

En este número:

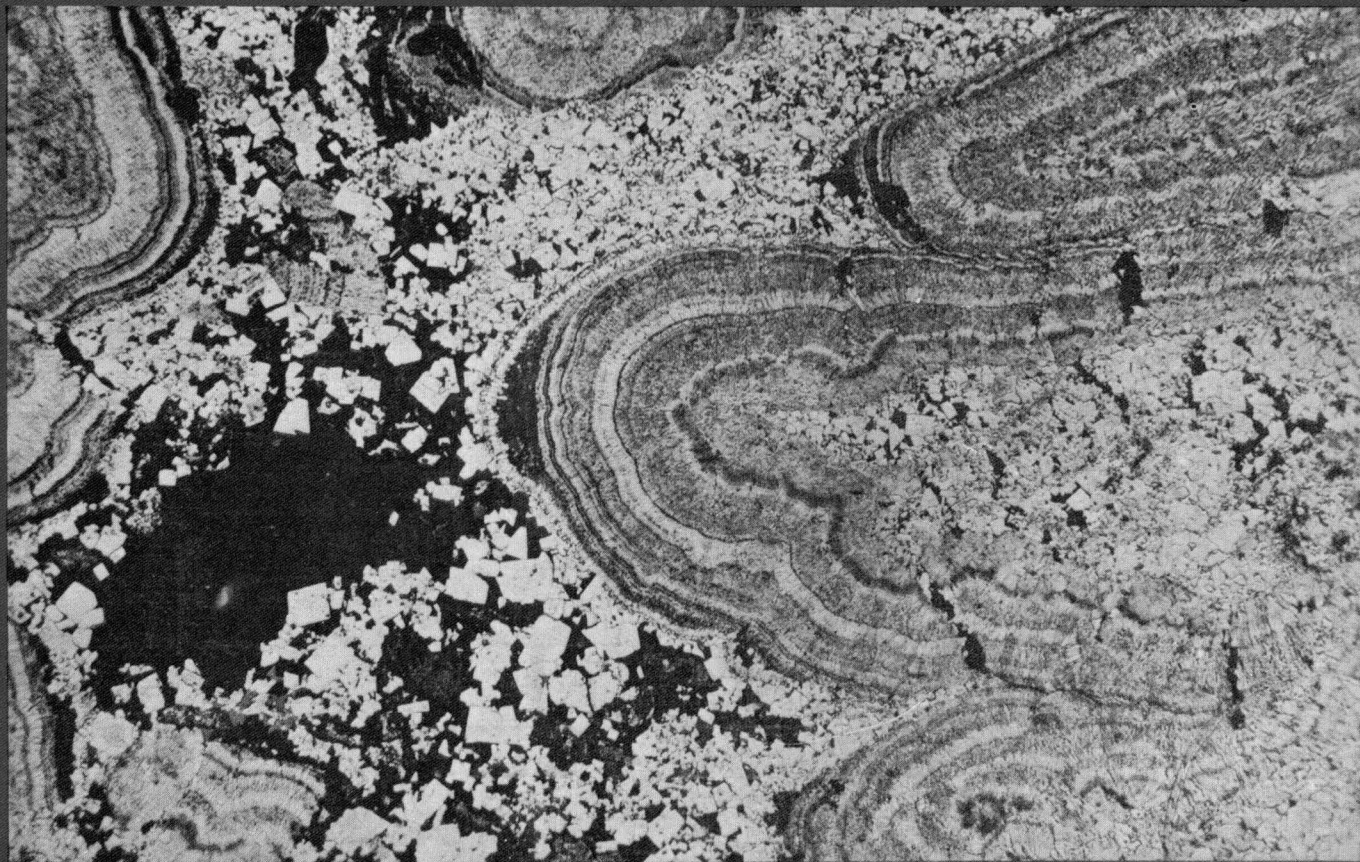
- El Precámbrico del Sahara español y sus relaciones con las series sedimentarias más modernas.
- Nuevas reservas de pórfidos cobrizos en Río Tinto (Huelva).
- Geotermometría de blendas en las manifestaciones metálicas de las Hojas 484 y 509 (prov. de Madrid).
- Medidas de precisión de los parámetros de una red cristalina.
- Contribución al estudio de los yacimientos de hierro del suroeste de España (parte II).
- Las bentonitas de Cabo de Gata: I.-Yacimiento de Los Trancos y Majada de las Vacas.

