríticos auténticos rumbos estructurales.

Las dioritas tomadas en bancos más o menos referibles a disposiciones estratiformes se observa que tienen relaciones tectónicas, verdaderos buzamientos, inclinaciones variables, verticalidad y direcciones referibles a verdaderos rumbos tectónicos.

Las alineaciones de los componentes mineralógicos no siempre responden a directrices rectilíneas; hay lugares donde la disposición zonada de las dioritas, como sabemos, adopta curvaturas múltiples y alabeadas, pero se trata de fenómenos locales que para nada modifican la estimación de las estructuras orientadas tectónicamente de amplio alcance.

Hecha una recapitulación de los rumbos más principales que se han observado se aprecia que existe un dominio en la orientación total que va de SE. a NW., lo que quiere decir que se trata de un rumbo perfectamente hercíniano que está de acuerdo con las alineaciones de la tectónica general de esta comarca de Mérida. (Fig. 19.)

g) EL METAMORFISMO.

Las dioritas de Mérida las consideramos de origen metamórfico. Siguiendo a Lacroix (7) y a Ragin (12), incluimos a estas rocas en el tipo de las producidas por fenómenos generales de endomorfismo. Creemos que son una

consecuencia de las acciones profundas de un batolito granítico que ha actuado sobre materiales de cobertura.

El paso del granito a la diorita metémorfica es, como se sabe, un fenómeno complejo bien estudiado en muchas localidades, y en el que intervienen factores muy diferentes:

Los puramente físicos (presión, temperatura, etc.).

Los de índole magnética y química.

Los de digestión de componentes, intervención de mineralizadores, etc.

Los de condiciones geológicas generales (tectónica de sinclinales, dinámicas orogénicas, etc.).

Las dioritas de Mérida tienen una relación directa con los granitos que le son contiguos y por esta razón creemos que son una consecuencia petrográfica de los mismos. Ahora bien, las relaciones entre ambas rocas se presentan de una manera especial. En las localidades estudiadas más arriba puede de comprobarse que en los bordes del batolito no se observan muchos casos de digestión ni de migmatizaciones marginales. En las márgenes batolíticas que se han aludido, se pueden ver pasos tajantes a los estratos silúricos y devónicos que llevan superpuestos, pasos tajantes a las dioritas que están en su contacto. Lo más que se puede señalar son algunos granitos con transiciones a las dioritas, como sucede en las inmediaciones de San Pedro de Mérida, en el pie sur de la Sierra Bermeja, en Mirandilla, en el cortijo de Araya y algunos más. También se han podido observar lugares donde los bordes graníticos, conservando su naturaleza petrográfica, invaden espacios de estratos de cuarcitas, de pizarras, de calizas, etc., aprovechando grietas y fracturas de estas mismas rocas, conservando su naturaleza petrográfica.

Las dioritas de Mérida, en una gran mayoría de casos se presentan según un alto grado de metamorfismo, como si se tratara de una verdadera roca eruptiva granuda. Pero al mismo tiempo, en otros casos, aparece con todos los aspectos de una estructura laminar, como las que tienen las rocas sedimentarias. Entre estos dos extremos existen toda clase de transiciones y de enlaces (ya se ha visto).

De esta última observación surge la sospecha de que estas segundas dioritas sean el resultado de un metamorfismo que ha actuado sobre terrenos estratificados y que ha borrado, en gran parte, las características originarias.

Los contrastes entre las naturalezas petrográficas de las dos rocas que relacionamos son muy grandes. El granito es una roca ácida; la diorita es básica. El granito tiene superabundancia de cuarzo. La diorita de Mérida suele carecer de él y, en cambio, es abundante en hierro y magnesio.

Por petrografía se sabe que las rocas migmatizadas y granitizadas, en las que se aumentan el hierro y el magnesio, estando en contacto con terrenos calcáreos, se enriquecen de hornblenda, de diópsido y otros minerales, y cambian de naturaleza petrográfica. Se sabe, por tanto, que el paso de rocas ácidas a básicas depende, de una parte, de los intercambios que se pro-

duzcan en los componentes ya existentes, y de otra parte, de las aportaciones de cuerpos nuevos en proporciones concentradas.

Para el caso de Mérida, para poder explicar el paso del granito a la diorita, habrá que indagar de dónde proceden los componentes químicos decisivos para lograr esta transformación; habrá que puntualizar de dónde han podido venir el Fe, el Mg y el Ca, para que al incorporarse a las aportaciones graníticas, en cantidades suficientes, se opere, convenientemente, el cambio petrográfico.

Para otras localidades donde se han estudiado atentamente cambios idénticos, los autores explican que el hierro y el magnesio proceden de las concentraciones que se producen en los mismos frentes migmatíticos. Pero este fenómeno general no es aplicable a nuestro caso, puesto que, por lo que vamos diciendo, en el frente del batolito que estudiamos no parece que hayan tenido lugar estas clases de concentración. Para Mérida es admisible suponer que los componentes químicos causantes de la formación de minerales nuevos de la basicidad de la roca en general proceden del exterior magnético granítico; que todos ellos existían en los terrenos que estaban formando la cobertura granítica con anterioridad a los momentos de las actuaciones metamórficas.

Admitimos que el hierro necesario para poder formar los componentes anfibólicos ha debido proceder de las capas del Silúrico inferior que cubrían al granito; del hierro contenido en los estratos cuarcíticos, en las areniscas y, sobre todo, en las arcillas de esta edad; pudo proceder de las impregnaciones. Es detalle bien sabido que los hierros existen todavía hoy en abundancia en estos horizontes estratigráficos silúricos, en particular en los lechos y en intercalaciones de las arcillas donde existen formaciones limoníticas, etc., hierros lagunares y de fondo sedimentario; pudo proceder seguramente del que está impregnando los bancos de calizas devonianas, rojas, espáticas, tan visibles en el Carija y en Araya.

El magnesio y el calcio han debido proceder de las calizas dolomíticas y espáticas, de las calizas marmóreas o masivas cuyos residuos están representados aún en el mismo Carija y las dolomías magnesianas, de manera especial, en Esparragalejo, La Garrovilla, etc.

Dentro de nuestra exposición sencilla suponemos que el granito batolítico de Mérida, al reaccionar con los recubrimientos que acabamos de mencionar, ha podido dar lugar a las dioritas. El cuarzo, en exceso en aquella roca, reaccionando con el Fe, Mg y Ca mencionados, ha podido formar moléculas nuevas de minerales nuevos, en especial la hornblenda. La ortosa y las plagioclasas, poco cárnicas en los granitos, han podido pasar a plagioclasas más cárnicas en las dioritas. Las anfibolitas, prácticamente inexistentes en estos granitos, tuvieron posteriormente una realidad formativa y pasaron a hacerse dominantes en las dioritas.

Se sabe que la sílice pura reacciona poco con el carbonato cálcico puro,

pero reacciona mucho con el carbonato calcio-magnesio. Si la sílice es abundante y suficiente, forma en general diópsido, tremolina, piroxenos y anfíboles, estos dos últimos generalmente incoloros y característicos de los metamorfismos. Si las rocas incorporan calcio y magnesio dan lugar a anfíboles del tipo de las hornblenditas.

Entre la sílice, los elementos calcáreos y los arcillosos, componentes que se han reconocido en Mérida, se sabe que no hay verdaderos equilibrios químicos y que a las temperaturas ordinarias no existen reacciones, o si se producen, son muy lentas; en cambio, cuando las temperaturas se elevan las reacciones aparecen rápidamente y aquellos mismos componentes pueden dar lugar a minerales irreversibles.

En un endomorfismo a gran escala, como suponemos se ha desarrollado en los parajes que estudiamos, es de admitir que han ocurrido todos los cambios enumerados y algunos más.

Los minerales encontrados en las dioritas de Mérida son de tipo metamórfico: la hornblenda, primer mineral importante de esta roca. Las plagioclasas, que en parte han sido aportaciones más o menos directas de los granitos y que al pasar a las dioritas se transformaron en plagioclasas de tipo metamórfico (oligoclase, labrador, albite, anortita, etc.). La mica, de poca importancia en esta diorita, mineral que aquí no existe, o si se halla está en una representación muy escasa. Este mineral puede derivar de las mismas hornblendas, y por esta razón algunas micas, de las observadas en estas dioritas, se hallan envolviendo a cristales de hornblendas.

Otro mineral importante en esta roca, aunque muy escaso, es la epidota, compuesto mineralógico característico de los metamorfismos regionales, de los metamorfismos de contacto de calizas y derivado de los feldespatos cárnicos. Hay epidotas que derivan de las hornblendas. Otros son la actinolita, rara pero de importancia en los metamorfismos, y más rara aún la presencia de los granates, que nosotros no hemos observado en estas dioritas, pero que Weibel encontró en una preparación micrográfica hecha por él, según notificación verbal.

Finalmente, en favor de nuestra tesis de que las dioritas de Mérida son de origen metamórfico, todavía falta invocar las razones de tipo tectónico: puesto que todas ellas se hallan ocupando una gran extensión superficialemplazada en el sector de un gran sinclinal, aquí fueron afectadas intensamente por las fuerzas de la orogenia hercíniana, y aquí se produjo el gran endomorfismo en su íntima relación con el batolito granítico contemporáneo de esta orogenia.

En resumen: creemos que la diorita de Mérida debe considerarse como un producto de metamorfismo, un caso de digestión marginal con intercambios entre un granito y las rocas preexistentes, por cuya razón, en estas dioritas, no se encuentran minerales, ni metales del tipo de las rocas básicas procedentes de magmas profundos. Véase Sos Baynat (41) (42).

h) LAS ROCAS GABROIDES.

Las dioritas de Mérida, desde el punto de vista petrográfico general y petroquímico, son de naturaleza básica y se las relaciona con los gabros. Weibel (24) las clasifica en este grupo. Ahora bien, los gabros, considerados tectónicamente, suelen presentarse en capas, en lacolitos, y son una roca que a veces toma aspecto de enormes coladas superficiales. Se los encuentra también relacionados con las series estratigráficas plegadas, al igual que sucede con las ofitas y ofiolitas, macizos eruptivos sin raíces. Suelen estar en relación con espacios sinclinales, habiéndose inyectado durante las sedimentaciones de las llamadas antefosas.

Recopilados los caracteres generales y tectónicos que concurren en las dioritas de Mérida, se advierte claramente que no son coincidentes con los que se acaban de señalar; por este motivo entendemos que dichas dioritas se apartan del concepto que les concierne a las rocas eruptivas gabroides.

i) POSICIÓN PETROGRÁFICA DE LAS DIORITAS DE MÉRIDA.

a) Antecedentes.

Las referencias más antiguas que hemos podido recoger sobre las dioritas de Mérida datan del año 1789, publicadas por Guillermo Bowles en su famoso libro sobre España titulado "Historia Natural" (1). Es el primero que da noticia sobre la existencia de esta roca, si bien no la distingue con esta denominación específica.

Después, el primero que citó concretamente las dioritas de Mérida es un autor apellidado La Cortina, en un trabajo que no nos ha sido posible consultar. En 1870, Luján (2) trató de esta diorita y la describió como una eufótida, un gábro, una eufótida esquistosa. Vilanova y Piera (3) da noticias de esta roca, considerándola también como una eufótida, es decir, un gábro de grandes elementos sausuritizados; dice así: "la eufótida, compuesta de dialaga y de sausurita, ofrece una coloración blanco grisácea con manchas verdes, cuyo matiz, así como la procedencia más famosa, hace que se llame verde de Córcega...; también parece que existe en Almadén, en Mérida, en Cazalla; en Badajoz forma unas colinas relacionadas con las calizas lacustres terciarias, convertidas en dolomía, tal vez por la influencia de dicha roca o de las circunstancias que le acompañaron en su salida".

En 1885, Breñosa describió las dioritas de Badajoz, abarcando también las de Mérida, que consideró como una roca especial.

En todos estos estudios se habla de la estructura y de las texturas de las dioritas, y se les asigna la siguiente composición:

Minerales fundamentales: hornblendita, oligoclásita, albita y feldespato triclinico.

Minerales circunstanciales: cuarzo y mica.

Minerales accesorios: hierro, granate y pistacita; excepcionalmente, apatito, magnetita, pirita y, secundarios, epidota y clorita.

Weibel, en 1955 (24), ha estudiado químicamente esta diorita y, fundándose en su gran basicidad, la considera un gábro. El criterio químico, desde luego, es muy decisivo para la determinación específica de una roca, pero si se toma como criterio la composición mineralógica, entonces es posible que la clasificación de esta roca se pueda llevar a otro resultado distinto, como veremos después.

Finalmente, Ph. Servaye, en 1959, en un trabajo sobre granitos de Extremadura (33), se ocupa circunstancialmente de las dioritas, y en un análisis químico que inserta llega a la conclusión de que la "diorita" de Mérida, tanto por razones de la roca como por razones de su composición, debe de considerársele como una anfibolita.

b) Posición petrográfica.

Revisando la composición mineralógica de la roca que estudiamos, resulta que nuestras dioritas tienen como componente determinante de su especie la presencia invariable del anfíbol llamado hornblendita y de las plagioclasas ácidas llamadas oligoclásita y andesita. Por su parte, tenemos que los gabros tienen como especies propias de su composición a un piroxeno, la dialaga o la augita, y a las plagioclasas básicas llamadas labrador y biotita.

En las dolomías de Mérida no se han encontrado nunca piroxenos; no se han reconocido en ellas ni la dialaga ni la augita, y las dioritas de Mérida son algo menos básicas que los gabros.

En consecuencia, no existiendo en estas dioritas minerales piroxénicos y faltando sobre todo una especie tan característica de los gabros como es la dialaga, nosotros creemos que ambas especies petrográficas deben mantenerse separadas; no incluir a la primera dentro de las segundas, identificándola como si se tratara de un gábro.

Si tomamos como base de la determinación específica el integrante máfico, nuestra roca se puede clasificar como una hornblendita. Y como esta roca, como ya se ha dicho, no contiene ningún otro mineral de importancia, ningún otro componente mineralógico que pudiera llegar a cambiar esta condición, petrográfica, nosotros, generalizando dicha denominación, podemos considerar que se trata de una verdadera anfibolita. Pero teniendo en cuenta que todos los minerales de estas dioritas son el resultado de una reacción recíproca entre un granito batolítico y una cobertura primitivamente sedimentaria que, por procesos de metamorfismos intensos han dado lugar a las hornblendas y a las plagioclasas de neoformación, la diorita de Mérida debe considerarse como una verdadera paraanfibolita, denominación importante para diferenciarla con precisión de las dioritas eruptivas (anfibolitas

eruptivas verdaderas), o sea de las que se deben considerar *ortoanfibolitas*. Véase Sos Baynat (41) (42).

4. Las corneanas y otros metamorfismos

a) LAS CORNEANAS.

Son unas rocas que tienen indiscutible interés como material de metamorfismo. Se pueden estudiar en dos localidades: una, en El Berrocal Coscojosa, y otra, en el paraje llamado La Pedernosa. En el primero son negras, duras, astilosas, cortantes, estratiformes y concordantes con los esquistos y pizarras que circundan al asomo batolítico de este lugar, tanta veces nombrado.

Las corneanas de La Pedernosa son de gran desarrollo en superficie en volumen. Ocupan el cerro donde está el cortijo de este nombre. Partiendo del Km. 113 de la carretera a Cáceres, y ascendiendo hacia la cumbre, toda esta ladera está formada por bancos de esta roca que son negros cavernosos, algo zonados, con aspecto ferruginoso. Está en masas semejando pedernal. En cavidades de escasas dimensiones, que han sido canteras para la obtención de piedra, quedan al descubierto la disposición estratiforme los rumbos y los buzamientos. Las capas van hacia el norte, sobre todo e la cumbre; en algunos son rumbos N. 10° W. y buzamientos al E. y NE.

Estas corneanas, con su dureza, han resistido la erosión y han mantenido este cerro, que, algo achatado, alcanza los 311 metros.

Estas corneanas se extienden hacia el SW. hasta encontrarse con la calizas de la base del Carija.

b) OTROS METAMORFISMOS.

Las inmediaciones de Mérida son un gran territorio de metamorfismo en donde sobresale, como hecho principalísimo, la amplia mancha de dioritas que ya conocemos, pero en donde se distinguen, además, otros componentes petrográficos y mineralógicos, también de origen metamórfico. Debemos recordar los siguientes:

Las cuarcitas masivas que en origen fueron areniscas marinas.

Las formaciones pizarrosas, arcillosas y silíceas.

Las pizarras quiamolíticas.

Las pizarras micacíticas.

Las pizarras y arcillas sericíticas.

Las corneanas.

Los mármoles cristalofílicos y los bituminosos.

En relación con los metamorfismos de contacto, es muy importante el reconocimiento de los yacimientos de wollastonita, de un alto interés geológico general y mineralógico.

En los terrenos estudiados no hemos encontrado nunca verdaderos piroxenos, y la presencia exclusiva del anfíbol hornblenda relaciona a este sector con un metamorfismo de neoformación con incorporaciones conjuntas de calcio y de magnesio.

5. Las arcillas.

a) AGRUPACIONES.

Las formaciones petrográficas de tipo arcilloso de las inmediaciones de Mérida son muy variadas y tienen distintos orígenes. Para su estudio las agrupamos de la siguiente manera :

Arcillas de los terrenos silúricos.

Arcillas de las sedimentaciones terciarias.

Arcillas de las alteraciones de las dioritas.

Arcillas de las formaciones sedimentarias cuaternarias.

b) ARCILLAS DE LOS TERRENOS SILÚRICOS.

Las arcillas silúricas comprendidas dentro del territorio de Mérida son, relativamente, de poca importancia, tanto en extensión superficial como en volumen. Son arcillas que se encuentran intercaladas entre las cuarcitas del Silúrico inferior y las pizarras silíceas y tejulares de esta misma edad. Por su color son blancas, grises, azuladas, amarillas, sonrosadas, rojas o de conjuntos abigarrados. Por su naturaleza son de material fino, suaves al tacto, de polvo finísimo, esmécticas.

Estas arcillas pueden reconocerse en las siguientes localidades: Sierra de Mirandilla, San Pedro de Mérida, Sierra de San Serván, Dehesa Holgados, etc. En el recorrido de la carretera que va de Mérida a Alange se pueden identificar varias veces pizarras silúricas en puntos más o menos próximos, a derecha e izquierda.

Con respecto a la posición estratigráfica que ocupan todas ellas, puede servir de modelo de referencia las figuras que se adjuntan en los cortes geológicos de Cornalvo y de la Dehesa Holgados. (Figs. 13 y 14.)