REVISTA BIMESTRAL FUNDADA EN 1875

T. LXXIX, Quinto Fascículo - SEPTIEMBRE-OCTUBRE, 1968

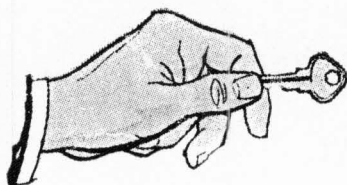
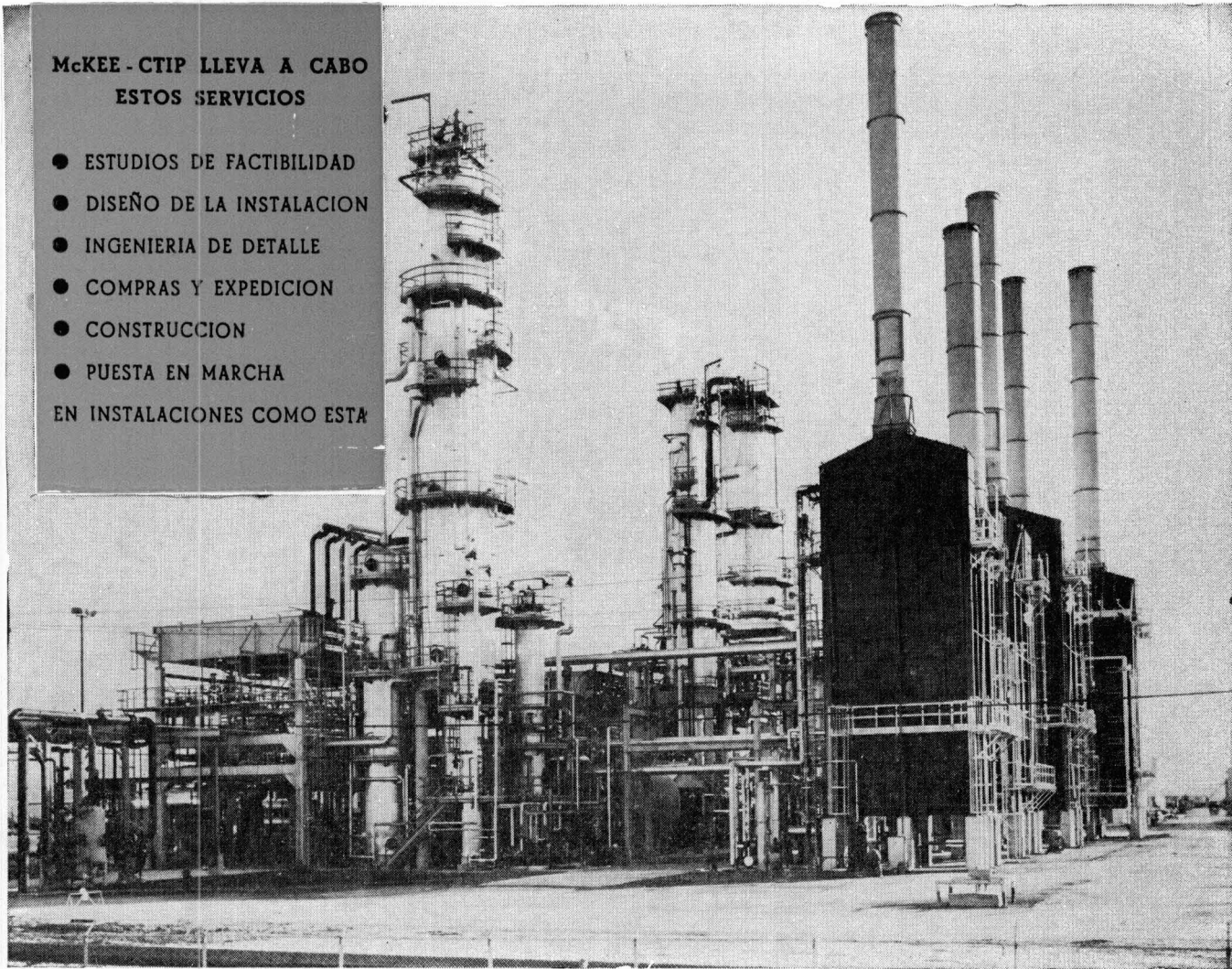
boletín geológico y minero

geología ● minería ● aguas subterráneas ● estudios de minerales ● mineralurgia



**McKEE - CTIP LLEVA A CABO
ESTOS SERVICIOS**

- ESTUDIOS DE FACTIBILIDAD
 - DISEÑO DE LA INSTALACION
 - INGENIERIA DE DETALLE
 - COMPRAS Y EXPEDICION
 - CONSTRUCCION
 - PUESTA EN MARCHA
- EN INSTALACIONES COMO ESTA



...y al terminar le entregamos las llaves

**McKEE SIRVE ESTAS
SIETE INDUSTRIAS:**

SIDERURGIA
MINERIA
PETROQUIMICA
ALIMENTACION
METALES NO FERREOS
QUIMICA
FARMACEUTICA

Cuando todas las fases de su proyecto son ejecutadas por McKEE-CTIP, bajo un contrato llave en mano de responsabilidad única, usted obtiene acción coordinada dentro de una sola organización. No existe duplicación de esfuerzos o de gastos, ni retrasos debidos a múltiples responsabilidades, ni tiempo perdido en negociaciones con numerosos subcontratistas y suministradores.

Los resultados de los servicios de McKEE-CTIP son inmediatos. Cada paso de su proyecto se da de acuerdo con un programa en manos de técnicos expertos. Los equipos de ingeniería, compras y construcción de McKEE-CTIP operan como un mecanismo de precisión para darle resultados eficaces y económicos. Hemos hecho esto muchas veces con compañías como la suya. Podemos hacerlo por usted. Llámenos.

McKEE - CTIP

McKEE-CTIP Ibérica, S. A. - Avda. del Generalísimo, 71 - A - Teléf. 270 28 00 - MADRID - 16

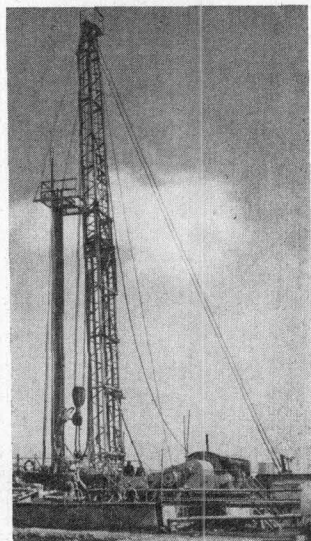
RESERVADO PARA
LA REVISTA

ECONOMIA INDUSTRIAL



EMPRESA NACIONAL "ADARO"

DE INVESTIGACIONES MINERAS S.A.



ESTUDIOS GEOLOGICOS

INVESTIGACION DE CRIADEROS MINERALES

SONDEOS HASTA DE 4.500 MTS. DE PROFUNDIDAD

LABORATORIOS DE PETROGRAFIA, METALOGENIA,
MICROPALAEONTOLOGIA, QUIMICO, TESTIGOS,
LODOS, CEMENTOS, PREPARACION MECANICA
DE LAS MENAS.

DOMICILIO SOCIAL.— SERRANO Nº 116, MADRID (6). TELEFONO 2-61-79-02

OFICINAS Y LABORATORIOS.— K.12 CARRETERA DE ANDALUCIA.
TELEFONOS 2-37-17-00, 1-2

PUBLICACIONES ULTIMAMENTE EDITADAS POR EL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Mapa Sismoestructural de la Península Ibérica, Balears y Canarias 1:1.000.000	300 pesetas
Mapas Geológicos Provinciales a escala 1:100.000.	
Isla de Gran Canaria	150 pesetas
Isla de Sta. Cruz de Tenerife	150 pesetas
Guipúzcoa	150 pesetas
Mapa Geológico Nacional 1:50.000.	
Hoja núm. 386 / 1.122 Jandía	100 pesetas
Memoria 386 / 1.122 Jandía	100 pesetas
Hoja núm. 370 / 959 Calañas	100 pesetas
Memoria 370 / 959 Calañas	100 pesetas
Memorias anuales del Instituto Geológico	
Tomo LXIX «Etude Géologique du Nord de la Province de Cadix (Espagne Méridionale)»	300 pesetas

PEDIDOS A

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23
Teléfono 234 13 28

MADRID-3

boletín geológico y minero

TOMO LXXIX
Fascículo V

SEPTIEMBRE - OCTUBRE 1968

revista bimestral de geología económica, industrias extractivas y de su beneficio - fundada en 1874 - 4.ª serie

COMISION DE REDACCION

- ALMELA SAMPER, Antonio.**
Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Madrid.
- ALVARADO ARRILLAGA, Manuel María.**
Instituto Geológico y Minero de España (Geología).
- ARANGUREN SABAS, Félix.**
Instituto Geológico y Minero de España.
- BERTRAND Y BERTRAND, Carlos.**
Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Oviedo.
- BONED SOPENA, José Antonio.**
Centro Nacional de Investigaciones Metalúrgicas. Madrid.
- CANTOS FIGUEROLA, José.**
Instituto Geológico y Minero de España.
- CRUSAFONT PAIRO, Miguel.**
Facultad de Ciencias de Barcelona.
- DOETSCH SUNDHEIM, Jorge.**
Instituto Geológico y Minero de España (Minería).
- FONTBOTE, José María.**
Facultad de Ciencias de Granada.
- FUSTER CASAS, José María.**
Instituto "Lucas Mallada", de Investigaciones Geológicas.
- GALVEZ CAÑERO, Augusto de.**
Instituto Geológico y Minero de España (Aguas).
- HERNANDEZ-PACHECO, Francisco.**
Museo Nacional de Ciencias Naturales.
- LOPEZ DE AZCONA, Juan Manuel.**
Comisión Nacional de Geología.
- MELENDEZ Y MELENDEZ, Bermudo.**
Universidad de Madrid.
- MINGARRO MARTIN, Francisco.**
Facultad de Ciencias de Madrid.
- MURCIA VIUDAS, Andrés.**
Instituto Nacional de Colonización.
- ORTI SERRANO, Carlos.**
Consejo de Minería y Metalurgia.
- PARGA PONDAL, Isidro.**
Laboratorio Geológico de Lage. Coruña.
- PINTADO FE, Francisco.**
Instituto Nacional del Carbón. Oviedo.
- RIBA ANDERIU, Oriol.**
Universidad de Zaragoza.
- RIOS GARCIA, José María.**
Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Madrid.
- SAENZ GARCIA, Clemente.**
Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos. Madrid.
- SOLE SABARIS, Luis.**
Instituto Nacional de Geología. Barcelona.
- VIDAL PARDAL, Manuel.**
Servicio Geológico de Obras Públicas. Madrid.
- VIRGILI RODON, Carmina.**
Facultad de Ciencias de Madrid

REDACTOR JEFE
J. M. LOPEZ DE AZCONA

INDICE

PÁGINAS

Geología

A. ARRIBAS: *El Precámbrico del Sahara español y sus relaciones con las series sedimentarias más modernas* ... 1

Minería

F. RAMBAUD y F. SOBOL: *Nuevas reservas de pórfidos cobrizos en Río Tinto* ... 37

Geobiología, Geofísica, Geonucleónica y Geoquímica

C. CANEPA y P. SALVADOR SALVADOR: *Geotermometría de blendas en las manifestaciones metálicas de las Hojas 484 y 509 (prov. de Madrid)* ... 44