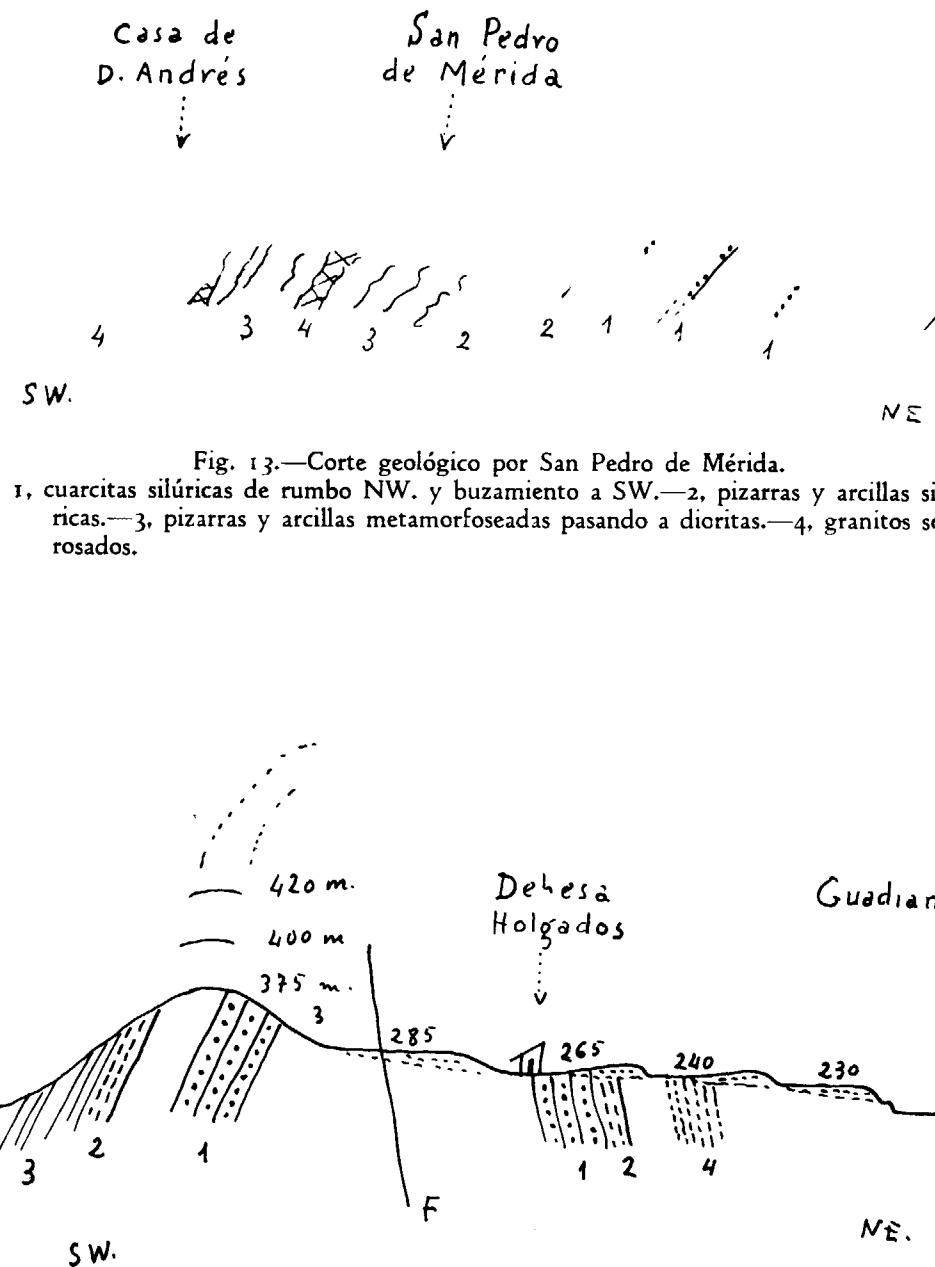


Fig. 13.—Corte geológico por San Pedro de Mérida.
1, cuarcitas silúricas de rumbo NW. y buzamiento a SW.—2, pizarras y arcillas silúricas.—3, pizarras y arcillas metamorfosadas pasando a dioritas.—4, granitos sonrosados.

Fig. 14.—Corte geológico por el Cortijo de Holgados. Anticlinal silúrico fallado.
1, cuarcitas del Silúrico inferior de rumbo NW.—2, arcillas y formaciones ferruginosas.—3, pizarras silúricas.—4, dioritas.—Cotas 230, 240, 265, rasantes de terrazas cuaternarias. Cota 285 nivel de pie de monte. Cotas 375, 400, 420, rasantes de la línea de sierra.

c) LAS ARCILLAS SEDIMENTARIAS TERCIARIAS.

Las arcillas terciarias que existen en las inmediaciones de Mérida en general son poco características, suelen ser arenosas y muy calcáreas, con pasos insensibles a margas típicas. En términos generales se puede admitir que son las más plásticas y arenosas, que corresponden a un nivel de formación relativamente inferior, en tanto que las más calcáreas corresponden a formaciones más superiores. (Figs. 15 y 16.)

Para poder identificar verdaderas formaciones arcillosas hay que alejarse un poco de Mérida ciudad, principalmente hacia el norte y hacia el sur.

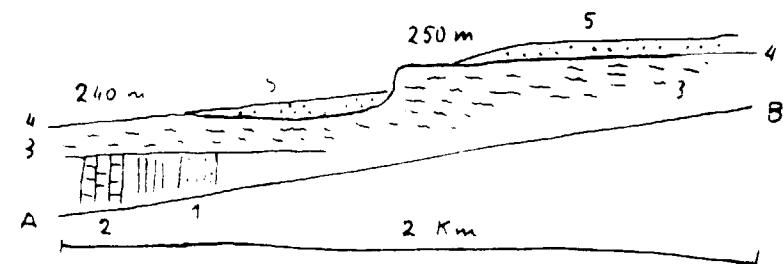


Fig. 15.—Corte geológico del Terciario en las proximidades del Cementerio municipal.
1, Dioritas metamórficas, verdes, verticales.—2, estratos calizos verticales de rumbo NW.—3, manto de arcillas y de tobas calcáreas, blancas, cavernosas, poco coherentes, horizontales, de edad terciaria.—4, línea representando el límite superior de las tobas en superficie fosilizada por el manto de Cuaternario que se le superpone.—5, capas de tierras calcáreas y margosas, de edad cuaternaria, tierras de cultivo.—A-B, línea del perfil de la carretera.

Cerca de Mérida existe una localidad bastante representativa que se halla detrás del Matadero Provincial, en la trinchera del ferrocarril a Sevilla, donde se pueden ver unos lechos arcillosos, amarillos y rojizos que tienen tránsito al Cuaternario y van acompañados de acarreos formados por cantos rodados de cuarcitas en una sedimentación de terraza fluvial que corona estas arcillas. Todas ellas son de colores rojizos y amarillos vivos, están horizontales y llevan episodios lenticulares de cantos con pasos al Cuaternario.

Son muy representativas también las arcillas rojas que existen en la desembocadura del río Aljucén, que han sido muy explotadas en la fabricación de ladrillos, hoy casi totalmente esquilmadas y totalmente ruinosas, debido a la proximidad del embalse de Montijo, cuyas aguas invaden el espacio de estas arcillas.

El Terciario arcilloso, bien definido, se halla repartido en dos manchas principales: una, la situada al este de Mirandilla, en las proximidades de la presa de Cornalvo, y otra, mucho mayor, que está formando gran parte de los campos de Calamonte. De menor extensión superficial son las man-

chas que se hallan en la desembocadura del río Aljucén, ya aludida, y 1 que está al norte de la ciudad de Mérida, que no se estudia ahora por tratarse de formaciones dominante calcáreas y margosas. En las capas arcillo-margosas de Calamonte existen lugares donde el espesor de las formaciones rebasa los 100 metros.

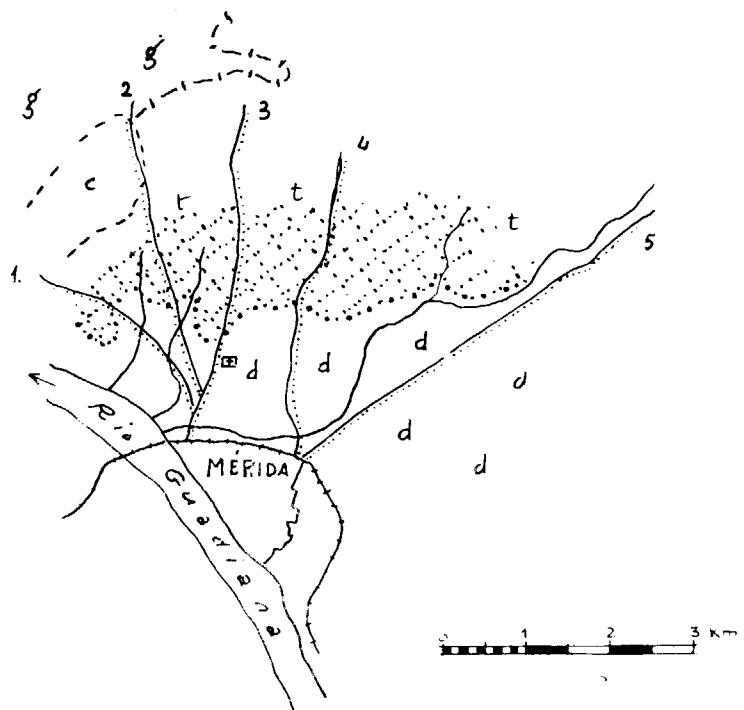


Fig. 16.—Posición y extensión superficial de las formaciones terciarias.
g, granitos.—d, dioritas.—c, calizas.—t, tobas y arcillas.—1, carretera a Montijo.
2, a Proserpina.—3, a Cáceres.—4, a Mirandilla.—5, a Madrid.

d) LAS ARCLLAS PROCEDENTES DE LAS DIORITAS.

Estas arcillas son las que tienen, relativamente, una mayor extensión superficial y una mayor significación en la estructura de los campos de Mérida. Prácticamente se extienden por encima de toda la mancha diorítica por todo el lado derecho de la cuenca del Guadiana, desde el recodo mean driforme del sector meridional, hasta Mirandilla y Aljucén. Es particularmente interesante en los campos de Don Alvaro, Valverde de Mérida, Trujillanos, Mérida y Aljucén. Puede servir de modelo la cuenca y laderas de río Albarregas, desde su paso por Trujillanos hasta la desembocadura e el Guadiana, junto a Mérida.

Todas estas arcillas responden a las mismas características. Cuando están secas son granulosas y muy finas; cuando están húmedas, son untuosas y plásticas, dotadas de coloraciones rojizas o de una tonalidad intensa muy oscura.

Proceden de la alteración de las dioritas, como resultado de la descomposición directa de los componentes mineralógicos de esta roca. Las plagioclasas se caolinizan y se pulverizan, y las hornblendas se alteran y se desmoronan. Por esta razón todas ellas contienen hierro, magnesio, calcio y gran cantidad de alúmina, componente principal que le da el carácter arcilloso y viscoso. Las coloraciones amarillo-rojizas que tienen son debidas al hierro limonítico que las acompaña y que está difundido en ellas.

Estas arcillas tienen un interés particular porque constituyen por sí mismas un excelente suelo vegetal que permite diversidad de cultivos agrícolas, recordando mucho la modalidad llamada "tierras de barros". Su espesor es variable, en general escaso; a poco que se profundice se llega al subsuelo dícrítico, de donde procede.

e) LAS ARCILLAS CUATERNARIAS.

Las arcillas cuaternarias son las que tienen menos expresión; pueden identificarse a lo largo del Guadiana, en algunas manchas pequeñas de los arroyos, así como también muy localizadas en la superficie de la penillanura. Las más representativas se hallan en las laderas del Guadiana, coincidente casi siempre con depósitos de terrazas. Son arcillas a las que se unen limos finísimos y bancos de arenas de muy poco espesor. Son rojizas, sonrosadas o pardo grisáceas, bastante emécticas y modelables. Los depósitos alcanzan unos cinco metros de potencia en los casos más favorables. La extensión superficial es muy variable y a veces puede contarse por kilómetros la extensión longitudinal.

Desde Alange hasta Mérida se registran varios depósitos laterales, siendo uno de los más notables el que forma la extensa terraza longitudinal del paraje llamado La Tijera. Otro ejemplo de sedimentación larga es la que bordea los terrenos del Prado, desde su arranque al pie del Puente de Hierro, junto al Matadero, hacia el NW., hasta frente a la estación de Río Aljucén, formación que de arcillosa, después, pasa a arenosa. Todo este recorrido se apoya sobre unos asomos de dioritas que bordean la ladera izquierda del río.

Las formaciones arcillosas cuaternarias son coincidentes, casi siempre, con la terraza de cinco metros sobre el lecho del Guadiana. Son las que han servido y sirven para la fabricación de ladrillos de buena calidad. Puede comprobarse, a ambos lados de este río, la existencia de explotaciones, algunas ya totalmente agotadas y otras en plena actividad, con hornos e instalaciones modernas de fabricación.

Las arcillas de la desembocadura del Aljucén, aludidas antes, son cternarias en gran parte.

6. Las pizarras y los esquistos.

Los materiales que se aluden bajo este epígrafe son de tres naturales distintas: pizarras propiamente dichas, todas de edad silúrica; pizarra esquistos residuales, probablemente también silúricos, y esquistos dioríticos de caracteres petrográficos y cronológicos poco seguros.

a) LAS PIZARRAS SILÚRICAS.

Las pizarras silúricas tienen poco interés como material petrográfico. Como el territorio de las inmediaciones de Mérida está ocupado principalmente por la mancha diorítica y por el batolito granítico de Los Baldíos Proserpina, etc., las formaciones silúricas están bastante desplazadas al Mirandilla, y al SW., San Serván; en consecuencia, la presencia de estas formaciones tiene poca significación petrográfica por las proximidades de población. Por otra parte, estas pizarras están tan contiguas a las arcillas nombradas que sus características pueden verse, exactamente, en los mismos lugares que ya se citaron, tales como el pie de la Sierra de Mirandilla, Pedro de Mérida, estribaciones de la Sierra de San Serván, Dehesa de gados y de Don Tello, etc.

En todos los casos las pizarras son arcillosas, silíceas, ampelíticas, tafiales, etc., y de colores variados, grises o pardas. Los planos de pizarros son totalmente lisos, perfectamente satinados. Pero hay pizarras del filadillo con superficies llenas de puntuaciones brillantes de mica sericit. Hay pizarras mosqueadas con nódulos quiastolíticos más o menos desaliados o de simples máculas esfumadas en la masa.

b) PIZARRAS Y ESQUISTOS RESIDUALES.

Bajo esta denominación convencional nos referimos a ciertas pizarras que se encuentran aisladas y sin conexiones aparentes con las formaciones vecinas a ellas y de edades geológicas bien conocidas. Son pizarras que presentan con un alto grado de descomposición, alteradas, ruinosas, difíciles de identificar en sus caracteres morfológicos y petrográficos.

Los lugares más indicados para reconocerlas son los siguientes:

a) Presa Proserpina.—Las pizarras residuales de esta localidad comprenden dos manchas pequeñas que pasan casi desapercibidas al observad

una se halla en la margen occidental de la presa, junto a la casa de los ingenieros y otra en la margen oriental inmediata a la casa del Cortijo Los Pinos.

Las de la parte occidental están formando una leve cobertura de poco espesor y poca superficie. Se trata del recubrimiento de una loma pequeña de granito que desciende suave por el SE. hasta la orilla del embalse. Son restos de pizarras muy ruinosas, sumamente resquebrajados y trastocados, en los que sus partes terrosas invaden las fisuras y los planos de esquistosidad y enmascaran las condiciones de estos terrenos. Tomado en conjunto, se puede apreciar que existe una pizarrosidad perfecta que se acopla, concordante, a la superficie de paso al granito. Se trata de pizarras silíceas, grisáceas, muy compactas, de roturas astilosas y transversales a sus longitudes. Caracteres que se pueden apreciar en algunos ejemplares cuando se les limpia cuidadosamente. Las superficies meteorizadas son de color pardo y de granulaciones negras, debidas a la estaurolita, en manchas esparcidas y bien conformadas, adquiriendo algo de relieve en forma nodular o en trazos alargados en el sentido de los cristales. En los planos de esquistosidad y en las fisuras se distinguen puntos brillantes de mica blanca serícita y de micas doradas, todas ellas de nueva formación.

Los esquistos residuales de la parte oriental de Proserpina participan de los mismos caracteres. Se hallan en las inmediaciones del cortijo Los Pinos, formando un suelo irregular de posición imprecisa. Constituye una pequeña mancha que en los bordes muestra la manera de acoplarse en concordancia sobre el granito subyacente.

b) Más esquistos residuales sobre granito pueden verse en Cantarranas, en La Fernandina, etc., pero siempre en menor extensión y limpieza en los contactos que en los casos precedentes.

Su edad: Los esquistos residuales presentan un estado de alteración muy avanzado que dificulta la posibilidad de encontrar caracteres indicadores de la edad geológica. Las manchas inmediatas a Proserpina aparecen tan aisladas que cortan todas las conexiones con otros terrenos con los que se podría comparar. No obstante, se puede pensar que se trata de terrenos silúricos, muy ruinosos, puesto que las pizarras de esta edad son niveles con los que tienen ciertas afinidades petrográficas y son los de representación estratigráfica más próxima.

c) ESQUISTOS DIORÍTICOS Y PIZARRAS.

Con la denominación de esquistos dioríticos queremos referirnos a todos aquellos sectores de dioritas en donde éstas, por estar afectadas de acciones dinámicas o debido a su propia naturaleza de origen, aparecen con estructuras de tipo laminar pizarrosa, con francas apariencias estratiformes. No

son estratos de sedimentación, ni la apariencia general de la roca admite esta posibilidad, pero como difieren tanto de la naturaleza compacta y granuda de las dioritas y difieren también de las verdaderas pizarras, de aquí que sea necesario referirlas de manera independiente bajo una denominación imprecisa.

Hay sectores donde estas formaciones, por estar contiguas a las dioritas y a las pizarras silúricas, presentan zonas de paso de unas a otras que son imposibles de diferenciar, sobre todo porque están afectadas de las mismas acciones mecánicas y meteóricas de los mismos diastrofismos.

Las localidades principales donde pueden observarse estos casos son las siguientes:

En las laderas próximas a Albarregas y en el estribo del puente nuevo de la carretera de circunvalación, existen asomos de esquistos dioríticos y de pizarra que está en contacto todo ello con rumbo N. 30° W. y buzamiento NE. La esquistosidad y la pizarrosidad de las mismas son difíciles de apreciar, dado que ambas rocas están en relación con fisuras, resbalamientos, etc., que borran los pasos de una roca a otra.

En la trinchera de la carretera de circunvalación que enlaza la de Madrid con la de Cáceres, están al descubierto unas pizarras muy fisuradas y demorables que intercalan formaciones dioríticas esquistosas. Es una zona muy afectada por presiones y una falla.

Más al norte aparece otra zona con los mismos esquistos de tipo diorítico que alternan con dioritas duras y repiten la alternancia varias veces hasta que la diorita se hace dominante y recobra sus características normales.

En los comienzos de la carretera a Proserpina, poco después del empalme con la de Cáceres, existen unos esquistos dioríticos verdosos recubierto de coloraciones rojas, que están muy laminados y forman un paquete de bastante espesor que tiene rumbo casi norte. En la carretera de Montijo en el paraje llamado El Sapo, frente al cortijo del veterinario Paredes, existen dioritas esquistosas con cambios tan acusados que parecen pizarras.

Por la carretera a Montijo, antes de llegar a la presa de este nombre existen esquistos y suelos verdes que son una modificación directa experimentada por la diorita.

Por la carretera a Cáceres, antes de llegar al empalme a la de Mirandilla en la trinchera que existe a la derecha, se ven dioritas que pasan a esquistos y dioritas en disposición estratificada con rumbo al NW. y buzamiento al NE.

En la carretera a Don Alvaro, cruzado el ferrocarril, a la izquierda, existen pizarras y esquistos dioríticos muy verticales en disposición estratiforme orientación NW. y buzamiento vertical.

Pasado Cantarranas, en La Tijera, en la trinchera de la carretera a Do Alvaro, están al descubierto esquistos pizarrosos muy alterados atravesado

a la dirección de la carretera, característicos, que persisten durante un buen trayecto. La disposición cardinal es al NW.

Por estos parajes existen residuos aislados de pizarras silúricas borradas por los cultivos y difíciles de diferenciar de las dioritas esquistosas y alteradas.

Desde La Fernandina hasta El Berrocal y La Coscoja, es decir, desde el Km. 3 al Km. 6, existen muchos asomos de esquistos ruinosos, alterados, metamorfosados, que son procedentes de pizarras del Silúrico y están en concordancia con cuarcitas de esta edad, que también asoman.

Los esquistos entre La Fernandina y El Berrocal están plegados en sinclinal de rumbo NW., y los que hay entre El Berrocal, Coscoja y las cuarcitas situadas más al SW. también están plegados en sinclinal de rumbo noroeste.

Más allá de La Coscoja, y en el borde de la carretera, pueden verse unas formaciones en las que alternan esquistos, corneanas y cuarcitas.

7. Las calizas.

a) DISTINCIIONES PRINCIPALES.

Las formaciones calcáreas de las inmediaciones de Mérida pueden referirse a tres modalidades diferentes:

Calizas estratiformes marmóreas: marinas.

Calizas estratiformes tobáceo-margosas: continentales.

Calizas en dique: eruptivas.

b) CALIZAS ESTRATIFORMES MARMÓREAS: MARINAS.

Las calizas marmóreas marinas responden a dos modalidades diferentes, que son: las calizas cristalinas grises y las calizas cristalinas pardas.

a) Calizas grises. (Fig. 17, n. 2.)