Estudio de minerales y rocas

P. SALVADOR SALVADOR: *Medidas de precisión de los parámetros de una red cristalina* ... 49

F. VÁZQUEZ GUZMÁN: *Contribución al estudio de los yacimientos de hierro del Suroeste de España. (Parte II)*... 54

J. L. MARTÍN VIVALDI y J. LINARES GONZÁLEZ: *Las bentonitas de Cabo de Gata: I. Yacimientos de Los Trancos y Majada de las Vacas* ... 69

Información

Personal.—Noticias.—Estadística y Economía.—Información legislativa.—Notas bibliográficas.—Sección informativa de revistas... 80

EDITADA POR EL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
RÍOS ROSAS, 23. MADRID-3 (ESPAÑA)

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

Los derechos de propiedad de los trabajos
publicados en esta obra fueron cedidos por
los autores al Instituto Geológico y Minero de
España.
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE LA PORTADA

Pirita de Río Tinto

Depósito Legal M. 3.279.-1958

TALLERES GRÁFICOS VDA. DE C. BERMEJO.—J. GARCÍA MORATO, 122, TELÉFONO 233 06 19.—MADRID

El Precámbrico del Sahara español y sus relaciones con las series sedimentarias más modernas

por A. ARRIBAS (*)

RESUMEN

Este trabajo es un resumen de los resultados obtenidos por un reducido número de geólogos que desde épocas relativamente recientes han venido trabajando en el Sahara español, y especialmente en la parte meridional, ya que es aquí donde se encuentran los afloramientos precámbricos más importantes.

Hasta el momento, sólo una serie metamórfica precámbrica, la Serie de Auhaifrit, ha podido ser definida. Sus rocas, unas veces de origen sedimentario y otras de origen ígneo, han sufrido procesos metamórficos de tipo mesozonal o catazonal en los que son frecuentes los fenómenos de migmatización.

Dos grandes complejos metamórficos forman la Serie de Auhaifrit. Uno de ellos, la llamada facies de Bulautad, está formada principalmente por rocas parametamórficas muy variadas. En el otro complejo, la facies de Auserd, predominan los neis y las migmatitas. Dentro de esta facies, son muy importantes las intrusiones de granitos y granodioritas, y relativamente frecuentes las de sienitas nefelínicas. En ella existe también un importante grupo de rocas que posee los caracteres típicos de las charnockitas y constituye la llamada facies del Adrar.

Todos los miembros de la Serie de Auhaifrit aparecen fuertemente plegados y las zonas cataclásticas pueden llegar a tener más de cien kilómetros de longitud. Los fenómenos de metamorfismo retrógrado son también frecuentes y de gran extensión, especialmente en aquellas áreas que han estado cubiertas por formaciones más modernas.

Las formaciones precámbricas están atravesadas por numerosos diques e importantes intrusiones de microgabros y diabasas. En el Tiris, la red de diques diabásicos es tan intrincada, que parece corresponder a las raíces de un sistema de basaltos de inundación.

Se incluye también en este trabajo una síntesis de la geología estructural del Precámbrico y una descripción de las tres unidades tectónicas principales de la región meridional, en una de las cuales, el sinclinal de Leglat, están localizados los materiales paleozoicos de la Serie de Amgala.

Se discute igualmente el origen de las rocas metamórficas, la sucesión de los procesos metamórficos y plutónicos, y las relaciones del Precámbrico del Africa Occidental española con los sistemas más jóvenes y las series metamórficas de los países vecinos.

SUMMARY

This paper is a summary of the results obtained by a small number of geologists that since relatively recent times have been working in the Spanish Sahara and especially in the southern part, for it is there that the most important Precambrian exposures are found.

Up to the present only one Precambrian metamorphic series, the Auhaifrit Series, has been defined. Its rocks, some of sedimentary and others of igneous origin, have undergone catazonal or mesozonal metamorphism in which migmatization phenomena are very common.

Two great metamorphic complexes make up the Auhaifrit Series. One of them, the so named Bulautad facies,

(*) Publicado con permiso de la Dirección General de Plazas y Provincias Africanas.

is formed mainly of parametamorphic rocks. In the other complex, the Auserd facies, gneisses and migmatites predominate. Within this facies, plutonic intrusions of granites and granodiorites are very important, and those of nepheline syenites are relatively common. There is also an important group of rocks which shows the character of charnockites and constitutes the Adrar facies.

All the members of the Auhafrit Series are strongly folded and bands of mylonites may be more than one hundred kilometers long. Retrogressive metamorphism phenomena are also very common and of great extension, especially in those areas that were covered by younger formations.

The Precambrian rocks are crossed by numerous dikes and very important intrusions of micrograbros and diabases. In the Tiris, the network of diabase dikes is so intricate that seems to be root of a system of flood basalts.

A synthesis of the structural geology of the Precambrian and a description of the three main tectonic units of the southern region—in one of them, the Leglat syncline, the Paleozoic material of the Amgala Series are located—are included in this paper.