Bajo esta denominación englobamos las calizas cristalinas de grano fino, compactas, de tonalidades grises, que pueden pasar a oscuras y aun negras en su totalidad; pueden ser mármoles de fondos blanquecinos surcados de leves tonos grisáceos, a veces de matices azulados. Todas estas calizas, sometidas a un buen pulimento, pueden dar lugar a mármoles veteados o a mármoles de un negro de azabache de gran belleza, como sucede con ciertos bancos del Carija o de las proximidades de casa Vinea.

Estas calizas, tomadas en masa, presentan superficies acintadas en ban-

das paralelas, rectilíneas, onduladas o retorcidas en bucles que se ramifican trazando los dibujos típicos de los mármoles.

Todas son de grano fino, como se ha dicho; microgranudas, muy compactas y a veces verdaderas calizas litográficas.

El color negro y los tonos oscuros son debido a la materia orgánica que retienen desde origen ya petrificada, y que constituye los llamados residuos carbonosos o antracolíticos.

En los bloques grandes se comprueba la disposición estratiforme de los componentes y el paralelismo de los dibujos concordantes con la estratificación. Las ondulaciones y cambios en estos dibujos datan de los orígenes de

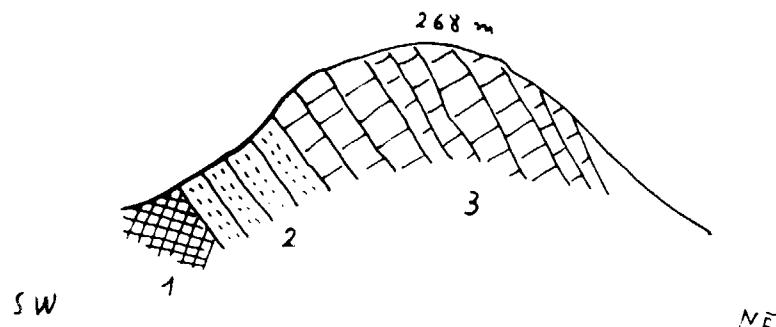


Fig. 17.—Corte general esquemático de la Sierrecilla de Araya.

1, granitos de base.—2, calizas grises, bituminosas, marmóreas.—3, calizas pardas, espáticas.

la formación de la roca y son debidos a fenómenos secundarios de las presiones de metamorfismo y de los acoplamientos de los estratos.

Las calizas grises ofrecen la particularidad de que entre sus lechos de formación suelen intercalarse pequeñas capas silíceas, cuarcíticas, en particular de la modalidad sílex, concentraciones silíceas de tipo coloidal en origen. Esto da lugar a cambios en la consistencia de la caliza y a zonas mucho más duras que quebrantan la uniformidad de la roca. Estas intercalaciones, cuando los estratos presentan superficies libres a la intemperie, dan lugar a relieves irregulares por desgastarse más fácilmente las calizas que el sílex, sobresaliendo éste en crestones y nódulos muy duros, de aspectos carieados y ruinosos.

Este tipo de calizas se halla en la parte meridional de la sierrecilla de Araya, desde el murallón del embalse de edad romana, hasta la colada de ganado situada al este; y desde aquí, en la misma dirección, pasado el camino de Vinuesa, hasta el sur de los hornos viejos de cal. También las hay en varios puntos del Carija, en particular en el regato que arranca de la montaña en dirección NW., partiéndola topográficamente en dos mitades.

b) Calizas pardas. (Fig. 17, n. 3.)

Otros grupos de calizas es el de las que tienen color castaño oscuro con transiciones a tonalidades extremadas. Por lo regular son granudas, bien cristalizadas y de aspecto basto. A simple vista se distinguen los cristales que forman la masa de calcita espática, bastante grandes y perfectamente compenetrados.

Son rocas frescas, macizas, en las que se nota perfectamente la disposición sedimentaria paralela de sus componentes. Están en estratos de potencias variables, a veces bastante considerables.

Alternando con estas calizas existen otras en bancos de igual naturaleza, pero que se diferencian por detalles parciales, delgadez de los lechos, color, tamaño de los granos, compacidad de la roca, etc.

Circunstancialmente suelen intercalarse horizontes de calizas de color amarillo melado, muy vistosas, con cristales romboédricos pequeños totalmente transparentes, que saltan al golpearlas con el martillo.

Los estratos de todas estas calizas dejan muchas concavidades, espacios vacíos de tipo cavernoso de pequeñas proporciones, que quedan al descubierto en los frentes de las canteras de explotación. Las paredes de estas cavidades están tapizadas por estalactitas vistosas, de las que sobresalen las de formas dendríticas, arborescentes, muy blancas. Existen geodas con interiores recubiertos de cristales perfectos de calcitas lechosas o hialinas. Son frecuentes los casos de grietas grandes llenas de calizas tobáceas blancas o meladas.

Los lugares adecuados para estudiar estas calizas son la cúspide lineal de la sierrecilla de Araya, con su vertiente septentrional y toda la masa de la montaña Carija.

c) Calizas dispersas.

Con esta denominación agrupamos aquí a todas las calizas que asoman en lugares diferentes, pero que están dotadas de iguales caracteres que los descritos.

Se nombran aparte porque todas ellas forman asomos independientes pequeños, aislados entre sí y de interés por alguna particularidad.

Cortijo del veterinario Paredes. En este lugar existen calizas en dos puntos diferentes a la derecha del regato que pasa inmediato a la casa. También asoman en el cerro inmediato. Las calizas están sólo a la derecha del mencionado regato. Todas ellas son grises, marmóreas, con intercalaciones de sílex y notables por el veteado azul que las distingue.

El Sapo. Las calizas de este lugar se hallan al ras del suelo, son de tipo general pero existen bancos de calizas negras veteadas muy cristalinas. Llama la atención que las superficies expuestas a la intemperie son sumamente rugosas y con unos abultamientos rojos, sucios, de naturaleza desconocida.

La Abadía. Localidad con bancos de calizas blancas amarillentas de gra-

nos gruesos y vetas oscuras, mostrando un mármol de buena calidad. Están en relación con estratos de calcitas espáticas, compactas, de superficies cristalinas y de un color achocolatado vivo muy limpio. También las hay grises, azuladas, todas con granos pequeños cristalinos. En algunos puntos se identifican formaciones tobáceas, blancas y esponjosas.

La Romera. Aquí existen asomos calizos en estratos potentes, destacando unos bancos milonitzados en masas brechoideas, de componentes irregulares, angulosos, soldados en pasta calcárea y espática de granos cristalizados brillantes. Esta brecha está relacionada con una fractura que pasa por la cara meridional del Carija.

Existen también calizas tobáceas que recuerdan evaporitas, que en su interior contienen concentraciones mayores en unos nódulos que se pueden separar con facilidad y que, al quedar aislados, semejan gasterópodos del género *Helix*, nunca identificados.

Quiebra-Vigas. Es de interés por la presencia de un gran banco vertical, como si se tratara de un gran dique calcáreo. Es de color castaño oscuro muy uniforme, con caras espatizadas, de las que se desprenden romboedros de exfoliación muy perfectos, rojizos y de superficies brillantes.

Estadio, Plaza de Toros y Caminillo. En la trinchera de la carretera, por frente al Estadio, en la Plaza de Toros y en el paraje llamado El Caminillo, se pueden identificar varios asomos de calizas en diques relativamente delgados y aprisionados entre terrenos dioríticos muy alterados y ruinosos. Son calizas grises y rojizas. En esta última localidad se encontraron calizas en el interior de un pozo en construcción sobre terrenos dioríticos.

d) Micrografía de las calizas marmóreas.

Las calizas metamórficas de Mérida han sido estudiadas al microscopio por Roso de Luna (15), en la explicación de la hoja geológica correspondiente a esta población. Las describe como agregados de cristales bastante uniformes, a los que acompañan materias carbonosas y circunstancialmente mica blanca. Indica que en ellas se distinguen dos tipos de cristales de calcita, unos mayores, predominantes, y otros de segunda formación llenando grietas pequeñas muy regulares. Las considera mármoles algo antracolíticos, originados por la influencia del batolito granítico y también por la acción de las dioritas, con las cuales suelen estar en contacto. Para nosotros es del mayor interés hacer resaltar la presencia de la materia orgánica por la íntima relación que guarda este hecho con el origen de estas calizas.

e) Análisis químicos de las calizas del Carija.

a) Calizas grises del Carija, del sector meridional, por D. Joaquín Gámir. 1953:

Humedad	0,20 %
Materia orgánica	1,38 "
Acido carbónico (CO_2)	37,52 " (= 85,70 % de CO_2Ca)
Cal (CaO)	48,00 "
Silicio (SiO_2)	9,12 "
Magnesia (MgO)	0,90 "
Aluminio + hierro ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$)	1,48 "
Sulfatos (SO_4)	1,20 "

b) Calizas pardas del Carija, del sector oriental, por D. José Pérez Ramírez. 1959:

Agua (a 110°)	6,5 %
Oxido cálcico	28 " (= 50 % de CO_2Ca)
Oxido magnésico	7 " (= 15 % de CO_2Mg)
Residuo	30 "

Del primer análisis llama la atención la cantidad proporcional de materia orgánica y de sulfatos, los dos en íntima relación con el origen de estas calizas.

Del segundo análisis destacan la abundancia proporcional de calcio y de magnesio, sustancias importantes por su relación con el metamorfismo de las dioritas.

El residuo no calificado corresponde en gran parte a materia orgánica y a silicio.

f) Petrogénesis de las calizas.

Las calizas que se acaban de enumerar son todas marmóreas y están todas afectadas de un cierto metamorfismo. Algunos autores, al tratar de rocas similares de otras localidades, ponen reparos al situarlas dentro del gran grupo de las metamórficas. Advierten que estas clases de calizas son conjuntos sedimentarios que han sido afectados de determinadas acciones metamórficas, pero que no han llegado a alterarse por completo ni han cambiado radicalmente las composiciones de la roca primaria; las transformaciones mayores han consistido, sencillamente, en cambios de estructuras y no en cambios específicos mineralógicos radicales.

No dejan de ser ciertas estas consideraciones al plantear reflexiones rigurosas sobre estos problemas, pero dada la gran diferencia que existe entre las características primarias que tuvieron estas rocas emeritenses, como

estratos de sedimentación, y los caracteres cristalinos que representan ahora, representados por un alto grado de cristalización, creemos que para nuestros fines de este estudio se las puede continuar considerando calizas de metamorfismo. Incluimos en ellas todas las calizas de origen marino que acabamos de enumerar en las líneas precedentes.

Al agruparlas las hemos dividido en grises y en pardas, y esta división no implica una sencilla diferenciación en el aspecto; supone, sobre todo, una separación relacionada con las diferencias de medios ambientes de donde proceden. Ambas calizas son de las llamadas biogenésicas, de orígenes íntimamente unidos a seres marinos pero con procesos de formación diferentes.

Las calizas grises las incluimos en el grupo de las llamadas biogenésicas bacterianas; en tanto que las calizas pardas las consideramos detríticas, principalmente conquiolíferas, crinoideas, organógenas, etc.

Estratigráficamente establecemos una primera distinción: las grises ocupan una posición inferior respecto de las calizas pardas; éstas están descansando sobre aquéllas. Dentro de un mismo medio marino se pasó de las primeras a las segundas.

Las calizas grises las consideramos de origen microbiológico, relacionadas con la existencia de bacterias productoras de carbonato cálcico y magnésico. Tal como se enseña en Petrografía, suponemos que estas calizas estuvieron íntimamente relacionadas con las bacterias nitrificantes, microorganismos productores de amoníaco capaz de reaccionar con el anhídrido carbónico existente en las aguas del mar y de dar lugar a carbonato amónico y a hidróxido amónico (39). De aquí la formación de carbonato amónico, que, reaccionando con el cloruro cálcico y el sulfato cálcico, disueltos en las aguas, se pasa a dar carbonato de cal, precipitado, y cloruros y sulfatos amónicos que continúan disueltos. A la par que, por su parte, el hidróxido amónico, reaccionando con el bicarbonato de cal de las aguas de mar, ocasiona más precipitaciones de carbonato cálcico de sedimentación y carbonato amónico de disolución.

La Petrografía y la Química indican también que todos estos fenómenos originarios de las calizas se han podido producir al mismo tiempo que los llamados procesos de putrefacción de la materia orgánica, pasando por las siguientes etapas.

Las bacterias, teniendo necesidad de tomar oxígeno para su respiración, lo toman directamente de los sulfatos de calcio del agua del mar, dando lugar a sulfuros de calcio y a anhídrido carbónico; en consecuencia, a la producción de ácido sulfhídrico y a carbonato cálcico. Este precipita, y el sulfhídrico, al reaccionar con los compuestos de hierro, da sulfuros de este metal, piritas, que descienden al fondo del mar juntamente con las calizas recién formadas. Por eso la pirita dorada es un mineral muy frecuente en estos mármoles bituminosos.

Todas estas reacciones pueden atribuirse a las calizas grises nuestras con-

la existencia de un fondo primitivo dotado de abundante materia orgánica en putrefacción, delatado por el aspecto macroscópico oscuro y acintado y por los caracteres micrográficos reconocidos por Roso de Luna.

En la formación de esta roca han contribuido también algunos esqueletos de foraminíferos calcáreos y de otros microorganismos testáceos.

La uniformidad de las calizas grises se halla alterada por las intercalaciones de los nódulos silíceos de verdaderas silexitas, ya aludidas al principio.

En resumen, suponemos que las calizas grises son procedentes de un mar no muy profundo donde se produjeron grandes acúmulos de materia orgánica de procedencia planctónica y batial, donde fueron posibles las reacciones químicas citadas anteriormente.

Estas suposiciones tienen su confirmación observando los mármoles pulidos procedentes de estas calizas, donde existen las consabidas alineaciones oscuras de origen carbonoso, bituminosas, y bandas claras por el predominio de zonas calcáreas. Las intercalaciones silíceo-coloidales y las piritas son complementos genésicos importantes.

Las calizas pardas o rojizas son más o menos marmóreas, más basta, tienen una granulación gruesa, formada por cristales romboédricos espaciados. En su origen han intervenido factores de tipo químico precipitando carbonato cálcico, como en las calizas grises, pero al mismo tiempo estas calizas se han formado por depósitos en el fondo del mar, acumulando restos esqueléticos de foraminíferos, coralarios, crinoideos, conchas de moluscos, etcétera. Actualmente estos restos son difíciles de diferenciar, dado el alto metamorfismo y las recristalizaciones de la roca en masa única calcárea.

Estas calizas pardas, tan diferenciadas, son comparables a las que se pueden ver en ciertos sectores de las canteras de Torremayor, en donde de las calizas fosilíferas con restos de crinoideos bien conservados se puede pasar insensiblemente a otras calizas completamente cristalinas, sin huella ninguna fosilífera.

Las calizas pardas se han originado en un mar poco profundo de facies bastante arrecifal, habiendo intervenido muchos restos testáceos de los antes aludidos. Estratigráficamente las calizas pardas están superpuestas a las grises, lo que implica que en un mismo ámbito paleogeográfico ha habido un cambio importante en las condiciones del medio ambiente.

c) CALIZAS ESTRATIFORMES TOBÁCEAS Y MARGOSAS : CONTINENTALES.

Las calizas de esta naturaleza están formando una superficie bastante considerable, que se extiende particularmente al norte de la ciudad; es coincidente, la mayoría de las veces, con los terrenos terciarios, así como también con algunas formaciones cuaternarias. El carácter petrográfico es

muy parecido en todas ellas; son blancas, lechosas, sonrosadas, rojas, etc. Son todas tobáceas, pero con matices que las diferencian; unas veces, compactas; otras, esponjosas y alveolares, y otras, nodulosas y ásperas. En el caso que se hallen cementando otros nódulos calizos de cantos de dioritas, etcétera, estas tobas tienen características de calizas brechoides.

Hay puntos donde están en estratos horizontales y en capas de superposición, demostrando claramente su origen sedimentario continental. Todas ellas pueden observarse en los lugares que se reseñan a continuación:

En La Abadía, donde son esponjosas, porosas, muy ligeras, blancas o de tonos ligeramente sonrosados.

En la trinchera de la carretera a Madrid, frente al cementerio, horizontales, blanquecinas, sucias.

En el enlace de la carretera a Cáceres y a Madrid, al norte y al NE. del cementerio, horizontales, blancas, rosadas, tobáceas y travertínicas.

En el sector de Las Arquitas, como las anteriores y aprisionando cantos silíceos dioríticos y brechoides. Las hay también en masas compactas y en superficies de fricción, intercalándose emisiones de elementos dioríticos en un conjunto confuso de interpretación.

En La Godina, también como las anteriores, pero notables por las impregnaciones de un fuerte color rojo y porque su disposición es muy irregular presentando fisuras muy acentuadas. En algunos puntos son calizas travertínicas y verdaderas evaporitas, de una superficie superior estratiforme, algo irregular, mal conformadas, pero presentándose en piezas que recuerdan las calizas pontienses de la meseta castellana. Estos travertinos tienen fracturas concoideas de bordes cortantes.

La Romera contiene calizas como las anteriores, pero en asomos esporádicos, desarticulados, en posible horizontalidad única. Son compactas, nodulosas, con poros y cavernas, color blanco muy puro, algunas veces manchadas de rojo en las fisuras y por filtraciones. Recuerdan también las calizas pontienses de tipo evaporítico.

Los Sesmos, con calizas superficiales tobáceas, brechoides, granulosas, teñidas de rojo en las cavidades y en la superficie.

En La Corchera, en los terrenos de esta industria, se han encontrado calizas que se hallaban intercaladas entre las dioritas, guardando disposiciones estratiformes no fáciles de identificar. Y se han encontrado formaciones calcáreas, espáticas, granulosas, compactas stalactíticas, en geodas, etc. Estas calizas constituyen un caso notable por su concomitancia con las dioritas y por haberse encontrado a más de nueve metros de profundidad excavando un pozo, en suelo de dioritas.

En el recinto del Matadero Provincial, en los cimientos para la construcción de frigoríficos, se han encontrado bancadas de calizas concordantes con las dioritas y acompañadas de formaciones tobáceas.

En El Berrocal, localidad situada al sur de la ciudad, totalmente desar-

ticulada de los parajes que se acaban de nombrar, también existen calizas tobáceas que forman un manto horizontal de reducidas dimensiones que va recubierto por una capa oscura y de poco espesor de terrenos cuaternarios recientes. La toba es nodulosa, irregular, formando aglomerados que dejan contactos poco firmes por donde se desmorona con facilidad.

Es blanca, amarillenta, ligera terrosa, y en las superficies de contacto y de separación los aglomerados son negruzcos, pardos, sucios, debido a las filtraciones de las aguas circulantes.

El origen de todas estas calizas tobáceas es bien conocido y carece de interés especial, por ser calizas que se han formado en arrastres y en sedimentaciones horizontales con disoluciones y redisoluciones, seguidas de evaporaciones abandonando la cal. De aquí nace la desigualdad que se nota entre estas calizas; unas, francamente tobáceas, y otras, travertínicas compactas. También son notables las evaporitas típicas.

d) CALIZAS EN DIQUE ERUPTIVO.

De todas las calizas de Mérida, las de tipo eruptivo son las que tienen menos significación. El asomo más importante se halla en el paraje deno-

N.

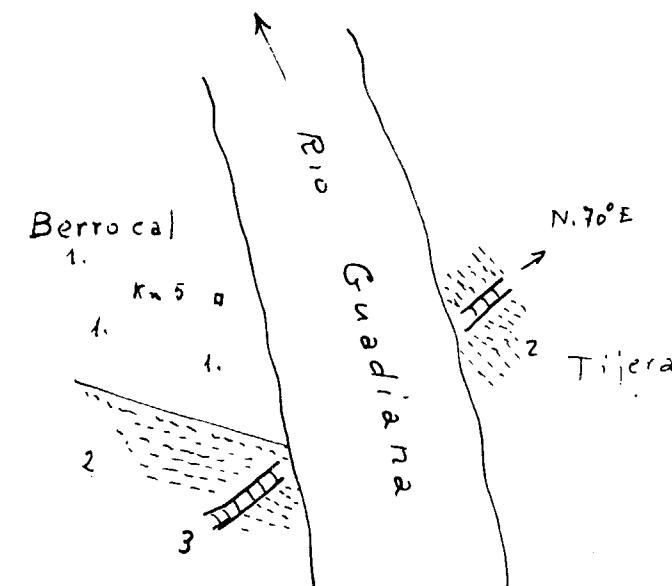


Fig. 18.—Dique de calcita eruptiva acompañado de cuarzo hidrotermal.
1, granitos.—2, corneanas y esquistos.—3, dique de calcita atravesando el Guadiana.
El Berrocal-Coscoja.

minado Berrocal-Coscoja, al sur de Mérida. Se trata de un dique de calcita que tiene una amplitud de 1,5 metros y lleva un rumbo N. 70° E. (Fig. 18). Está formado por calcitas amorfas y espatizadas en cristales romboédricos de exfoliación, aglomeradas y compenetradas íntimamente. Los cristales son de todos los tamaños, algunos muy grandes con aristas de más de 20 centímetros; los colores son variables, pero en general predominan los tonos castaños y rojizos, debidos a impregnaciones limoníticas.

La calcita va acompañada de cuarzo lechoso formando una trama consistente que le da una gran dureza y le permite resistir las erosiones exteriores y quedar en forma de dique o crestón visible.

El lugar del dique es una fractura tectónica, afectando a la vez a granitos, pizarras y terrenos metamórficos; grieta que está ocupada por la calcita, como consecuencia de una erupción hidrotermal cuarcífera seguida de recristalizaciones posteriores.

Este dique cruza la carretera de Mérida a Alange, entre los kilómetros 5 y 6, y longitudinalmente se prolonga por los dos extremos, respectivamente a SW. y NE., atravesando el río Guadiana. El rumbo de esta fractura es transversal al rumbo de los pliegues hercinianos.

El estudio micrográfico está pendiente.

Otro asomo de calcita con apariencia hidrotermal se halla en la trinchera de la carretera a Don Alvaro; aparece en forma de dique ancho, atravesando unas dioritas alteradas. La calcita es espática, recristalizada y con algunas deformaciones stalactíticas secundarias. El dique parece coincidente con un plano de fractura paralelo a la gran falla del norte de Alange y de Zarza, y paralelo también al rumbo del dique de calcita eruptiva del Berrocal.

Suponemos que estas calcitas pueden ser eruptivas por el hecho de encontrarse en íntima trabazón con el cuarzo lechoso (hidrotermal). En labores mineras que atravesaron este dique se pudieron obtener muestras de cuarzos cavernosos contenido calcitas en cavidades totalmente herméticas, indicando una comunidad de origen.

La condición de la roca no permite explicar con facilidad que la calcita haya rellenado espacios vacíos del cuarzo, ni que hayan sucedido las cosas al revés, es decir, que el cuarzo haya aprisionado a las calcitas una vez éstas fueron formadas y colocadas *in situ* en forma brechoide.

III.—ESTRATIGRAFIA

1. El Silúrico

a) LOCALIDADES.

La estratigrafía del Silúrico puede estudiarse en Cornalvo, San Pedro de Mérida, Dehesa Holgados y en otras localidades. Descartamos dos puntos importantes, como son la Sierra Bermeja y la Sierra de San Serván, porque estas localidades han sido estudiadas por Roso de Luna y Hernández-Pacheco (15) y sería ocioso insistir.

Presa de Cornalvo. Al aproximarse a la presa de Cornalvo por el camino que asciende hacia la Casa de los Ingenieros, el Silúrico, muy característico, presenta estratos de pizarras y lechos de cuarcitas que buzan al SW., muy verticales y dotados de rumbo al NE.; las pizarras están muy trastocadas y milonitizadas.

San Pedro de Mérida. El Silúrico de esta localidad es notable, porque está formado por cuarcitas de base y pizarras que se hallan en contacto con el granito y presentan un metamorfismo muy acusado. (Fig. 13.)

Dehesa Holgados. El Silúrico de este sector es interesante, por tratarse de unas cuarcitas que se levantan en crestería y se prolongan hasta la Sierra de San Serván (fig. 14), hasta las estribaciones de Alange. En estas cuarcitas se puede ver, además, su continuación estratigráfica con las pizarras y con las arcillas esmécicas concordantes y características en todo el Silúrico extremeño.

Otros asomos parciales de Silúrico se encuentran en los siguientes lugares:

La Fernandina. Lugar con cuarcitas y pizarras silúricas, concordantes, metamorfoseadas, de rumbo NW. y buzamiento SW.; son la prolongación

de los asomos de estas mismas formaciones que se hallan cerca de Don Alvaro, a la derecha del Guadiana.

Don Alvaro. Presencia de cuarcitas y pizarras silúricas, antes de llegar al pueblo, que tienen rumbo NW., buzamiento al SW.; son de iguales características que la citada en La Fernandina, y se prolongan hasta esta localidad, que se halla a la izquierda del río Guadiana.

Cantarranas. En las proximidades de los granitos de este poblado existen pizarras y cuarcitas silúricas que se hallan concordantes entre sí y concordantes con el granito.

b) CARACTERES Y EDAD.

El Silúrico de las inmediaciones de Mérida, tomado de inferior a superior, está constituido por estratos de cuarcitas, arcillas y pizarras. Los mejor caracterizados son los que corresponden a las cuarcitas que se presentan en capas potentes y en series superpuestas. Son los que forman los flancos residuales de los pliegues y los que se levantan dando relieve al país y cerrando el horizonte por diferentes cuadrantes.

Las cuarcitas suelen llevar restos fosilizados o simples huellas fosilíferas (braquiópodos, scolithus, cruzianas, etc.) patentes en San Serván, Holgados, Cornalvo, etc. Pacheco señala la existencia de cruzianas en la Sierra de Mirandilla, en El Moro y en el pico Terrero.

Las características petrográficas de los estratos de cuarcitas y la presencia de los fósiles nombrados coloca a estos niveles en el Silúrico inferior, Ordoviciense, cuarcitas del Arenig.

Sobre las cuarcitas vienen las formaciones de arcillas, ya aludidas, blancas, amarillas, de grano finísimo, esmécticas, refractarias, etc., y siempre acompañadas de intercalaciones de hierros limoníticos, en lentejones de desarrollos muy diferentes. Es un nivel muy uniforme en toda Extremadura, si bien en las inmediaciones de Mérida tiene poco alcance. Puede verse en Cornalvo y en Dehesa Holgados, así como en San Serván y en Mirandilla.

Sobre las arcillas siguen las pizarras de naturaleza arcillosa o silícea, pardas, tejulares, compactas, muchas veces ruinosas. Son pizarras del Silúrico inferior-Ordoviciense, con paso al nivel del *Calymene tristani*. Todas estas pizarras son características de la región, pero en Mérida están escasamente representadas porque en gran parte han sido eliminadas por erosión. Pueden servir de modelo las de Holgados, Cornalvo, etc., y en particular las de Mirandilla y las de San Serván.

Del Silúrico de las proximidades de Mérida no pueden darse datos generales sobre el espesor de los estratos y sobre la potencia total de las cuar-

citas a las pizarras, debido, de una parte, a la manera especial como se presentan sus niveles afectados por el metamorfismo de las dioritas que borra los límites; de otra, debido a los fenómenos tectónicos que han quebrantado la disposición normal de estos horizontes, y, finalmente de otra, debido a la intervención de la dinámica erosiva que ha barrido exageradamente la primitiva disposición litológica de este Silúrico inferior.

2. El Devónico.

a) LOCALIDADES.

Admitido por nosotros que todos los bancos de calizas compactas, situadas próximo a Mérida, son de edad devónica, por las razones que se expusieron en la parte petrográfica, la estratigrafía de esta edad puede estudiarse principalmente en la montaña denominada El Carija y en la serie de cerros alineados denominados en común Sierrecilla de Araya.

Carija. La disposición tectónica de las calizas de esta montaña pueden reconocerse como ejemplo en el sector central, donde existe un regato muy acusado, corto, con trazado hacia poniente. Este regato, de arriba abajo corta transversalmente las calizas. Remontando por él están: primero, granitos; encima del granito, bancos de calizas grises, y por encima de ésta, concordantes con ellas, estratos de calizas pardas.

La disposición especial de estos estratos, a veces casi verticales, y los cambios complicados que presentan por doquier, no permiten reconocer la potencia total de todos ellos de una manera sencilla. Por ahora se deja sin fijar.

Sierrecilla de Araya. Las calizas de este lugar tienen la misma disposición en todo lo que suponen en longitud desde los comienzos, a poniente, por frente a la presa romana hasta los hornos de cal en explotación, en la carretera de Montijo, por las inmediaciones de casa Vinuesa. Siguiendo la alineación de estos cerros, a lo largo de todo el zócalo que mira a mediodía, la base es de calizas grises, o blanquecinas, de grano fino, marmóreas, con algunas intercalaciones de sílex y formando bancos concordantes que tienen rumbo al NW. y buzamiento al NE. Por encima están las calizas basta, rojizas, azuladas, espáticas, en estratos concordantes con las capas grises de igual rumbo NW. y con el mismo buzamiento. Estas dos series superpuestas tienen una potencia total de más de 50 metros. (Fig. 17.)

Estas calizas no llevan fósiles, y por esta razón no pueden datarse con seguridad; pero dadas las semejanzas que tienen con las que se explotan en Torremayor, muy fosilíferas, de gran contenido en tallos de crinoideos, nos inclinamos a considerar que todas ellas pueden ser también devónicas.

b) CARACTERES Y EDAD.

Sobre los caracteres de las calizas consideradas devónicas no hace falta insistir; basta tener en cuenta lo expuesto en la parte petrográfica, y sobre la edad basta igualmente con lo que se acaba de decir, considerándolas devónicas.

3. El Terciario

a) CONSIDERACIONES.

En los alrededores de Mérida, la estratigrafía salta desde el Paleozoico inferior y medio a los terrenos de la Era Terciaria. Entre ambos límites queda un amplio espacio de tiempos geológicos del que no ha quedado representación alguna; faltan el Paleozoico superior, toda la Era Secundaria y toda la primera mitad de la Era Terciaria. Nada se sabe de lo que ha podido ocurrir en lo que media entre unos y otros testigos petrográficos presentes. Se ignora si en el ámbito de la Mérida actual pudieron haberse formado, circunstancialmente, algunas sedimentaciones de aquellas edades intermedias que después fueron borradas en totalidad por erosión.

Parece como que después de los movimientos orogénicos que plegaron y elevaron en vertical al Silúrico y al Devónico se pasó a una gran era de denudaciones que no cesó hasta que empezaron a sedimentar los terrenos del Terciario superior.

b) COMPONENTES Y LOCALIDADES.

Los terrenos que suponemos terciarios están representados por tres componentes petrográficos diferentes: arcillas, calizas tobáceas y margas, materiales caracterizados en general por la poca consistencia y por las coloraciones claras, blancas, sonrosadas, etc. Los datos más destacables son los siguientes. (Fig. 16.)

Desembocadura del río Aljucén. En esta localidad existen formaciones terciarias arcillosas de granos finos y rojizos que ocupan toda la desembocadura del río Aljucén. El paraje ha sido intensamente explotado en la fabricación de ladrillos, y por este motivo la poca extensión superficial que tenían estas formaciones han sido restringidas considerablemente. Algunos mogotes aislados que quedan son sitios aprovechables para estudiar los horizontes estratigráficos. Otra de las causas del deterioro de estos sedimentos ha sido el embalse inmediato llamado Presa de Montijo, cuyas aguas invaden

la desembocadura del Aljucén y contribuyen al desmoronamiento de este Terciario.

Todas estas formaciones de edad terciaria están coronadas por un Cuaternario de arenas, tierras y cantos rodados de tipo terraza.

Los Sesmos. En lo alto, donde está la loma por donde pasa el cordel de este paraje, el Terciario forma una mancha blanca de margas calcáreas. Es un lecho margoso tobáceo horizontal que contiene cantos brechoides de dioritas y de otras calizas. Estas formaciones descansan sobre dioritas, están muy alteradas y afectadas por acciones meteóricas. La superficie superior de estas tobas forma una rasante que está a los 250 metros y que es importante porque enlaza con otras de alturas iguales o muy semejantes, en particular las situadas a la derecha del arroyo Alberquilla, también de calizas tobáceas.

La Godina y La Romera. En este sector existen asomos esporádicos poco continuos de calizas horizontales, compactas, nodulosas, de formaciones irregulares, porosas y cavernosas, con materiales que tienen fracturas muy blancas y superficies exteriores rojizas, debidas a filtraciones hidrológicas por las fisuras naturales. Estas calizas tienen un gran interés porque en cierto modo recuerdan las calizas pontienses, castellanas, de tipo evaporítico.

Cementerio. Pasado el Albarregas, por la carretera de Cáceres, desde antes de llegar al cementerio, a la izquierda, por varios puntos, se pueden apreciar formaciones tobáceas que asoman entre las tierras rojas cultivadas. Próximo al enlace de la carretera de Cáceres con la de Madrid, a la izquierda, existe un pequeño talud que descubre los siguientes detalles, enumerados de abajo arriba (fig. 15):

1. Parte basal con dioritas verdes, metamórficas, colocadas verticalmente.
2. Capas de estratos calizos verticales de rumbo NW.
3. Manto de tobas calcáreas, blancas, cavernosas, poco coherentes, horizontales, de edad terciaria.
4. Límite superior de las tobas en superficie fosilizada por un manto de Cuaternario que se superpone.
5. Capa de tierras calcáreas y margosas de edad cuaternaria. Tierras de cultivo.

Este talud forma una breve superficie a manera de escalón a los 240 metros, y más arriba forma otro peldaño de igual contenido de masa tobácea coronada por Cuaternario que rebasa los 250 metros.

Este manto de formaciones tobáceas terciarias tiene un espesor de más de 20 metros. Estos terrenos son calcáreos, nodulosos, tobáceos o en masas

calcáreas compactas casi travertínicas. A veces contienen cantos de calizas de aspecto brechoide.

El conjunto de esta estratificación horizontal da lugar a una plataforma morfológica situada a 250 metros, como se ha dicho, o poco más, que es ancha, de gran extensión y que representa el enlace del borde del Guadiana con la rasante de la cuenca del Albarregas. Esta superficie parte de la base del Carija, se extiende por el cortijo Paredes hasta el primer horno de cal al norte de casa Vinuesa, y se enlaza con la rasante por donde pasa la carretera a Montijo; y lo mismo sucede con la rasante por donde va la carretera a Madrid, quedando intermedia la loma donde está el cementerio, de naturaleza también tobácea. (Fig. 16.)

Carretera de enlace. En la carretera de circunvalación que enlaza las que van a Cáceres y a Madrid, existe una larga trinchera en terrenos terciarios que está a 260 metros, tiene un espesor de tres a cuatro metros y es casi coincidente con la rasante morfológica antes nombrada. En esta trinchera queda al descubierto una formación sedimentaria de tobas blancas y margas del mismo color o algo sonrosadas, de naturaleza esponjosa, poco coherentes y dispuestas en gran manto sedimentario horizontal. En algunos sectores tiene aspecto brechiforme, disposiciones onduladas y contienen algunos cantos dioríticos poco rodados que quedaron aprisionados al originarse las sedimentaciones.

El tramo superior es travertino muy característico, y recuerda el nivel de las llamadas calizas de los páramos, del Pontiense castellano. Por encima de este tramo existe una leve capa de terrenos sueltos rojos, arenáceos y cuaternarios. (Lám. I, fig. 2).

Campomanes-Cornalvo. En este sector existe una importante formación terciaria con superficies de tipo rañoide y de bastante espesor, que nosotros no hemos estudiado pero que Roso de Luna y Hernández-Pacheco la señalan bien en el mapa de su memoria geológica sobre Mérida (15).

Matadero Provincial. En este lugar existe una trinchera de ferrocarril que corta una formación de terrenos horizontales que presentan bastante espesor. Es de arcillas rojas y amarillas, de margas y de arenas que en la parte alta se les intercalan cantos rodados en varios lechos y en estratificación cruzada. También ha sido estudiada por los autores antes mencionados (15).

La parte superior de esta importante formación está constituida por grandes depósitos de cantos rodados que nosotros atribuimos al Cuaternario, como terraza del Guadiana.

Alrededores de Calamonte. Desde el pie de la Sierra de San Serván,

sector oriental, Sierra de Cabrerizas, etc., hasta la margen izquierda del Guadiana, se extiende el campo del Calamonte, pequeña depresión rellena de terrenos horizontales. Son sedimentos arcillosos de arenas y margas que descansan en discordancia angular sobre pizarras silúricas y se apoyan, muy principalmente, sobre un subsuelo de dioritas. Pacheco (15) distingue dos horizontes, uno bajo, que considera mioceno, y otro superior, de edad pliocena.

El Berrocal. Este Terciario es de muy poca extensión territorial, pero tiene un gran interés como testigo de la extensión que tuvieron los terrenos de esta edad en otros momentos geológicos. Se halla en una pequeña cuenca labrada entre granitos y pizarras metamórficas. Su extensión se puso de manifiesto al hacer unas labores mineras cortando en vertical una formación sedimentaria que estaba coronada por un Cuaternario de muy poco espesor.

Se pudieron distinguir dos niveles levemente diferenciables: uno, inferior, de unos cuatro metros, constituido por tierras margosas, arcillosas, sonrosadas, nodulosas, conteniendo estadio de aluvión; y otro, más superior, de un metro de potencia aproximadamente, concordante, también margoso, más calcáreo que el anterior, sonrosado y menos productivo desde el punto de vista minero. Por encima de este manto, 20 centímetros de tierra negra, arcillosa, seguida de otro de tierra vegetal parda. Las formaciones terciarias no contenían fósiles.

c) CARÁCTER DEL TERCIARIO.

Los terrenos terciarios que se han reconocido son todos de poco espesor, de tres, cinco y diez metros cuando más. Los más potentes parecen ser los que se hallan en la trinchera del ferrocarril detrás del Matadero.

En el Terciario inmediato a Mérida la superficie alta está en una rasante de unos 250 metros. Es formación que descansa directamente sobre dioritas, calizas, pizarras y granitos, lo que supone un límite antiguo que fosiliza este Terciario y que por lo regular no aparece nunca en superficie de paso completamente limpia.

El origen de este Terciario es de acarreo, de sedimentación, de evaporación produciendo travertino y de circulación y filtración de aguas calcáreas, dando lugar a las margas y calizas tobáceas.

Este Terciario no es fosilífero, aunque se han encontrado nódulos pequeños, redondeados, que recuerdan los moldes internos de los gasterópodos del género *Helix*.

Todo el Terciario de esta pequeña cubeta de sedimentación está recubierto por un breve manto de terrenos cuaternarios, como se ha dicho repetidas veces.

d) LA EDAD.

El Terciario de las inmediaciones de Mérida es conocido de antiguo. En 1879, Gonzalo Tarín (J.) lo alude en su reseña sobre la provincia de Badajoz (5), citándolo al norte de Mérida y señalándolo en el mapa geológico que acompaña a su trabajo.

Este mismo Terciario figura en todos los mapas geológicos generales de España publicados por el Instituto Geológico, si bien en la Memoria del año 1950 no aparece dibujado.

Roso de Luna y Hernández-Pacheco, en la hoja geológica de Mérida, 1950 (15), se ocupan del Terciario de San Serván, Campomanes, etc., y en su mapa no señalan Mérida.

Gonzalo Tarín clasificó estas formaciones como de Terciario medio, sin más especificaciones. Por su parte, Roso y Pacheco admiten Mioceno y Plioceno superior en Calamonte, y Plioceno superior en el resto.

En estos terrenos no se han encontrado fósiles, como ya se ha dicho, y esto priva de poder hacer determinaciones con seguridad.

Ahora bien, refiriéndonos concretamente al Terciario que se encuentra al norte de la ciudad, nos inclinamos a considerarlo de edad pliocena. Teniendo en cuenta el poco espesor de las formaciones, la poca consistencia de sus componentes y la absoluta horizontalidad de sus capas, cabe pensar que se trata de un Terciario muy reciente. Las características petrográficas hacen descartar toda posibilidad de considerarle del Oligoceno y aun del Terciario medio-Mioceno. La petrografía y las facies de este Terciario son tan poco características que no ofrecen indicios de similitud con niveles de otros lugares de esta misma edad. De todos ellos sólo las calizas travertínicas tienen ciertas características petrográficas con las calizas pontienses de la meseta castellana, por ser compactas, blancas, astilosas al romperse, agrietadas, cavernosas, etc., aunque carecen del desarrollo y la potencia que tienen aquéllas.