The origin of metamorphic rocks, the sequence of metamorphic and plutonic phenomena, and the relationships of the Precambrian formations of the Spanish West Africa with the younger systems and the metamorphic series of the neighboring countries are also discussed in this paper.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

Este trabajo es un resumen de los resultados obtenidos por un reducido número de geólogos que han venido trabajando desde épocas relativamente recientes en el Sahara español y especialmente en la zona meridional, ya que es en esta parte del territorio donde se encuentran los afloramientos precámbricos más importantes.

Los primeros reconocimientos geológicos fueron efectuados por Quiroga (1885), pero los resultados obtenidos sirvieron solamente para confirmar y obtener una vaga idea de la existencia y características de las formaciones precámbricas existentes entre el Océano Atlántico y Mauritania. Datos más precisos sobre el Precámbrico se empezaron a conocer con las sucesivas expediciones de H.-Pacheco (1942, 1949), Vidal (1945, 1949) y Alía (1945, 1948 a, 1949), especialmente de este último, quien durante muchos años ha sido el mejor conocedor de la geología del Sahara español y a quien se deben los primeros bosquejos geológicos y tectónicos de estos territorios (Alía, 1952 b, 1958 y 1960). Finalmente, un estudio más detallado de las áreas precámbricas fue emprendido por el autor (Arribas, 1960), y a los resultados por él obtenidos hay que añadir las importantes aportaciones de algunos mineros y geólogos que han trabajado o visitado también estas regiones o las limítrofes, especialmente Jacquet (Menchikoff & Nicles, 1942; Jeremine & Nickles, 1942; Jeremine, 1942 a y 1942 b), Gavala (1952), La Viña y Muñoz (1958), Sougy (1959, 1962 a), y Querol (1966). Siendo importante señalar que, gracias a las observaciones de Sougy sobre la serie de Amgala, se ha podido fijar el límite superior de las formaciones precámbricas en el Sahara meridional español.

1.2. Condiciones de estudio

La cartografía geológica de las zonas precámbricas del Sahara español se efectuó utilizando los mapas del Africa Occidental española, escala 1:500.000, realizados por el Servicio Geográfico del Ejército (1951). Desgraciadamente estos mapas no tienen altimetría y por ello fue necesario utilizar un altímetro portátil con los inconvenientes y la inexactitud que esto lleva consigo. A pesar de ello, fue el altímetro un instrumento de gran utilidad para conocer las relaciones estratigráficas entre ciertas formaciones geológicas, de la misma manera que para interpretar la tectónica lo fueron algunas fotografías aéreas del mapa del Sahara español levantado por Aero Service Corp.

Teniendo en cuenta que el Sahara español es una zona poco conocida, tanto desde el punto de vista geológico como geográfico, en el esquema geológico de la fig. 2 se indican los lugares de mayor interés geológico a los que se hace alusión en el texto.

2. SUBDIVISIONES DEL PRECÁMBRICO

2.1. Rocas del basamento, su distribución y principales estructuras

El Sahara español está situado en el borde atlántico del Sahara occidental, entre los paralelos 21° 20' y 27° 40' de latitud Norte. Dentro de este territorio, de unos 280.000 Km² de extensión, el Precámbrico aflora en dos grandes áreas situadas respectivamente sobre el borde norte y en el extremo occidental del «anticlinal del Eglab», la gran dorsal precámbrica de dirección NE. y más de 1.500 kilómetros de longitud, a la que N. Menchikoff (1949) ha denominado «país cristalino Erguibat» (fig. 1).

El área precámbrica más pequeña, de aproximadamente 19.000 km² de extensión, se encuentra situada en la región norte del Sahara español y está limitada, al sur y al este, por la frontera con Mauritania septentrional, que sigue el paralelo 26° de latitud N., y el meridiano 8° 40' de longitud W., respectivamente; al oeste, por los sedimentos paleozoicos del Zemmur, que se extienden aproximadamente a lo largo del meridiano 11° 30' de longitud W.; y, al norte, por los sedimentos paleozoicos que forman el borde meridional de la fosa de Tinduf en el Sahara español.

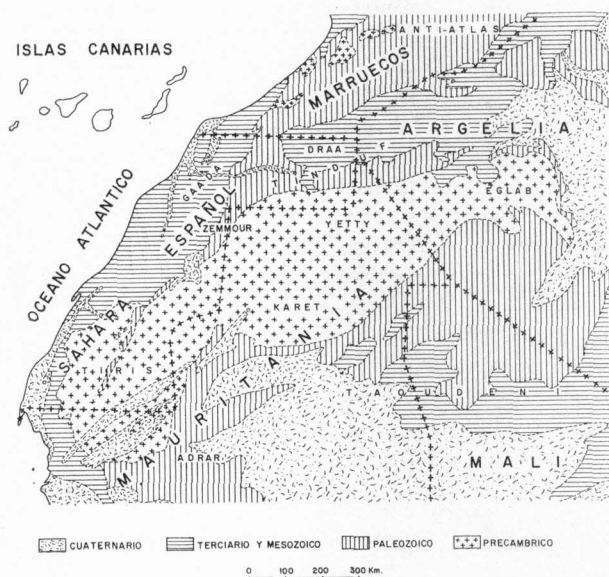


Fig. 1.—Mapa esquemático del Sahara occidental en el que se señalan las principales divisiones geológicas y la extensión del Precámbrico en el Sahara español.