La formación es poco extensa y no proporciona mejores datos para poder determinar la edad. Concretamente por lo que se refiere a Mérida, no tienen espesores suficientes para mostrar cambios de nivel, facies características, etc., que pudieran facilitar la determinación cronológica. Pero teniendo en cuenta la horizontalidad de estos terrenos, su naturaleza poco consistente petrográficamente y sus tonos claros, que las separan francamente de las formaciones cuaternarias, atribuimos estos terrenos al Terciario superior-Plioceno.

4. El Cuaternario

a) FORMACIONES DE SUPERFICIE.

Bajo este epígrafe abarcamos todos aquellos terrenos que se hallan a flor del suelo formando un manto más o menos espeso que procede de la alteración de las rocas subyacentes y da lugar a depósitos de mayor o menor consideración. Son los terrenos que llevan la vegetación espontánea actual y los que están aprovechados como tierras de labor. Diferenciamos los siguientes grupos:

- los debidos a la alteración de los granitos;
- los debidos a la alteración de las dioritas;
- suelos mixtos.

a) Suelos debidos a la alteración de los granitos.

A este tipo pertenecen todos los suelos que se hallan recubriendo el berrocal situado al NW. de Mérida, Los Baldíos, El Hinojo, Araya, etc., y que se extiende más allá del cauce del río Aljucén, La Jara, Las Yeguas, La Cancha, etc. Se hallan formando un manto de recubrimiento total, según una capa algo discontinua, por presentar espacios donde asoma la roca viva, dura y sin vegetación herbácea. Pueden ser lechos delgados que se acoplan a los perfiles de las lomas suaves o se acumulan en los sectores bajos, concavos, logrando mayores espesores.

Por su naturaleza, es una formación poco arcillosa; contiene muchos granos de cuarzo y de feldespato ortosa procedentes del desmoronamiento de la roca madre. Las ortosas alteradas y caolinizadas proporcionan al suelo un aspecto terroso y pulverulento. Estas formaciones suelen tener en las partes más altas un breve nivel de tonos oscuros, por estar mezclados con restos orgánicos y que constituyen el suelo vegetal con humus.

Como se trata de unas formaciones de tipo muy general, no interesa puntualizar las localidades concretas donde están representados.

b) Suelos vegetales de descomposición de las dioritas.

Ocupan una extensión considerable y tienen un gran interés como formación geológica superficial. Proceden de la alteración de las dioritas, de la descomposición de los minerales que componen a esta roca. Las plagioclásas se caolinizan y se disuelven en parte; las hornblendas se alteran pasando a epidotas, finalmente transportadas. Son suelos que tienen sustancias alcalinas, alúmina, calcio, hierro, etc. Forman un manto arcilloso esmectítico de color rojo, debido al hierro.

Como la diorita se halla alterada en superficie, el producto está *in situ*

sobre la propia roca madre. Las aguas de superficie, nivelando las irregularidades del subsuelo, producen depósitos de más espesor que en las partes bajas y en las concavidades.

Los suelos cuaternarios de diorita están en todos los lugares donde existe esta roca; por tanto, no es necesario recordar puntos concretos como ejemplos.

c) Suelos mixtos.

Se agrupan aquí todas aquellas formaciones que no tienen un origen exclusivamente granítico, diorítico o calcáreo; es decir, son suelos que reconociendo una procedencia determinada granítica, diorítica, etc., se han mezclado con los componentes de unos y otros, que son de procedencias diferentes. Como es natural, se hallan en las zonas de contacto de unas rocas con otras, paso de granitos a dioritas, de dioritas a calizas, etc.

b) FORMACIONES DE LOS REGATOS Y DE LOS RÍOS.

Estas formaciones son de poca importancia. Los regatos que circulan por granitos y por dioritas (rocas duras) profundizan poco y dejan al descubierto la roca de base. En los lugares de poca pendiente, o donde existen giros meandriformes, suelen quedar pequeños depósitos de cantos rodados, de gravas y de algunas arenas, como sucede en el arroyo Judío, en el de las Juntas, en el Albarregas, etc.

Algo diferente es lo que pasa con los ríos Aljucén y Guadiana. El primero, en el sector de su desembocadura muestra un lecho constituido por gran cantidad de arrastres, transportados directamente en sus avenidas y acumulados por remansos producidos en el momento de desembocar en el Guadiana. Cuando las aguas decrecen, el Aljucén desemboca por medio de varios regueros parciales que se abren paso en las mismas sedimentaciones transportadas por él: arenas, arcillas, limos y barros, que más tarde se endurecen.

El Guadiana, en toda su extensión desde Alange hasta la Presa de Montijo, es de cauce ancho con lechos de gravas y de arenas en cantidad excepcional. En todo este trecho el espesor que alcanzan estos depósitos es muy grande. Por frente a Mérida la existencia de areneros en explotación permiten ver y medir los espesores, así como también los mantos de superposición, muy típicos por las alternancias que presentan los lechos de arenas y de cantos, casi siempre en las estratificaciones cruzadas. Por frente al Matadero la capa de cantos tiene espesores que varían entre 5, 7 y 12 metros, hasta alcanzar las dioritas del suelo firme.

c) LAS TERRAZAS FLUVIALES.

En el río Guadiana es muy difícil poder identificar los niveles de terrazas. Prácticamente parece que no existen, y no falta autor que ha negado rotundamente su presencia. Nosotros no hemos puesto nuestra atención para dilucidar este problema, pero el hecho de poseer algunos datos relacionados con la cuestión nos induce a consignarlos en este momento.

Desde Alange hasta el río Aljucén, la morfología general del Guadiana no delata ninguna formación general de terrazas fluviales de estilo normal. Aquí el río no tiene auténtico valle; su cauce es muy ancho; los bordes son bajos y muy separados con respecto al nivel del lecho; las laderas limitantes ondulan y se confunden con las laderas de los afluentes que le llegan por ambos lados. En estas condiciones las terrazas no cuentan con una morfología adecuada. De Alange hasta Mérida, a derecha e izquierda, no queda clara ninguna rasante alta que pudiera corresponder a la primera terraza fluvial, y tampoco existen indicios de hombreras uniformes que pudieran corresponder a niveles de terrazas intermedias. Las cuarcitas silúricas y las dioritas asoman por las márgenes del Guadiana en superficies aplanadas más o menos achatadas, y esto contribuye a dificultar la identificación de las terrazas dando niveles dudosos.

Morfológicamente sólo está patente una terraza baja a los 10 metros. Existe desde la confluencia del Matachel hasta más allá de Mérida. Está representada por una plataforma en escalón que se prolonga a lo largo del río, adquiriendo desarrollos desiguales a derecha e izquierda. Son ejemplos concretos de las primeras, los siguientes lugares: la extensa plataforma marginal del paraje llamado La Tijera; el recinto conocido vulgarmente por El Arcón, y todas las formaciones que se hallan en la desembocadura del río Aljucén. Son ejemplos de la ladera izquierda, entre otros: el paraje llamado Holgados; el paraje llamado Coscoja-Berrocal; proximidades de La Fernandina; proximidades del Puente Nuevo, y borde izquierdo del río por el sector del Prado, desde el puente de hierro hasta la curvatura del meandro.

En la Dehesa Holgados, el nivel del río está a 220 metros, y desde él, a su izquierda, quedan tres alturas de rasantes bien conformadas conteniendo elementos detriticos, extendiéndose en superficie y en grosor. En este mismo lugar se pueden distinguir tres niveles de terrazas, que son: de 10, de 20 y de 45 metros. Más alta queda una superficie algo inclinada propia de pie de sierra que se eleva sobre el cauce más de 65 metros. Al pie del talud de la terraza baja de los 10 metros existe un pequeño escalón de unos tres metros, testigo de una terraza de inundación. (Fig. 14.)

Por frente a la Hostería Nueva existe una pequeña terraza de tres metros, la más baja y de inundación; después una rasante que está a 10 me-

etros; a más altura, otra rasante imprecisa que está a unos 20 metros, y, por último, la rasante general cuaternaria a 40 metros.

Borde del Prado. Aquí el Guadiana forma un talud constituido por elementos muy finos, limos, que tienen unos tres metros de altura, y después existe una terraza que no llega a los 10 metros y que persiste en largo recorrido.

Detrás del Matadero, y algo apartado, se eleva una formación terciaria de extensión considerable que encima soporta una gran cantidad de cantes rodados que corresponden a la terraza de los 40 metros sobre el nivel del cauce del Guadiana.

Con respecto a la ladera derecha, el punto más interesante a señalar es el que ofrece la trinchera del ferrocarril en la desembocadura de un afluente cuyo nombre desconocemos, con una terraza de cantes rodados en estratificación horizontal, muy firme, y que se levanta 10 metros.

Conviene anotar la existencia, bastante general, de una terraza baja, actual y de inundación, identificable en casi todos los afluentes del Guadiana en este sector, y situada a dos y a tres metros sobre el nivel del cauce.

Dicha terraza existe en el arroyo Arquitas, en el Albarregas, en el arroyo Judío y en todos los arroyos que afluyen al Guadiana por su ladera izquierda.

a) RASANTES MORFOLÓGICAS.

Quedando sin estudiar el problema de las terrazas cuaternarias del Guadiana en la parte correspondiente a las inmediaciones de Mérida, queremos, sin embargo, consignar algunos datos observados por nosotros que hacen referencias a superficies sedimentarias o rasantes morfológicas más o menos relacionadas con las terrazas de este río.

Nos referiremos, en primer lugar, a un corte desde Mérida hacia el Carija. Partiendo del Guadiana, que está a 200 metros, se observan durante el recorrido tres peldaños principales que están situados a 220, 240 y 260 metros, respectivamente. Entre el nivel del río y el peldaño a 220 metros existe un breve escalón de terraza marginal que está a 10 metros, terraza baja. Las alturas a 240 y 260 metros son interesantes porque están constituidas por terrenos calcáreos tobáceos y superficialmente cubiertas por cantes cuarcíticos. La posición relativa de estas alturas parece relacionada con niveles de terrazas propiamente dichos. Las alturas de La Pedernosa, a 311 metros, y del Carija, a 374 metros, son rasantes independientes.

Las superficies horizontales enumeradas, denominadas rasantes, se extienden superficialmente conservando sus alturas medias aproximadas, aunque en gran parte están atacadas por los regatos que las cruzan y las cortan en su integridad. Así en Las Arquitas las lomas de la derecha, a 250-260

metros, forman superficie recubierta de un pedregal de cantes de dioritas no grandes, sueltos, poco rodados, recordando algo el aspecto rañoide.

En Los Sesmos, la rasante está a 250 metros y tiene iguales características que en Las Arquitas.

En la carretera a Proserpina la rasante está a 250 metros, y lleva también recubrimiento de cantes.

Hacia la carretera de Montijo existen estas alturas con la misma disposición superior, y llegan hasta más allá del cortijo de Paredes.

Queremos hacer mención especial de lo que pasa con el río Albarregas. Este afluente del Guadiana, en Mérida, es un río que circula por plataforma de penillanura poco encajado. Su cuenca, abarcada en conjunto y tomada en su mitad terminal, pone de manifiesto dos etapas de penetración, la más reciente que corresponde al lecho actual, y otra más antigua superior, dilatada pero labrada en la penillanura.

Este río tiene una terraza actual pequeña, insignificante de arenas y tierras en peldaños de dos o tres metros, que se ensancha en un cauce propio o más amplio. La rasante media está en laderas que se delatan paralelas al cauce actual, y la ladera más alta, más imprecisa, en algunos puntos llega a enrasar y a confundirse con la superficie de penillanura.

Esta disposición responde a dos rasantes de erosión, a dos etapas principales que han actuado penetrando cada vez más. La más baja está a 20 metros sobre el nivel del cauce; la más alta, casi plataforma de penillanura, está a 40 metros y enlaza con la superficie alta de Los Sesmos, por la derecha, y con la cota alta de Los Hitos, por la izquierda. Estas rasantes semejan las cicatrices de dos ciclos erosivos sucesivos sobre un mismo valle.

Haciendo un corte transversal que pase por Mérida y por el Cementerio, el escalonamiento erosivo del Albarregas, en su ladera derecha, se repite en las estribaciones de Mérida ciudad, aunque aquí es difícil de apreciar por las construcciones urbanas y las del ferrocarril, que no han dejado casi espacios intactos. El escalonamiento de la derecha es de peldaños dilatados y en parte llevan acarreos sedimentarios en la parte superior, mientras que los peldaños adosados a la ciudad, en parte marcados sobre dioritas, carecen de sedimentos reconocidos. En Mérida pueden tomarse como testigos de estas rasantes más altas, el cerro donde está el Calvario, 250 metros, y los altos de la calle de Moreno de Vargas, que está a 235 metros.

Otro ejemplo: un corte que vaya desde el puente romano, pasando por La Picota, hasta el empalme de la carretera de Sevilla, muestra cuatro peldaños, que son: el Guadiana, nivel de base a 200 metros; estribación del puente romano, a 205 metros; Picota, 210 metros; rasante intermedia, 220 metros; parte alta del Tiro de Pichón, gasolinera y empalme a Sevilla, 230 metros. El nivel más bajo de 10 metros, en el Guadiana, es de una terraza fluvial de acarreos; el resto son rasantes sobre dioritas.

Sobre el mismo Guadiana se puede tomar otro corte que pase por la Plaza de Toros y, siguiendo la misma dirección del Puente Nuevo, se pueden identificar tres alturas escalonadas: el Guadiana, nivel de base a 200 metros; la estribación del puente, a 220 metros; la Plaza de Toros, a 225 metros. Estas rasantes están en dioritas y se corresponden en parte con las rasantes señaladas en la ladera derecha, en el sector de La Picota.

IV.—LA TECTONICA

1. La tectónica del granito

a) GENERALIDADES.

El granito de Mérida está bien representado por todo el macizo situado al NW. de la ciudad, formando una individualidad perfectamente caracterizada. Igualmente lo está por los crestones parciales correspondientes al Berrocal, Fernandina, Cantarranas, etc. El primero se presenta como una masa superficial arrasada típica. Los segundos se presentan como asomos de stocks, pequeños. La mancha principal cumple los caracteres de los batolitos, apareciendo perfectamente delimitada y siendo una masa homogénea en su composición y en su estructura. Entre este granito y las rocas circundantes existe en todos los casos una línea de separación franca, es lo que sucede en el granito que toca a las dioritas, a las calizas y a los materiales silurianos. No obstante, existen lugares donde los bordes de este granito penetran en la roca encajante con emisiones más o menos potentes, como sucede en San Pedro de Mérida, en Mirandilla, en la base del Carija, etc., en cuyos ejemplos se pueden tener presentes las palabras de Regin, considerando al granito, en estos casos, como "un flujo plástico de materia ya sólida".

b) EL BATOLITO.

La primera impresión general que se recibe al observar el calvero de este batolito es la de una gran superficie arrasada y desgastada, puesta al descubierto por erosión. Este fenómeno, con haber sido importante, no lo ha sido en exceso. Así lo demuestran los tránsitos del granito a los terrenos que lo cubren, cuarcitas, pizarras, calcitas y dioritas, y sobre todo por la existencia de puntos donde se han conservado residuos aislados de coberturas pizarrosas que en parte han protegido al granito de la labor de desmantelamiento.

Todo parece indicar que el límite que ahora se observa es una superficie muy próxima a la primitiva, relacionada con la que le correspondió al granito en la etapa final del enfriamiento de su masa. En relación con esto, el dato petrográfico más importante que se debe recordar es el de su naturaleza estructural porfiroide.

Estos granitos en superficie son bastos, de granos gruesos, de ortosas voluminosas, de superficies muy rugosas. Los componentes de esta roca, debido al enfriamiento lento de su masa, han tenido tiempo para tomar tamaños superiores a los normales, de donde en parte el aspecto porfiroide que tanto domina en estos granitos. Corroboran también la condición de ser un granito final la existencia de las pegmatitas de granos gruesos y cavernosas, así como también la existencia de pegmatitas conteniendo cuarzos cristalizados en prismas exagonales perfectos. Corroboran también la condición que decimos los acúmulos parciales de cuarzos y de ortosas, y el dato, único, de una emisión de cinabrio que demuestra el final de una etapa plutónica. Véase Sos Baynat (27 y 41).

Otro detalle importante de la naturaleza periférica de la superficie de este granito lo suministra la existencia de gabarros, que testimonian que ha habido incorporaciones a la masa batolítica de diversas rocas envolventes.

La masa batolítica es basta o normal en todos sus contornos. Pero esto no priva para que en algunos puntos los granitos sean manifestaciones de microgranitos, de granulitas, etc. De todas estas modalidades, las que más interesan a nuestros fines son las granulitas de los stocks antes mencionados.

c) LOS STOCKS.

De las tres apófisis graníticas que quedaron señaladas, interesa estudiar en este momento la que corresponde al llamado Berrocal-Coscoja y La Fernandina, los dos muy próximos en la carretera de Alange.

De los tipos de granitos que se han enumerado anteriormente interesa insistir sobre las características especiales que presentan estos stocks, por tratarse de verdaderas granulitas. Ya sabemos que esta roca se define fácilmente como especie petrográfica y que aquí ofrece dos particularidades locales: de un lado, la composición mineralógica y química, y de otro lado, la posición que le corresponde en relación con el batolito grande de Mérida.

Con respecto a lo primero, la granulita del Berrocal contiene topacio, apatito, turmalina, etc., minerales que llevan flúor, fósforo, boro..., que son disolventes muy energéticos, mineralizadores principales de los momentos de la formación de la roca. Contienen feldespatos alcalinos y moscovita. Llevan cuarzo en cantidad considerable, dando lugar a una roca más ácida que el granito normal. A su vez las granulitas son rocas con un punto de solidificación menos elevado que el de los granitos.

Con respecto a la segunda particularidad, las granulitas aparecen como

diferenciaciones tardías de los granitos y son rocas que representan tránsitos intermedios, de enlace, entre los granitos y las pegmatitas. Se forman a expensas de los granitos y, por ser las partes más ligeras de los batolitos, se hallan siempre en las regiones superiores de los macizos, en los crestones, cúpulas y lomos. Es sabido que en el techo de los batolitos las partes más altas están cubiertas por las granulitas, que son más densas y más fluidas que los granitos.

Todas estas condiciones generales que se acaban de recordar se cumplen en el asomo geológico del Berrocal, que, geológicamente, es una derivación lateral, un stock granítico del gran batolito de Mérida, como ya hemos dicho. Aquí esta granulita representa una cobertura parcial de aquél que cumple las características clásicas de esta clase de estructuras petrográficas.

Las granulitas del Berrocal presentan tránsitos a las aplitas típicas (granulitas pobres en mica) y tránsitos a las pegmatitas. Además es importante la relación que tiene esta roca con la apófisis de La Fernandina, caracterizada por las concentraciones de cuarzo y de ortosa en agrupaciones de tipo pegmatítico, de cristales muy voluminosos.

El Berrocal es una pequeña cúpula desnuda que ocupa el eje de un anticlinal con testigos laterales de cuarcitas y pizarras silurianas que están concordantes con la cúpula. Está orientada a NW., de acuerdo con el rumbo general hercíniano, y lo mismo sucede con todo el sistema de litoclasis y fracturas, que son numerosas y muy ostensibles, llevando rumbo NW. a SE. atravesado por otros también paralelos que van de NE. a SW. Están muy de manifiesto las diaclasas horizontales que cortan en sección a los dos sistemas anteriores.

Próximo a la desembocadura del arroyo grande del Berrocal, el granito se presenta en un breve talud, cuarteado por numerosísimas fisuras, muy juntas, dispuestas según tres dimensiones del espacio y dando un conjunto de bloques cuboides ordenados a manera de muro natural. Parecen como estratos de poco espesor, horizontales, partidos por diaclasas verticales.

d) DETALLES DE LA TECTÓNICA DEL GRANITO.

El primer hecho importante de la tectónica del granito es que la masa total del batolito tiene rumbo a NW. Así lo delatan ciertas disposiciones morfológicas y ciertos pequeños detalles de la orientación de los componentes estructurales.