El área precámbrica más importante está situada enteramente en la mitad meridional del Sahara español. Cubre una superficie de aproximadamente 90.000 km² y está limitada, al sur y al este, por el paralelo 21° 20' de latitud N. y la frontera oriental con Mauritania, la cual sigue una línea alrededor de la sebjá de Idyil, entre el paralelo 21° 20' N. y el Trópico de Cáncer, y el meridiano 12° W.; al oeste, por los sedimentos terciarios y cuaternarios que se extienden aproximadamente a lo largo del meridiano 16° de longitud W., entre la frontera con Mauritania y la sebjá de Imilili; y al norte, por el borde de los materiales hammadienses que van aproximadamente desde la sebjá de Imilili hasta la de Tenuaca y, desde aquí, hasta el Guelta de Zemmur.

La zona septentrional, la menos conocida de las dos áreas precámbricas del Sahara español (fig. 2),

está ocupada en su mayor parte por una extensa formación de rocas plutónicas que Sougy (1960) ha definido como los granitos de Aïn Ben Tili. Estos granitos, que penetran todas las formaciones precámbricas de Mauritania nororiental, serían incluso posteriores a los granitos del Yetti que atraviesan las rocas de la serie de Aguelte Nebkha, pero no las de Aïoun Abd el Malek y de Imourène, y que se extienden hacia el sur y el este a partir del ángulo SW. del Sahara septentrional español.

Dentro de aquella formación de rocas plutónicas, la más moderna entre las formaciones de esta clase que afloran en el Sahara Occidental, quedan algunos restos de rocas graníticas, más o menos metamorfozadas, pertenecientes al Precámbrico inferior. Hacia el norte y el oeste, las áreas precámbricas están cubiertas en discordancia por los sedimentos ordovicienses con los que comienza la cuenca de Tinduf, o por los mesozoicos de la hammada del Draa, al este de Lemcaiteb.

Por otra parte, abundantes diques de rocas básicas y masas y diques de riolitas y microgranitos atraviesan las rocas precámbricas según las principales direcciones tectónicas de fractura.

Por lo que se refiere al Precámbrico que ocupa la zona meridional del Sahara español (fig. 3), la casi totalidad de esta zona está constituida por formaciones metamórficas que, únicamente en la parte central, aparecen cubiertas en discordancia por una formación de areniscas, limonitas y arcillitas, que en ocasiones pueden estar ligeramente metamorfozadas. Estas rocas, unas veces subhorizontales o monoclinales, otras veces más o menos plegadas y milonitizadas, se han atribuido al Ordoviciense como en el resto del Africa Occidental, ya que están cubiertas, a su vez, por las calizas gotlandienses y devónicas.

En otros lugares del Sahara meridional español, el Precámbrico aparece cubierto por formaciones más modernas —areniscas terciarias y ergs y dunas cuaternarios—, especialmente al norte de la región, en la faja costera, y en algunas depresiones del interior —las sebjas—, que tienen principalmente un origen tectónico. Estos terrenos sedimentarios están prácticamente horizontales, y han dado lugar a amplias llanuras estructurales que se continúan sin interrupción por la plataforma precámbrica; salvo en el norte, donde el fuerte escape de Negyir rompe la monotonía del paisaje y señala el frente de retroceso de la hammada que se extiende por las regiones septentrionales del territorio.

La vieja plataforma precámbrica, hoy casi completamente penillanurizada, está constituida por rocas graníticas y metamórficas que han sufrido diversos plegamientos. Únicamente rompen la monotonía del paisaje los montes islas, formados por