En las partes periféricas, en los lugares donde establece contacto con los terrenos circundantes, los planos de contactos son concordantes y el rumbo es igualmente a NW. Así sucede en Araya, Carija, inmediaciones de Esparragalejo y todo el sur de la Sierra Bermeja. Se prescinde de hacer referencia a la continuidad del batolito fuera de los límites que nos hemos im-

puesto, pero donde se pone de manifiesto perfectamente el rumbo general de toda la masa granítica.

Si observamos los stocks, el hecho es el mismo: los tres presentan su rumbo a NW., y en los tres se puede comprobar que los terrenos circundantes, que se le acoplan en concordancia, van también en este mismo rumbo.

El segundo hecho importante de la tectónica del granito que estudiamos estriba en dos observaciones esenciales: en la dirección del cauce principal de los arroyos y en el trazado de las diaclasas que cruzan a esta roca.

En la gran masa granítica que queda al W. del contacto de las dioritas, las aguas que discurren por todo el berrocal de Los Baldíos, El Hinojo, Araña, etc., tienen el caudal principal de desagüe dirigido de NE. a SW. Son ejemplos el arroyo de las Adelfas, y su continuación en el arroyo de la Albuera; el curso del río Aljucén, el arroyo de los Galgos, el arroyo de la Sal, etcétera, estos dos últimos exteriores a los límites de nuestro estudio, pero perfectamente referibles a nuestro caso. La concavidad de la presa de Proserpina, de acuerdo con lo que estamos estudiando, tiene disposición NE. a SW.

Tomada en conjunto esta dirección dominante de los ríos y arroyos, debe prescindirse del hecho de que el nivel de base de todos ellos está en el Guadiana, colocado a su SW.; debe pensarse que la razón no está en el lugar de la desembocadura.

El batolito aquí está formando, *gross modo*, una loma alineada, rectilínea, que desde la parte central más alta tiene una vertiente general a SW., donde está la depresión de Esparragalejo, La Garrovilla y El Lácaro, lo que guarda relación con la dirección de aquellos ríos.

Pero sabiendo, además, que las masas graníticas no son fáciles de modelar superficialmente, el hecho de que exista este trazado regular de cauce es porque todos ellos corren por sectores débiles del batolito, por unas líneas de menor resistencia perfectamente trazadas y paralelas. Es decir, que la razón de ser de estos regueros está relacionada con planos verticales de fractura que delatan una estructura fallada y explica que los ríos puedan seguir esas trayectorias rectilíneas.

Con respecto al conjunto de diaclasas que cruzan el batolito, los datos son del mayor interés. Gran parte de ellas fueron ya indicadas en la parte petrográfica; por tanto, nos releva de tener que repetirlos ahora, pero con respecto a todas las demás, podemos concretar que existen varios sistemas principales (fig. 1):

1. Los que llevan rumbo NW. a SE., que se relacionan con tensiones debidas a las fuerzas de plegamientos de dirección NE. a SW.
2. Las fisuras transversales a las anteriores, de rumbo NE. a SW., producidas por las tensiones perpendiculares a las anteriores, de dirección NW.
3. Las fisuras horizontales de disyunción producidas por enfriamiento

antiguo del batolito y sensiblemente paralelas a la superficie del techo del plutón.

4. Las litoclasis en aspa, producidas por cizallamiento (Berrocal-Coscoja, Proserpina).

Estos sistemas de fracturas y de fisuras tienen su confirmación por igual en el batolito y en los stocks.

Finalmente, otro carácter que presenta el batolito de Mérida es el de estar formado por un granito altamente cataclástico. Las diaclasas y fisuras observables van más allá de lo normal y se multiplican excesivamente con numerosas fracturas parciales que delatan efectos dinámicos muy diversos. Esta condición cataclástica se acusa al microscopio en numerosos detalles pequeños, puestos en evidencia por las deformaciones y las roturas de los cristales de cuarzo, de las ortosas y las plagioclásas. Por esta razón este batolito ofrece muchas veces estructuras granitoideas.

Los tonos verdosos y amarillos que se observan en algunos lugares del batolito y de los stocks son consecuencia de estas estructuras cataclásticas, que han facilitado la alteración de las micas en cloritas y de las ortosas y plagioclásas en pertitas.

e) EDAD DEL GRANITO.

A la vista de los detalles de las líneas precedentes, se puede afirmar que los granitos de Mérida son de edad herciniana, apoyándose esta afirmación en los detalles siguientes:

En que los granitos están circunscritos por terrenos silúricos, casi siempre con la estratificación concordante;

En el hecho de que, en ciertos casos, el granito atraviesa al Silúrico y le metamorfosea;

En el rumbo general que presenta el granito a NW., que es el rumbo herciniano en Extremadura;

En los sistemas de fisuras longitudinales, coincidentes con el rumbo, y las transversales a éstas, dirigidas a NE., y

En que los granitos ocupan el eje principal de un gran sinclinorio silúrico-devónico.

En conclusión: admitido para toda Extremadura que los granitos que aparecen entre el Silúrico y Devónico, aprisionado por estos terrenos y con rumbo a NW., son hercinianos, circunstancia que se repite en el ámbito que estamos estudiando, cabe la conclusión de que los granitos de Mérida son una consecuencia de la orogenia herciniana de fase astúrica, sintectónicos o sinorogenésicos, de los pliegues de la fase astúrica.

2. La tectónica de las dioritas

a) CONSIDERACIÓN PRELIMINAR.

Por lo que se ha dicho de las dioritas en la parte petrográfica, estas rocas no forman una masa única de tipo batolítico. Aunque en cierto modo tienen la apariencia de roca plutónica, y se ha pensado que pudiera ser un batolito básico, no se puede admitir que lo sea, entre otras razones por la gran diversidad de estructuras que presenta por doquier.

De los caracteres generales enumerados hay alguno que interesa recordar en este momento, porque está directamente relacionado con la tectónica; nos referimos a los siguientes:

La existencia de dioritas con los elementos ordenados que tienen alineaciones de gran alcance y rumbo a NW.

Las dioritas que se presentan en masas estratiformes, en bancos semejantes a estratos, y en las que pueden apreciarse rumbos tectónicos, buzamientos y posiciones verticales.

Las dioritas que están contiguas a estratos de cuarcitas silúricas y se hallan concordantes con ellas y con sus rumbos.

Las dioritas estratiformes, que están descansando sobre granitos concordantes con ellos y siguiendo los mismos rumbos.

b) RUMBOS Y BUZAMIENTOS. (Fig. 19.)

En la parte petrográfica, al hacer las reseñas de las dioritas encontradas en distintos parajes, ya se señalaron muchos rumbos de estas rocas, pero como esta disposición es interesante para la tectónica, se debe insistir sobre los mismos recopilando los que tienen mayor interés para después hacer una visión conjunta.

Hostería Nueva del Matadero. En la ladera izquierda, dioritas de rumbo NE. verticales, si bien en el mismo sector, a derecha e izquierda, existen bancos imprecisos que tienen rumbo a NW. y buzamiento vertical.

Matadero Provincial. Dentro del recinto de las edificaciones, dioritas estratiformes de rumbo NW. y buzamiento NE.

Matadero Provincial. Detrás de sus edificios, al W., trinchera del ferrocarril con dioritas y esquistos de rumbo NW. y buzamiento casi a SW. En puntos próximos, esquistos y pizarras que van de este a oeste.

Pancaliente. Dioritas con elementos orientados ondulantes y corrientes fluidas petrificadas, con rumbo que no se puede apreciar.

— **Carretera a Montijo.** Las dioritas visibles tienen rumbos oscilantes y algunas parecen que van al norte. Algunas enlazan con las que se continúan

por la carretera vieja a Proserpina, con las que sirven de base los pilares del acueducto y con las que hay en el interior de la Fábrica de Curtidos.

Pilares del acueducto. En la base de éste y en las márgenes del Albarregas las dioritas y los esquistos tienen rumbo N. 15° W.

Fábrica de curtidos. En uno de los patios de esta fábrica, dioritas hornbléndicas listadas con regueros de feldespato granulado con rumbo NW. muy patente.

Carretera a Proserpina. Al llegar a un pozo antiguo, de brocal ancho, las

N.

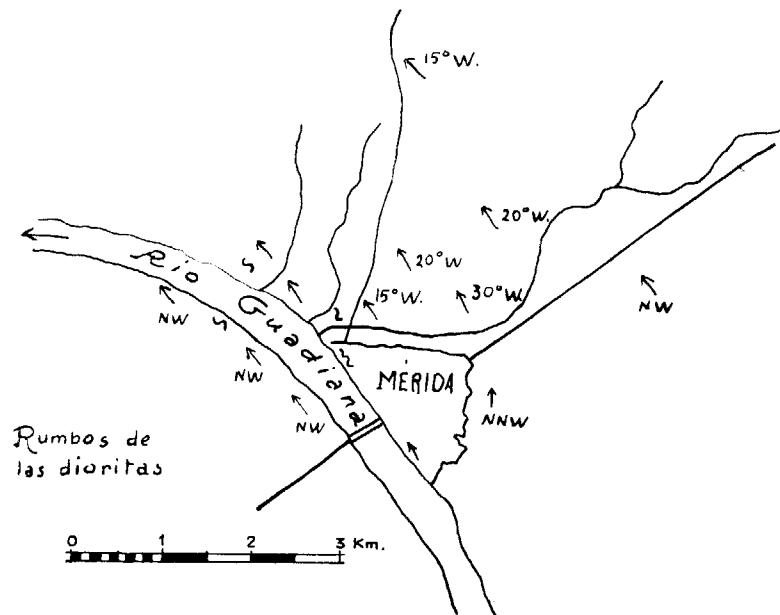


Fig. 19.—Rumbos más frecuentes en la orientación de los elementos de las dioritas.

paredes del fondo dejan ver las dioritas resquebrajadas y diaclasadas que tienen buzamiento NNE.

Arroyo de las Arquitas. Las dioritas visibles del lecho del río tienen rumbo NW.; algunas N. 20° W.

Corchera y Casa de la Madre. Dioritas muy visibles hasta el Albarregas, zona fracturada y rumbos difíciles de señalar.

Carretera de enlace de las de Madrid y Cáceres. En las proximidades del Albarregas, dioritas y esquistos con rumbo N. 30° W.

Los Sesmos. Al ascender desde el Albarregas, en la parte alta del cordel, las dioritas tienen, aproximadamente, N. 20° W., y en la parte más alta, a ambos lados de la carretera, rumbo NW.

Estadio. En la trinchera de la carretera de circunvalación, dioritas cataclásicas con planos de esquistosidad que van NNW.

Plaza de Toros. Al descender hacia el Guadiana.

c) CONCORDANCIAS Y DISCORDANCIAS.

En las relaciones que guardan las dioritas con los terrenos circundantes podemos distinguir tres clases de contactos: de concordancias, de discordancias y de intercalaciones.

Las dioritas se presentan concordantes con los granitos, las cuarcitas, las pizarras y las calizas, pero también pueden ser, o parecer, discordantes con todas ellas. Las dioritas pueden aprisionar pizarras o estar aprisionadas por éstas. Los datos concretos son:

Dioritas y granitos.—En las inmediaciones del Carija, en Los Pinos, inmediatas a la carretera de Cáceres, las dioritas están en contacto con los granitos en perfecta concordancia, en contactos limpios, rumbo NW. y buzamientos NE.

Pasado este lugar, al descender hacia el empalme de la carretera de Mirandilla, concordancia de dioritas y granitos, aquéllas con rumbo N. 15° W. y buzamiento NE. 45°.

Algo más allá de la trinchera de la carretera el contacto de las dioritas y el granito tiene rumbo N. 70° W.

Al norte de La Garrovilla, en la trinchera de la carretera, las dioritas descansan sobre granitos, en concordancia, llevando calizas sobrepuertas también en concordancia. Las calizas tienen rumbo NW. y buzamiento SW.

Dioritas, cuarcitas y corneanas.—Estos componentes petrográficos se han visto, concordantes, en el Matadero Provincial; dioritas estratiformes, cuarcitas azules y corneanas oscuras, todos con rumbo NW. y buzamiento a NE.

En La Pedernosa las corneanas y las dioritas son concordantes, buzando a NE., que en la cumbre van N. 10° W.

Dioritas y calcitas.—En Los Sesmos, en el cordel de ganado, dioritas, calcitas y pizarras concordantes y con rumbo NW.

Al sur de La Pedernosa, en algunos regatos, afloraciones de dioritas y de calizas que están concordantes, verticales y buzando a septentrión. Las dioritas parecen superpuestas a las calizas.

Próximo a casa Vinuesa y línea del ferrocarril, dioritas y calizas casi en contacto, ocupando una posición que parece inversa de la anterior, es decir, las dioritas están francamente por debajo de las calizas; éstas tienen rumbo NW. y buzamiento NE.

En el cortijo del veterinario Paredes, contacto de dioritas y calizas donde aquéllas parece que han atravesado a éstas.

3. La tectónica del Silúrico

a) CONSIDERACIÓN PRELIMINAR.

Los terrenos silúricos inmediatos a Mérida han sido estudiados por Roso de Luna y Hernández-Pacheco en las hojas del mapa geológico de España: Mirandilla, 752; Miajadas, 753; Mérida, 777 (15), y Don Benito, 778, respectivamente, donde pueden verse los caracteres generales que les corresponden a los terrenos de esta región.

Estos autores, referente a Mérida, han estudiado la Sierra Bermeja, o de Mirandilla, y la Sierra de San Serván, cuyas características sería improcedente repetir ahora. Sin embargo, creemos de interés consignar algunos datos parciales de nuestras observaciones en el campo, por lo que importan para las interpretaciones posteriores.

b) RUMBOS Y BUZAMIENTOS.

Sierra de Mirandilla. El Silúrico, situado al NE. de Mérida, está formado por cuarcitas y por pizarras concordantes dotadas de un rumbo general a NW. y de un buzamiento a SW. Un corte que pase por Carrascalejo de NE. a SW. nos da (fig. 20, n.º 1): primero, las cuarcitas; después, un tránsito de pizarras; después, dioritas, y por último, el granito, sobre el cual está situado Carrascalejo. Las cuarcitas y el tránsito a las dioritas, en parte, corresponden a un flanco de pliegue sinclinal silúrico. El paso de las dioritas a los granitos es por un contacto en plano bastante vertical, pero como si las dioritas estuvieran superpuestas a los granitos.

Un corte trazado por Mirandilla (fig. 20, n.º 2) repite las mismas características, con la diferencia de que el granito está más próximo al Silúrico y la zona correspondiente a las dioritas es más estrecha.

Otro corte por el paraje La Magdalena (fig. 20, n.º 3) da una disposición parecida para el Silúrico, pero invierte las posiciones del granito y de la diorita; ahora es el granito el que está en contacto con el Silúrico y las dioritas se quedan al SW. En los dos cortes primeros las dioritas están en contacto con las pizarras; pertenecen a una gran mancha que se extiende hacia NW., mientras que en el tercer corte las dioritas son de la mancha donde está Mérida, que se extiende hacia S. y SE. Esto quiere decir que en ambos casos el granito es inferior a las dioritas, que unas y otras forman un manto único que en La Magdalena ha rebasado su posición, mostrándose

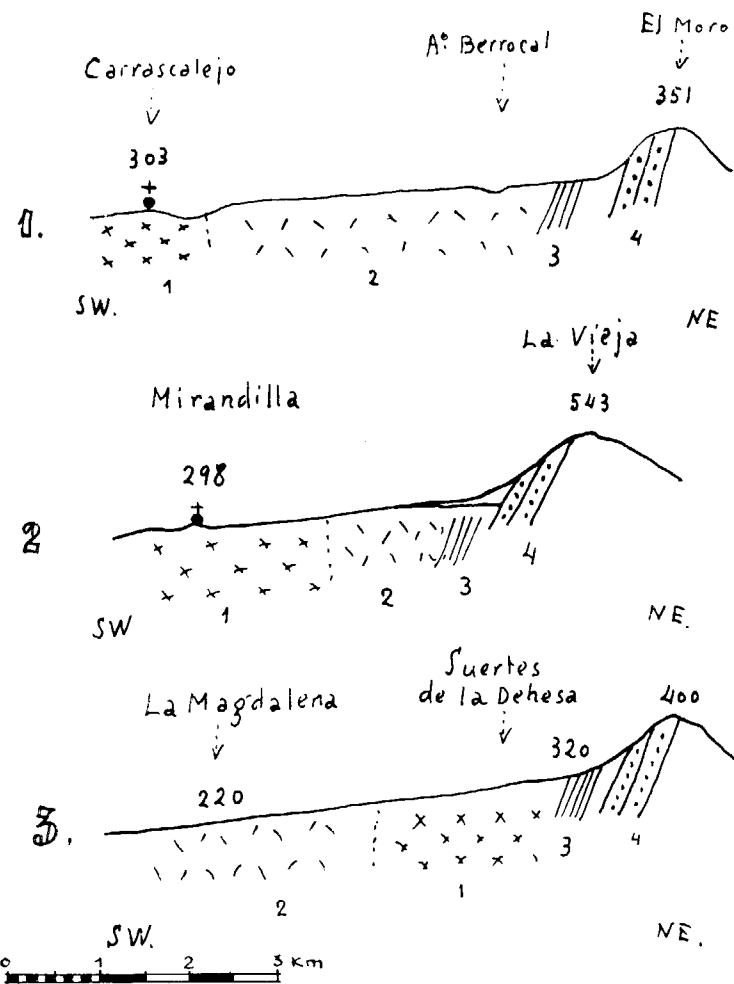


Fig. 20.—Relaciones del Silúrico con los granitos y las dioritas. Cortes seriados de NW. a SE.
1, granito.—2, dioritas.—3, pizarras.—4, cuarcitas del Silúrico inferior.

al exterior entre las dos dioritas que separa. Las dioritas de ambos núcleos pertenecen a un manto único que está superpuesto al granito, pero partido por esta roca en el asomo del corte de La Magdalena.

San Pedro de Mérida. En San Pedro de Mérida (fig. 13), en el Silúrico, las cuarcitas y las pizarras tienen rumbo NW. y buzando a SW. Siguiendo el sentido del buzamiento de las pizarras, que están casi intactas, se pasa a una zona de pizarras metamorfoseadas y alteradas, y después a una tercera zona de pizarras con características de dioritas. Estas pizarras están atravesadas por granito, ya citado, dando lugar a una zona de componentes petro-

gráficos que están muy influenciados, recíprocamente, por los efectos de sus contactos y compenetraciones. Más al NE. se pasa al dominio del granito de características normales.

Sierra de San Serván. El Silúrico de la Sierra de San Serván, en el sector límite situado al este del pueblo, es un anticinal perfectamente plegado, con flancos que van respectivamente a NE. y a SW.; el primero mira a Calamonte, y el segundo a San Serván. Este anticinal ha sido estudiado y publicado por Hernández-Pacheco en el Instituto Geológico (15); por tanto, no es necesario insistir sobre el mismo, aunque haremos algunas breves referencias a la Sierra de las Cabrerizas, de la que forma parte.

Este sector está formado de cuarcitas en bancos potentes rumbo NW. y buzamiento NE., como ya se ha dicho. Sobre las cuarcitas están concordantes las pizarras, no muy visibles, y al pie de esta ladera existe una formación de materiales de derrubio.

Poco después, algo más abajo arranca una formación terciaria horizontal que se extiende más allá de Calamonte y hasta las márgenes del Guadiana. Los derrubios y el manto terciario, y en contacto inmediato con el Silúrico, no permiten ver la continuación estratigráfica natural y el contacto con los granitos y con las dioritas próximas, ignorándose si se repiten los hechos de metamorfismo de los cortes de la Sierra Bermeja y San Pedro de Mérida, aunque es de suponer que así ocurra, dada la presencia de las dioritas de la margen izquierda del Guadiana, que queda bastante próxima.

Dehesa de Holgados. En la Dehesa de Holgados, situada a la altura del Km. 10 de la carretera de Mérida a Alange, el Silúrico se presenta en pliegue anticinal de cuarcitas, fallado por la charnela. El rumbo es a NW. y los flancos buzan a SW. y a NE. De éstos, el más interesante es el segundo, porque las cuarcitas, concordantes con estratos de arcillas y pizarras, pasan inmediatamente a dioritas concordantes. El detalle se puede ver en el regato que pasa próximo a la casa de la Dehesa; el resto está oculto por sedimentos de la terraza cuaternaria del Guadiana. Para evitar largas descripciones remitimos al lector a la figura 14.

Otros testigos silúricos. Al sur de Mérida podemos señalar varias localidades donde existen testimonios patentes de formaciones silúricas que están mal representadas, pero que se pueden identificar por la naturaleza de sus rocas y por sus posiciones tectónicas.

En el paraje La Fernandina existen cuarcitas silúricas y restos pizarrosos de rumbo NW. y buzamiento vertical. Estas formaciones están cortadas transversalmente por la carretera y por el camino viejo de herradura a Alange, que están contiguos.

En El Berrocal-Coscoja, concordantes con los granitos existen cuarcitas, corneanas y pizarras esquistosas silúricas, todo formando bancos estratiformes con rumbo a NW.

En el camino a Alange, en el Km. 7-8 de la carretera, existen asomos

de unos bancos de cuarcitas y de pizarras de rumbo NW., verticales, que atraviesan el río desde la derecha. Estas cuarcitas y pizarras se repiten más adelante. Estos estratos son el flanco de uno de los pliegues de las sierras de Alange y Zarza de Alange, que se continúa hasta aquí, y están hundidos, arrasados y separados por la falla que pasa por frente al Matachel y aprovechada por el Guadiana.

En Cantarrranas también existen asomos de cuarcitas silúricas concordantes con el granito.

En el Matadero existen cuarcitas concordantes con las dioritas que ya se aludieron antes, cuarcitas que deben ser silúricas y tienen rumbo a NW.

c) LAS FALLAS TRANSVERSALES.

El rumbo general a NW., que presenta el Silúrico de la comarca de Mérida, está fracturado por muchas fallas que llevan rumbo a NE. En la Sierra Bermeja están patentes: la que pasa por el collado y camino del Hornillo; la de la presa de Cornalvo; la de San Pedro de Mérida, etc. En la Sierra de San Serván son notorias las fracturas que parten su crestería en general y que culminan en una falla importante que pasa por el llamado Puerto de Sevilla.

Otra falla importantísima es la que pasa por Alange, Zarza de Alange y Villagonzalo, accidente tectónico que aprovechan el Matachel y el Guadiana.

A todas estas fallas hay que añadir también las que suponemos que pasan por donde circula el arroyo Judío, la que permite el cauce del Albarregas y la que corresponde al final del río Aljucén.

d) INTERPRETACIÓN TECTÓNICA.

Recopilando los datos enumerados resulta que la comarca de Mérida está comprendida dentro de una gran zona siluriana que, procedente del núcleo de montañas de Oliva de Mérida y de Palomas, enlaza con Zarza de Alange y Alange y se dirige a NW. hasta más allá de los ríos Aljucén y Lácara. Esta zona está limitada a NE. y SW., respectivamente, por las sierras de Mirandilla y San Serván, típicamente silurianas. Morfológicamente el relieve de este Silúrico está muy exaltado a su paso por Alange y Zarza de Alange, y lo está también en las sierras marginales; pero en la parte central, al SE. y al NW., las alturas decrecen rápidamente, hasta el punto de que antes de llegar a Mérida la representación silúrica queda confundida con la penillanura y sólo surge la altura especial devónica del Carija.

Todo este Silúrico, en el sector de Alange y de Zarza, está plegado en pliegues paralelos muy patentes, pero en la continuación por El Guijo, la Sierra, Cerro Villegas, etc., las alturas son menores, y más adelante los plie-

gues desaparecen y sólo quedan algunos flancos de los mismos en representación muy exigua.

Tomadas Mirandilla y San Serván como sierras límites y sierras muy levantadas, el territorio que queda entre ambas está plegado y en parte desaparecido; es el sector que corresponde a un sinclinalio tectónico (fig. 21). Al insistir sobre este hecho se advierte que los rasgos principales de la morfología de la tectónica general de la comarca son una consecuencia directa de las fracturas transversales antes señaladas.

El declive, algo escalonado desde Alange hasta Mérida, está relacionado con las fracturas transversales por ser las que han permitido movimientos en vertical descompensando alturas por dichos planos de fallas. La pérdida de alineación de la Sierra de San Serván, así como la de los montículos que

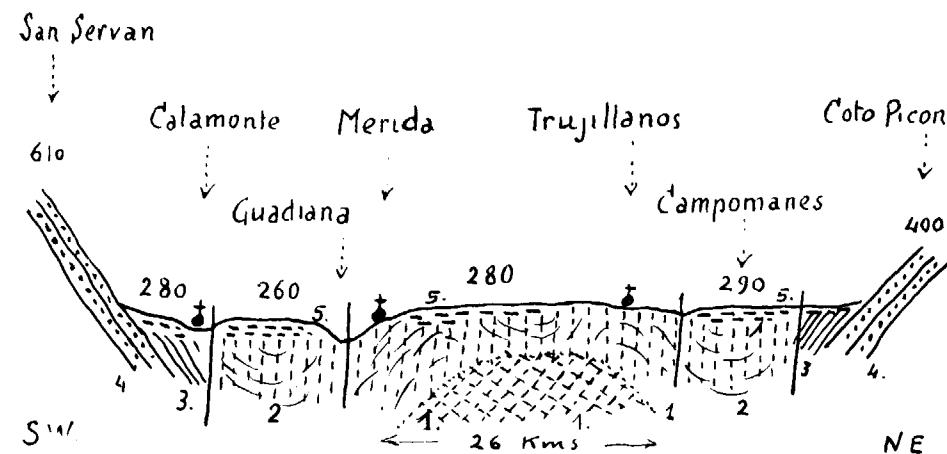


Fig. 21.—Corte geológico general esquemático de las inmediaciones de Mérida.
1, granitos.—2, dioritas.—3, pizarras del Silúrico inferior.—4, cuarcitas del Silúrico inferior.—5, formaciones del Terciario superior con leves recubrimientos cuaternarios.

se enfrentan con Alange y con Zarza, son a su vez consecuencia de los desplazamientos horizontales, de desenganche a SW., por aquellas mismas fallas (ya se ha dicho).

Finalmente, admitido el sinclinalio de la comarca de Mérida, se explica que en su centro y en su fondo estén colocados una masa granítica sincrónica con la orogenia, que al actuar sobre la cubierta ha producido el gran metamorfismo de las llamadas dioritas.

4. Tectónica de las calizas

Indicación general.—El rumbo general que puede admitirse para las calizas devónicas de las inmediaciones de Mérida es el que va de SE. a NW., y así se ha podido constatar en muchísimos casos. Ahora bien, en muchas calizas se ha podido observar que presentan otros rumbos parciales que son diferentes del anterior, y, ante este hecho, no es prudente establecer una conclusión decisiva sobre las calizas. Algunas de estas variantes ya han sido observadas también por otros geólogos.

Para tener idea de esta clase de cambios, se anotan algunos ejemplos: Carija. En las calizas de esta montaña se ha observado un rumbo general NW. de tipo hercíniano que consideramos normal, pero existen también otros muchos, sobre todo los que van a NE. y otros que van casi norte a sur.

De esta localidad es notable el caso de los bancos que van a NE. y que por un punto medio han sido replegados y acodados.

Estos cambios de dirección y repliegues reflejan lugares sometidos a fuertes presiones.

Sierrecilla de Araya. En el arranque de esta pequeña sierra, por frente al cortijo de este nombre, los estratos también están orientados a NE.

El Sapo. Aquí existen estratos de calizas que van al N., algo al E., y presentan flexuras y repliegues.

Los Sesmos. Localidad con calizas y esquistos de rumbo N. a S.

Hornos de cal. Pasados estos hornos, y al margen de la carretera, existen estratos de calizas de rumbo N. a S. y de rumbo WNW. a ESE.

Casa Vinuesa. En las proximidades de esta casa los estratos de calizas van WNW. y ESE., aunque de todos ellos dominan los que van NW.

Cortijo Paredes. En el cerro inmediato a este cortijo las calizas van N. 40° E., conteniendo sílex; otras van E. a W.; otras ESE. o WNW.; otras a NW. y buzando 45° W.

Muchas calizas están concordantes con los granitos, con las cuarcitas silúricas y pizarras de esta edad y con las dioritas; pero el hecho de que presenten también discrepancias tan grandes como las que acabamos de señalar para los rumbos obligan a tener presente estos datos, al objeto de poder encontrar una explicación. El problema está planteado y nosotros, por ahora, nos limitamos a consignarlo en espera de otra ocasión para poder dar una explicación satisfactoria. De momento creemos que se trata de detalles parciales que para nada perturban las conclusiones generales de la tectónica que hemos establecido a base de las observaciones que nos ha proporcionado el Silúrico. Es posible que aquellas variaciones no sean otra cosa que breves repercusiones de la dinámica posterior a la orogenia hercíniana. De todos modos, como hecho general debe tenerse en cuenta lo que pasa con el Devónico de Extremadura, estudiado en otras localidades y aun en puntos pró-

ximos a Mérida, como es Alange, en donde los sinclinales silúricos, al plegararse, han epriisionado en sus charnelas a las formaciones devónicas, que brantando las relaciones normales de los estratos y dándoles posiciones muy variadas, observación que ha hecho notar Pacheco (21) en varios trabajos.

5. Recapitulación sobre la tectónica

Toda la estructura tectónica del sector de Mérida tiene rumbo general dominante a NW. Lo tiene el asomo batólítico granítico y lo tienen las dioritas, las cuarcitas, las pizarras y las calizas (éstas en parte). Entre estos componentes estratigráficos y metamórficos y el granito hay concordancia de contacto y de rumbos.

Los estratos están dotados de buzamientos que van en sentidos contrapuestos, que al relacionarlos son referibles a pliegues sinclinales y anticlinales, con la particularidad de que las charnelas no son identificables, pero tienen su comprobación al prolongarse el país hacia el SE., por Alange, Zarza de Alange, etc.

Los pliegues son varios, paralelos y referibles al conjunto de un sinclinorio que tiene dos flancos limitantes muy notorios: uno, al NE., en la Sierra de Mirandilla, y otro, al SW., en la Sierra de San Serván.

En el fondo del eje general del sinclinorio está el granito respondiendo a una estructura tectónica normal. Con este granito está también la diorita, producto de un gran endomorfismo con intervención del granito y delatando un fondo de sinclinorio muy afectado por la orogenia.

Los rumbos de los pliegues están partidos por fallas potentes, varias y paralelas, todas con rumbo NE., dividiendo al país en varias parcelas.

El territorio ha experimentado dos clases de movimientos corticales, facilitados por estas fallas: uno, el movimiento epirogénico en vertical, dando tramos que están cada vez más bajos desde Alange hasta Mérida; y otro, el movimiento de desenganche horizontal que ha desplazado las parcelas de rotura hacia el SW. en porciones escalonadas.

El sector inmediato a Mérida, muy afectado por la orogénesis, quebrantó mucho los pliegues, fragmentó las charnelas y dio el gran metamorfismo de las dioritas. La erosión superficial, con posterioridad, actuando intensamente y desmantelando aquellas charnelas fragmentadas, ha arrasado todos los materiales de cobertura y ha borrado casi totalmente las señales del sinclinorio.

V.—LA OROGENIA

1. Indicación previa.

Para las inmediaciones de Mérida se había supuesto que las calizas del Carija y sus estribaciones constituyan una representación de los terrenos cámbicos, fundándose en su naturaleza cristalina y en ciertas semejanzas con otras calizas de esta edad, bien datadas, y de otros lugares de Extremadura. Pero más recientemente se ha visto que estos terrenos deben considerarse calizas de edad devoniana, dada la igualdad de caracteres que presentan las calizas del Carija y otras calizas próximas situadas en Torremayor, en las que se ha podido identificar una gran abundancia de tallos y cálices de crinoideos de edad devoniana.

Descartado el Cambriano de estos lugares, los estratos más antiguos que se han encontrado en Mérida son los de edad siluriana, representados principalmente por cuarcitas y pizarras. Por tanto, las primeras huellas de movimientos orogénicos que se pueden señalar serán las producidas después de las sedimentaciones paleozoicas y antes de empezar la Era Mesozoica.

2. La orogenia herciniana.

Es bien sabido que en toda la Península los terrenos silúricos, devónicos y carboníferos se plegaron fuertemente bajo los efectos de la orogenia herciniana; por tanto, el Paleozoico de Mérida, reducido a Silúrico y Devónico, ha debido ser plegado por estas mismas fuerzas. El relieve de las cuarcitas y pizarras de la Sierra de San Serván, de Alange, Zarza, Mirandilla y San Pedro de Mérida, etc., así como las calizas del Carija y cerros de Araya, deben atribuirse a los movimientos hercínicos.

Ahora bien, como en la propia Mérida no existen contactos claros entre

los terrenos silúrico y devónico, y se carece, además, de formaciones del periodo Carbonífero, no es posible deducir, aquí mismo, en qué momento fueron plegados aquellos niveles sedimentarios. Lo que se quiera decir sobre este particular habrá que deducirlo de lo que sucede en Alange, donde los terrenos devónicos están bien reconocidos y estudiados.

A este respecto, Hernández-Pacheco, en la hoja de Almendralejo, página 47 (21), dice: "... el Devónico vino a depositarse sobre dicho conjunto (Cambriano-Siluriano), cuando ya había sufrido... un proceso erosivo intenso y prolongado, que hizo desaparecer enormes masas de depósitos, de tal modo que los materiales devonianos pueden, a veces, descansar casi directamente sobre las cuarcitas ordovicienses o sobre pizarras de la misma edad, pero que aún conservan potentes depósitos. Así pues, falta todo el Siluriano superior, que no debió llegar a depositarse por la emergencia indicada. Por tanto, entre el Siluriano y el Devoniano existe en realidad una concordancia tectónica, pero no estratigráfica, por ausencia de depósito".

Luego debemos admitir la indicación anterior de que el Silúrico y el Devónico debieron plegarse a la vez, pero sin poder precisar en qué momento ocurrió esta orogenia. Y como se carece, además, de formaciones inmediatas representativas del periodo Carbonífero, para poder puntualizar más, no puede deducirse la fase del plegamiento. En consecuencia, como en la propia Mérida es necesario generalizar, y como en otros confines regionales de la parte meridional se puede comprobar que la orogenia hercíniana tuvo su ímpetu mayor durante la llamada fase astúrica (entre Carbonífero inferior y superior), aplicando estos resultados al ámbito de Mérida puede admitirse que los buzamientos y pliegues de su Paleozoico datan igualmente de los tiempos de la fase orogénica astúrica. Como igualmente datan de entonces las grandes fracturas longitudinales y transversales que afectan al Silúrico de manera particular. Véase Sos Baynat (25 y 31).

Pero debe tenerse en cuenta que dentro del espacio que estamos estudiando estos tiempos tuvieron también otro interés geológico. Además de los fenómenos que dieron lugar, en el exterior, a un relieve nuevo, hoy casi desaparecido, al mismo tiempo se produjeron, en el interior, el gran batolito granítico sintectónico, sector NW., y la gran mancha de dioritas del centro y sector oriental. Granitos y dioritas están íntimamente ligados entre sí en el espacio y en el tiempo, y ambos son de edad hercíniana.

3. Los tiempos posthercianos.

Pasada la orogenia hercíniana, Mérida entró en un largo lapso de tiempo del que no se tienen noticias para poder hacer una reconstitución histórica de la geología de estos alrededores. Faltan en absoluto las formaciones sedimentarias del final del Paleozoico; se carece de testigos correspondientes

a las formaciones de la Era Mesozoica; faltan casi las representaciones de los terrenos terciarios. La carencia de tantos datos importantes cierra las posibilidades de las investigaciones sobre el país y hay que pasar sobre ellas en silencio.

4. La orogenia alpídica

Para nuestra Península se sabe que, pasados los comienzos de la Era Terciaria, volvieron a producirse acontecimientos geodinámicos de gran importancia, debidos a la orogenia alpídica. Los fenómenos que la representan fueron muy intensos en la parte nororiental y central, y menos en la parte occidental, comprendida Extremadura.

La orogenia alpídica tuvo varias etapas principales, de las cuales destaca, de manera especialísima, la que ocurrió entre finales del Eoceno y el Oligoceno, llamada fase alpídica-pirenaica, y otra del final del Mioceno, llamada fase alpídica-rodánica. Sobre el suelo peninsular las fuerzas de empuje de estas fases se propagaron de NE. a SW., dando lugar a fenómenos de plegamientos, pero que al llegar a la parte occidental y actuar sobre un país viejo, endurecido, no pudo plegarle, le fracturó por diferentes puntos. Esta orogenia alpídica produjo, por sí misma, grandes roturas nuevas y al mismo tiempo reavivó muchas de las fracturas antiguas de procedencia hercíniana.

En Extremadura existen rastros de esta orogenia alpídica. Todos los terrenos silúricos y devónicos de la región están afectados de grandes fallas transversales a la dirección hercíniana y de grandes fallas que van paralelas al rumbo principal. En el Silúrico de Mérida también existen estos tipos de fracturas correspondientes a dichos movimientos, pero como no existen formaciones paleógenas, no es posible puntualizar si son exactamente de la fase pirenaica.

Se sabe que, como consecuencia de los movimientos pirenaicos, se produjeron cuencas endorreicas y cubetas bajas aptas para recibir sedimentaciones, pero en Mérida no se han encontrado lechos de estos tiempos. Del periodo Paleógeno sólo se conservan los testigos de una superficie de erosión.

La calma relativa que siguió después de las fases pirenaica y sávica corresponde al periodo Mioceno, del cual también se tienen pocas noticias en Mérida. Quizá pueda referirse a esta edad cierta parte del Terciario de Calamonte y del Terciario de las inmediaciones de Campomanes, etc.

En toda la península, a finales del Mioceno se produjeron nuevos trastornos debido a los movimientos llamados neoalpídicos, estaíricos y rodánicos, con nuevos cambios en la superficie del suelo: pliegues, desenganches horizontales, hundimientos. De esta edad datan los portillos principales de las sierras silúricas, la exageración que tomaron muchas fallas, la inclina-

ción general del suelo hacia el poniente peninsular, etc. En esta fase orogénica es cuando quedaron partidas por varios puntos las sierras de Mirandilla, de San Serván, etc.; cuando se agudizó la posición hundida de toda la comarca de Mérida comprendida dentro del gran arco del Guadiana; cuando se exageró la descompensación de las fallas que pasan al NW. de Alange y de Zarza de Alange, con la elevación de las sierras de estos lugares, etc.

De esta etapa del Neógeno (final de la Era Terciaria) data el esbozo más antiguo de la fisonomía que presenta la geología de Mérida. En estos tiempos es cuando las aguas del Guadiana, aprovechando la gran falla de Zarza de Alange y las aguas del Matachel la falla de Alange, dan lugar al trazado de sus respectivos cauces, en esbozo muy decisivo para lo que iban a ser después. Es de estos tiempos cuando toda la red fluvial de la comarca inició el modelado de la nueva morfología, hoy disecada y madura.

5. El Cuaternario

El paso de la Era Terciaria a la Cuaternaria parece que se realizó sin solución de continuidad. De antes del periodo Cuaternario y de dentro de él no se conoce ningún movimiento de los llamados valáquicos. Tampoco existen rastros que puedan relacionarse con la dinámica de las glaciaciones. Los hechos más importantes del Cuaternario estriban en que el Guadiana, hidrográficamente, afianzó y ahondó su lecho; es el periodo durante el cual este río esculpió algunas rasantes de los niveles de la terraza más alta y más antigua, y cuando más tarde dejó los depósitos fluviales que corresponden a las terrazas más bajas y más recientes.

6. Sismicidad

La comarca de Mérida se halla formando parte de la llamada gran Región Central de la Península Ibérica, que es la más extensa de nuestro país y la menos sísmica.

En ella sólo ocurren un 5 por 100 de los seísmos que se producen en nuestro suelo. Esta región coincide casi en su totalidad con la Meseta, y Mérida se halla en una zona territorial de gran quietud, en un pilar sumamente firme en la dinámica geológica actual.