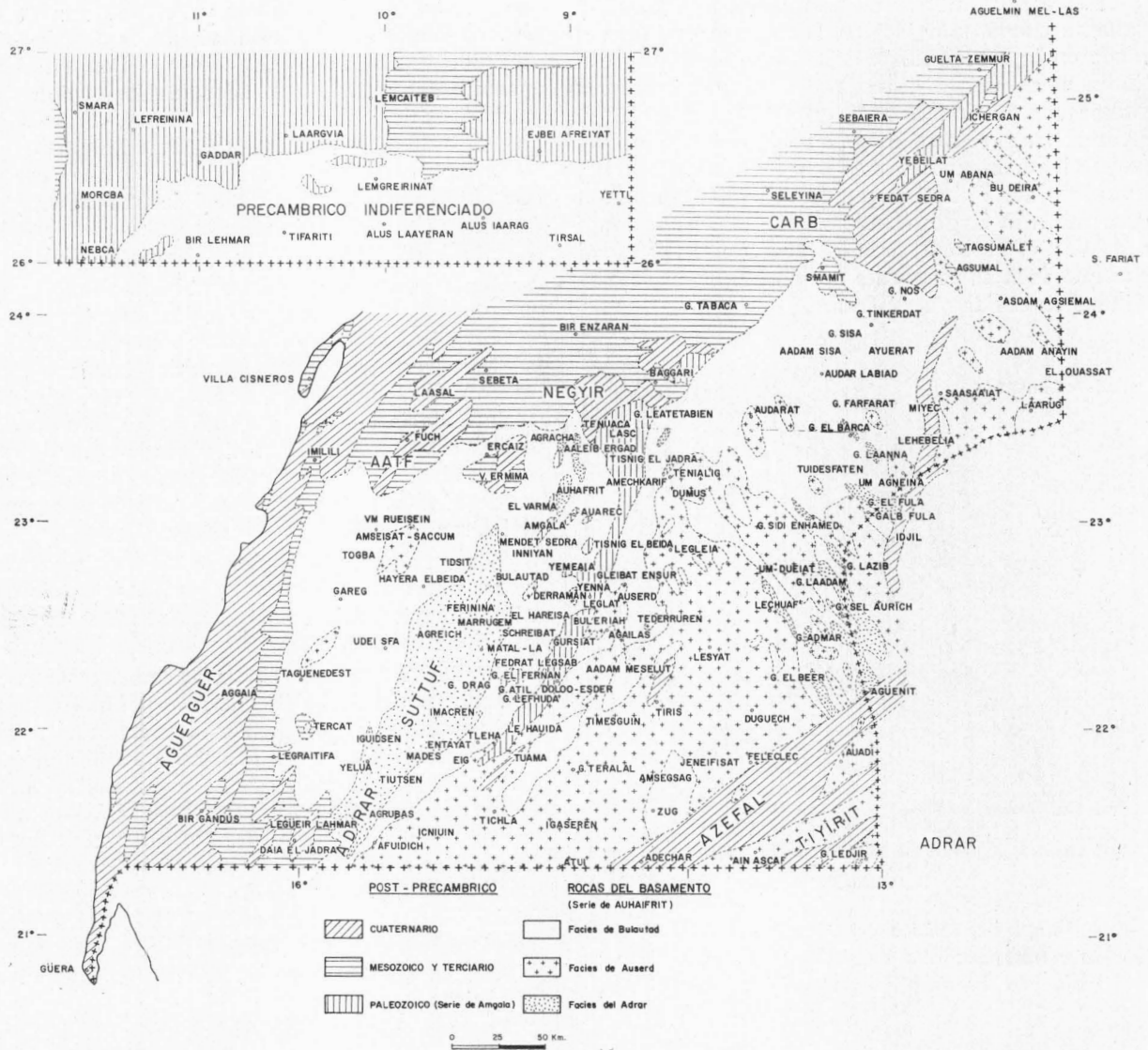


Fig. 2.—Límite de las áreas precámbricas del Sahara español. Se indican en él los principales lugares de interés geológico a los que se hace alusión en el texto.

rocas muy resistentes a la erosión; los relieves debidos a movimientos menores, verticales, que han continuado hasta nuestros días; y las ondulaciones de pequeña amplitud que han fracturado el zócalo y dado lugar a zonas deprimidas en las que se han depositado los materiales más modernos.

Hasta el momento, y dado que la serie de Amgala se considera ahora como paleozoica, sólo se puede establecer la existencia cierta de una serie metamórfica precámbrica, la serie de Auhaifrit, que comprende las formaciones más metamórficas del Africa Occidental española.

La serie de Auhaifrit está constituida principalmente por rocas metamórficas, unas veces de origen sedimentario y otras de origen ígneo, que han sufrido un metamorfismo catazonal o mesozonal donde los fenómenos de migmatización son frecuentes.

Dos grandes conjuntos petrográficos constituyen la serie de Auhaifrit (Arribas, 1960). Uno de ellos, al que se ha denominado facies de Bulautud por encontrarse bien definido en las proximidades de la sebja de este nombre, ocupa la mayor parte de los terrenos precámbricos y está formado prin-