VI.—SÍNOPSIS MINERALÓGICA

Para completar la parte geológica que precede, y con un fin meramente informativo, ponemos a continuación una noticia escueta de las especies mineralógicas más importantes que hemos reconocido personalmente en los alrededores de Mérida, sin entrar en detalles descriptivos de caracteres y de yacimientos que dejamos para un trabajo posterior. Véase Sos Baynat (41).

La enumeración sistemática es ésta :

CLASE I.—ELEMENTOS.

- Oro.—En pepitas aisladas. Citado repetidas veces por los mineros, pero no confirmado por nosotros.
—El Berrocal.
- Mercurio.—Líquido, en tierras de aluvión.
—El Berrocal-Coscoja.
- Arquerita.—Contenida en varios aluviones.
—El Berrocal-Coscoja.

CLASE II.—SULFUROS.

- Calcopirita.—Cristalizada en masas.
—El Berrocal-Coscoja.
- Cinabrio.—En masas rojas típicas, sobre filoncillos.
—El Berrocal-Coscoja.
- Pirita de hierro.—Cristalizada en cubos triglifos contenidos en el granito.
—El Berrocal-Coscoja.
—En masas cristalinas doradas.
—Mirandilla.
—Prosperpina.
—El Berrocal-Coscoja.

Mispíquel.—Cristalizado, en masas cristalinas, sobre filones.
 —Proserpina.
 —Araya.
 —El Berrocal-Coscoja.

CLASE III.—SALES HALOIDEAS.

Fluorita.—Cristalizada y en masas cristalinas sobre filón.
 —El Berrocal-Coscoja.

CLASE IV.—OXIDOS.

Hematites.—Parda, amorfa. Estratificada entre arcillas.
 —Cortijo Holgados.
 —Campomanes.

Ilmenita.—En cristales granulosos pequeños, en aluviones.
 —El Berrocal-Coscoja.
 —Los Baldíos-Carretera de Cáceres.
 —Proserpina.
 —Araya.

Cuarzo.—Cristalizado, en masas y en filones.
 —La Fernandina.
 —El Berrocal-Coscoja.
 —Cantarranas.
 —Proserpina.
 —Los Baldíos-Carretera de Cáceres.
 —Araya.

Agata.—En nódulos variables exteriormente.
 —En el lecho del Guadiana, frente al Matadero.

Pedernal.—Amorfo, nodular, intercalado en calizas marmóreas.
 —Carija.
 —Sierrecilla de Araya.
 —Casa Vinuesa.

Rutilo.—En gránulos cristalizados y rodados. En tierras de aluvión.
 —El Berrocal-Coscoja.
 —Proserpina.
 —Cortijo Araya.
 —Carretera a Mirandilla.

Casiterita.—Cristalizada, en masas, en filones, en aluviones.
 —Proserpina.
 —Los Pinos.
 —Cortijo Araya.
 —Los Baldíos-Carretera de Cáceres.
 —El Berrocal-Coscoja.

Limonita.—Amorfa, en nódulos, con irisaciones.

—Campomanes.

—Mirandilla.

—San Serván.

—Cortijo Holgados.

Goethita.—Cristalizada, fibro radiada.
 —El Guijo.

Varlamofita.—Terrosa, compacta, amarilla.
 —Proserpina.
 —El Berrocal-Coscoja.

CLASE V.—CARBONATOS.

Calcita.—Cristalizada, espática, amorfa.
 —Carija.
 —Sierra de Araya.
 —El Berrocal-Coscoja.
 —Don Alvaro.

Azurita.—Cristalizada, amorfa.
 —Proserpina.
 —El Berrocal-Coscoja.
 —Los Baldíos-Carretera de Cáceres.

Malaquita.—Amorfa.
 —Proserpina.
 —El Berrocal-Coscoja.

CLASE VI.—SULFATOS.

Baritina.—Cristalizada, en masas, espática.
 —Proximidades de San Pedro de Mérida.
 —Don Tello.

Wolframita.—Cristalizada, en masas, en filón.
 —El Berrocal-Coscoja.
 —La Tijera.
 —Proserpina.
 —Cortijo Araya.
 —Proximidades de Mirandilla.
 —Proximidades de Esparragalejo.

Scheelita.—Cristalizada y en masas.

—Los Pinos.

—Proserpina.

—El Berrocal-Coscoja.

Stolzita.—En gránulos pequeños, en tierras de aluvión.
 —El Berrocal-Coscoja.

CLASE VII.—FOSFATOS.

Fosfatos uraníferos.—En escamas y en masas difusas.
 —El Berrocal-Coscoja.
 —Proserpina.
 —Proximidades de Mirandilla.

CLASE VIII.—SILICATOS.

Topacio.—En cristales hialinos o coloreados.
 —El Berrocal-Coscoja.

Circón.—En cristales pequeños, rodados.
 —El Berrocal-Coscoja.
 —Proserpina.

Wollastonita.—Cristalizada, en masas.
 —Carija.
 —Sierrecilla de Araya.

Turmalina.—Cristalizada, negra.
 —Mirandilla.
 —Proserpina.
 —Los Baldíos-Carretera de Cáceres.

Berilo.—Cristalizado, sobre filón.
 —El Berrocal-Coscoja.

Hornblenda.—Cristalizada y en agregados cristalinos.
 —Mérida.
 —Aljucén.

Biotita.—Cristalizada, laminar, en agregados.
 —El Berrocal-Coscoja.
 —Fernandina.
 —Cantarranas.
 —Proserpina.
 —Cortijo de Araya.

Ortosa.—En cristales y en masas.
 —El Berrocal-Coscoja.
 —Fernandina.
 —Cantarranas.
 —Cortijo Araya.
 —Proximidades de Mirandilla.

Feldespato.—Formando granitos y dioritas.

CLASE IX.—COMPUESTOS ORGÁNICOS.

Hulla.—En piezas pequeñas sueltas.
 —El Berrocal-Coscoja.

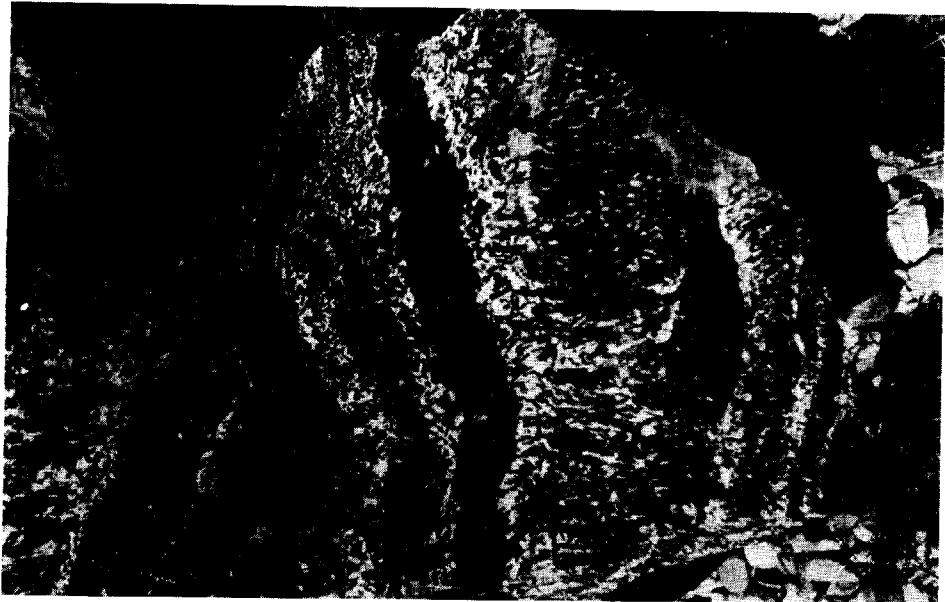


Fig. 1.—Asomos de una diorita formada por hornblendas, en cristales negros, estriados y ondulados, y por plagioclásas, en pasta blanca intercalada entre las hornblendas. Proximidades de Pancaliente, Mérida.

(Fot. V. Sos).



Fig. 2.—Formación terciaria de tobas, margas y arcillas, en sedimentación horizontal descansando sobre calizas devónicas y sobre dioritas alteradas. Capa superior muy delgada formada por materiales cuaternarios negros. Carretera de empalme.

(Fot. V. Sos).

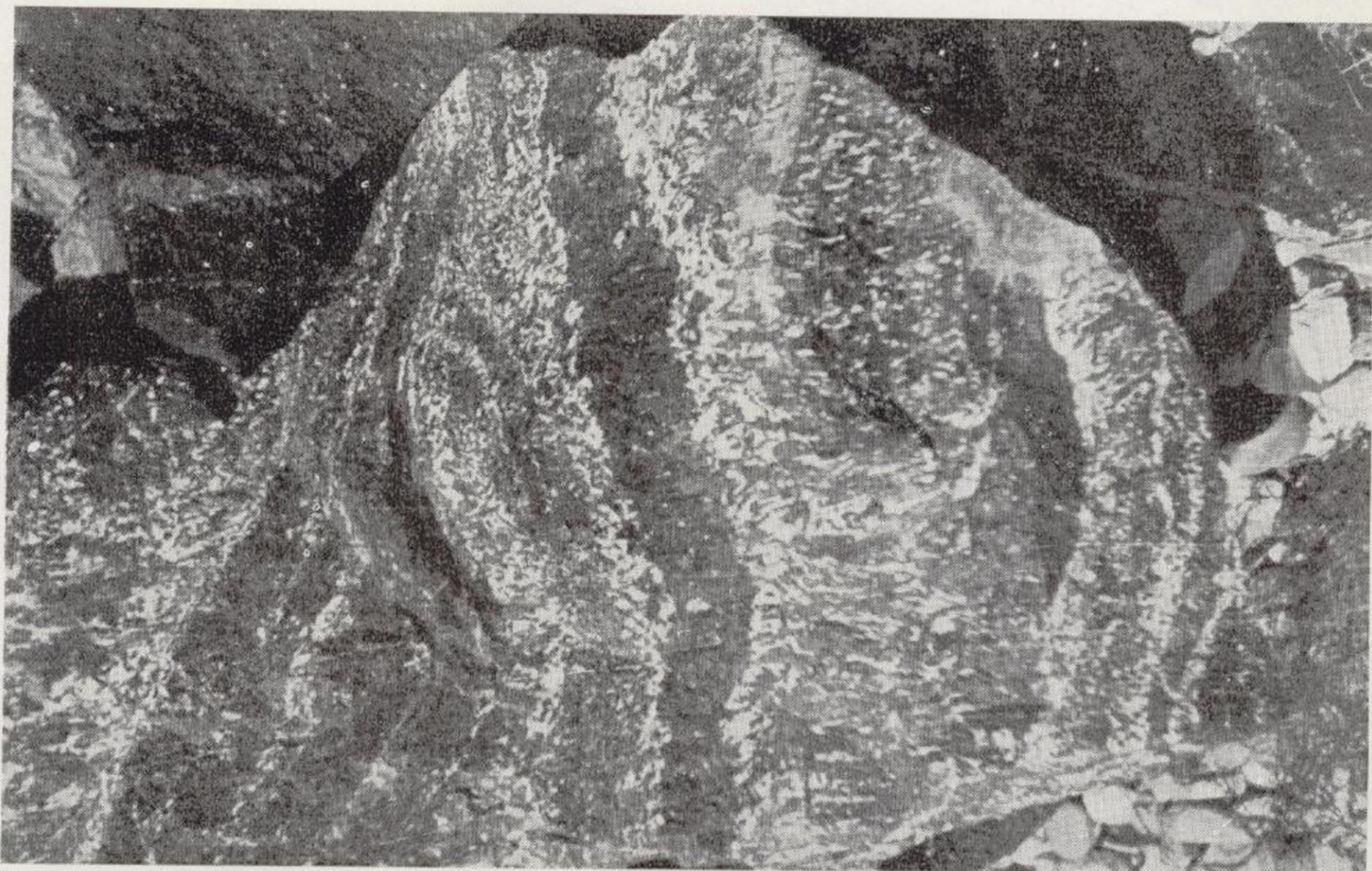


Fig. 1.—Asomos de una diorita formada por hornblendas, en cristales negros, estratiformes y ondulados, y por plagioclasas, en pasta blanca intercalada entre las hornblendas. Proximidades de Pancaliente, Mérida.

(Fot. V. Sos).



Fig. 2.—Formación terciaria de tobas, margas y arcillas, en sedimentación horizontal descansando sobre calizas devónicas y sobre dioritas alteradas. Capa superior muy delgada formada por materiales cuaternarios negros. Carretera de empalme.

(Fot. V. Sos).

BIBLIOGRAFIA

1789. 1. BOWLES (G.): *Introducción a la Historia Natural y a la Geografía física de España*. 3.^a ed. Imprenta Real. Madrid.
1854. 2. LUXÁN (F. DE): *Estudios y observaciones relativas a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real*.—Rel. Mem. R. Acad. de Cienc., t. XIII, ser. Cienc. Nat., 2.^a p. Madrid.
1890. 3. VILANOVA Y PIERA (J.): *Geología y protohistoria ibéricas*, página 40. Madrid.
1878. 4. MUÑOZ DE MADARIAGA (J. J.): *Lecciones de Petrografía aplicada*.—Tipografía Perojo. Madrid.
1879. 5. GONZALO TARÍN (J.): *Reseña física y geológica de la provincia de Badajoz*.—Bol. Com. Mapa Geol. de España, t. IV, páginas 389-412. Madrid.
1896. 6. MALLADA (L.): *Sistemas Cambriano y Siluriano*.—Expl. del Mapa Geológico de España, t. I. Madrid.
1900. 7. LACROIX (A.): *Le granite des Pyrénées et ses phénomens de contact*.—Bull. Serv. Carte Géol. de France (var. Mem.). París.
1928. 8. HERNÁNDEZ-PACHECO (E.): *Los cinco ríos principales de España y sus terrazas*.—Trab. del Museo Nac. de Ciencias Naturales, ser. Geol., núm. 36. Madrid.
1928. 9. HERNÁNDEZ-PACHECO (E.): *Fisiografía del Guadiana*.—Rev. del Cent. de Estud. Extrem. Badajoz.
1930. 10. VIDAL BOX (C.): *Notas petrográficas*.—Bol. R. Soc. Esp. de Historia Nat., t. XXX, pág. 83. Madrid.
1933. 11. HERNÁNDEZ-PACHECO (F.): *Bosquejo preliminar a las comarcas geográficas de Extremadura*.—Publ. del Inst. de Reforma Agraria. Madrid.
1946. 12. RAGIN (E.): *Geologie du granite*.—Masson et Cie., ed. París.
1947. 13. HERNÁNDEZ-PACHECO (F.): *Ensayo de morfogénesis de la Ex-*

- tremadura Central.—Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, núm. 17. Madrid.
1949. 14. HERNÁNDEZ-PACHECO (F.): *Las cuencas terciarias de la Extremadura Central*.—Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat., tomo extraordinario LXXV Aniv. Madrid.
1950. 15. ROZO DE LUNA (I.) y HERNÁNDEZ-PACHECO (F.): *Explicación de la hoja núm. 777, Mérida*.—Mapa Geol. de España, escala 1 : 50.000. Inst. Geol. y Min. Madrid.
1953. 16. SOS BAYNAT (V.): *Excursiones por los alrededores de Mérida. I. La montaña El Carija*.—Periód. "Mérida", 28 febrero. Mérida.
1953. 17. SOS BAYNAT (V.): *Excursiones por los alrededores de Mérida. II. La Sierra de San Serván*.—Periód. "Mérida", 11 abril. Mérida.
1953. 18. JUNG (J.) y ROQUES (M.): *Introduction à l'étude zonegraphique des formations cristallophyliennes*.—Bull. Serv. Cart. Géol. de France. París, 1952. (Referata de San Miguel. Notas y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, núm. 30, páginas 129-138. Madrid).
1954. 19. HERNÁNDEZ-PACHECO (F.): *Geotectónica del manantial minero-medicinal de Alange (Badajoz)*.—"Las Ciencias". An. Asoc. Esp. Progr. Cienc., año XIX, núm. 1. Madrid.
1954. 20. FIGUEROLA (L. C. G.): *Algunas consideraciones sobre el metamorfismo de contacto*.—Curs. y Conf. del Inst. "Lucas Mallada". Madrid.
1954. 21. ROZO DE LUNA (I.) y HERNÁNDEZ-PACHECO (F.): *Explicación de la hoja núm. 803, Almendralejo (Badajoz)*.—Inst. Geológico y Min. de España. Madrid.
1954. 22. RAMÍREZ Y RAMÍREZ (E.): *Las arcillas esmécicas blancas del Silúrico extremeño*.—Congr. Luso-Español. As. Esp. Progreso de las Ciencias. Oviedo.
1954. 23. SOS BAYNAT (V.): *Sobre las rocas, suelo vegetal y minerales de Mérida*.—Revista "Mérida", 28 agosto. Mérida.
1955. 24. WEIBEL (M.): *Zur Largerstättenkunde Westpaniens. Überblick über die Petrographie und mineralogische Beschreibung der Largerstätten Zentral-Extremaduras*.—Hei. Bei. Min. und Prt. Bd. S. 379. Zurich.
1955. 25. SOS BAYNAT (V.): *Geología y morfología de las Sierras de las Villuercas*.—Estudios Geográficos, año XVIII, núm. 64. Madrid.
1955. 26. SOS BAYNAT (V.): *Bouwles y las rocas de Mérida*.—Extr. de "Hoy", 2 septiembre. Badajoz.

1956. 27. SOS BAYNAT (V.): *Importancia minera de los alrededores de Mérida*.—Extr. de "Hoy", septiembre. Badajoz.
1957. 28. SOS BAYNAT (V.): *El territorio de Mérida como comarca geográfica natural*.—Extr. de "Hoy", 1 septiembre. Badajoz.
1958. 29. ROZO DE LUNA (I.): *Nota informativa de la mina "Pepita", en Mérida (Badajoz)*.—6 páginas escritas a máquina, inéditas. Madrid.
1958. 30. FIGUEROLA (L. C. G. DE): *Excursión geológica por el bloque de Piélagos (Toledo-Avila)*.—Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España, núm. 50. Madrid.
1958. 31. SOS BAYNAT (V.): *La tectónica del Puerto de las Camellas (Cáceres) y la edad de las pizarras basales*.—Not. y Com. del Instituto Geol. y Min. de España, núm. 50. Madrid.
1958. 32. SOS BAYNAT (V.): *Mármoles extremeños del teatro romano de Mérida*.—Extr. de "Hoy", 2 septiembre. Badajoz.
1959. 33. SERVAYE (PH.): *Le massif granitique d'el Berrocal et ses mineralisations (Mérida-Extremadura)*.—Mem. presen. pour l'obten. du grade de Docteur en Sciens Geol. et Min. Univ. Cath. de Louvaine.
1959. 34. SOS BAYNAT (V.): *El topacio de Mérida*.—Revista "Mérida", septiembre. Mérida.
1959. 35. SOS BAYNAT (V.): *El pasado remoto de la comarca de Mérida*.—Extr. de "Hoy", 2 septiembre. Badajoz.
1960. 36. SOS BAYNAT (V.): *Sobre la arquitectura geológica del suelo de Mérida*.—Extr. de "Hoy", 1 septiembre. Badajoz.
1960. 37. SOS BAYNAT (V.): *La wollastonita, otro mineral de Mérida*.—Revista "Mérida", septiembre. Mérida.
1961. 38. SOS BAYNAT (V.): *Características de los aluviones de interés mineralógico de Extremadura*.—II Reunión de Sedimentología. Sevilla. Cons. Sup. Inv. Cient. Inst. de Edaf. Sec. de Petrografía Sedimentaria. Madrid.
1962. 39. MINGARRO MARTÍN (F.): *Estudios del Carbonífero del norte de la provincia de Sevilla*.—Bol. Inst. Geol. y Min., de España, t. LXXIII, págs. 469-624. Madrid.
1962. 40. SOS BAYNAT (V.): *La Presa de Proserpina y su interés científico*.—Ext. de "Hoy", 2 septiembre. Badajoz.
1962. 41. SOS BAYNAT (V.): *Mineralogía de Extremadura*.—Bol. Instituto Geol. y Min. de España, t. LXXIII, págs. 1 a 190. Madrid.
1963. 42. SOS BAYNAT (V.): *La posición petrográfica del suelo diorítico de Mérida*.—Ext. de "Hoy", 31 agosto. Badajoz.