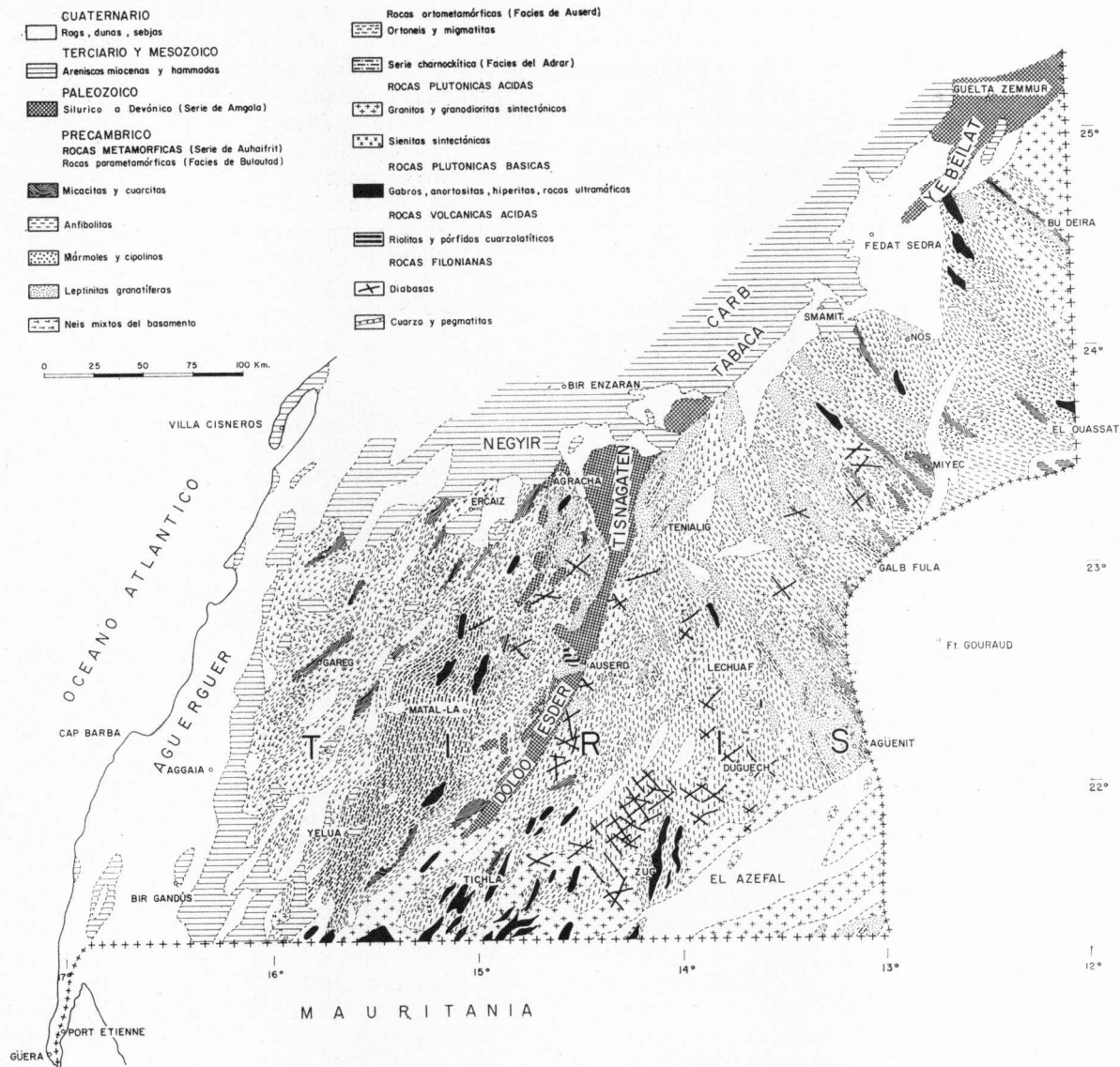


Fig. 3.—Mapa del Precámbrico del Sahara meridional español en el que se indican sus relaciones con los sistemas geológicos más modernos.

principalmente por rocas de origen sedimentario: cuarcitas, micacitas, gneiss micáceos y granatíferos, leptinitas, gneiss silimaníticos, anfibolitas, gneiss anfibólicos y piroxénicos, y mármoles con silicatos. Las cuarcitas forman capas generalmente alternantes con las calizas y los gneiss, y frecuentemente son ferruginosas, con magnetita y oligisto.

Dos características petrográficas de la facies de Bulautad son, por una parte, la estrecha relación existente entre las rocas que derivan de sedimentos calizos —mármoles, anfibolitas y gneiss anfibólicos— y, por otra, la frecuente asociación cuar-

citadas-anfibolitas-cipolinos. Las corridas de estos materiales se pueden seguir sobre decenas de kms.

Las leptinitas, generalmente granatíferas, son abundantes y forman importantes bancos, asociadas tanto a las rocas anfibólicas como a las aluminicas. Parecen proceder del metamorfismo de antiguos sedimentos arcócosicos.

El otro conjunto de la serie de Auhairit, al que se ha llamado facies de Auserd por ser en esta zona donde está mejor representado, ocupa gran parte de la zona oriental del Sahara meridional español (fig. 3). En él predominan los gneiss gra-

nítico, gneiss glandulares micáceos, gneiss egirínicos y migmatitas. Dentro de estas facies, los gneiss calcoalcalinos con biotita constituyen las formaciones más extensas, y su composición, frecuente migmatización, y paso lateral a rocas graníticas inducen a pensar se trata de antiguos granitos calcoalcalinos metamorfizados. En realidad, existen todas las gradaciones entre las rocas francamente gneísicas y las que todavía tienen textura granítica.

Las rocas plutónicas que forman parte de la facies de Auserd corresponden a antiguas intrusiones en la facies de Bulautad. Las intrusiones más importantes son de granitos y granodioritas, y muy frecuentes también las de sienitas nefelínicas. Todas ellas fueron posteriormente metamorfizadas con diferente intensidad.

Un grupo de rocas que aparecen desigualmente distribuidas en la serie de Auhaifrit posee los caracteres de las charnockitas. Ellas constituyen la llamada facies del Adrar, porque es en el Adrar Sutuff donde alcanzan mayor extensión. Las rocas que forman esta facies son gneiss hipersténicos y anfibólicos, gneiss granatíferos, anortositas, anfibolitas, gabros, noritas y piroxenitas, y van desde los extremos ácidos a los más básicos. En general, se trata de rocas muy compactas y resistentes a la erosión, que han dado lugar a la zona más montañosa del Sahara meridional español.

Todos los materiales de la serie de Auhaifrit están muy plegados y las formaciones metamórficas son generalmente subverticales. Las direcciones tectónicas son normalmente submeridianas, variando entre NNE. y NE. en la mitad occidental del Tiris, y NNW. y NW. en la mitad oriental. Además, y en líneas generales, las rocas de la facies de Bulautad, que ocupan la mitad oriental del Sahara meridional español, al NW. de Auserd, describen un gigantesco arco alrededor de los materiales que constituyen el núcleo principal de esta última facies. De tal forma, que aquellas rocas cambian su dirección NNE. por la NW. al rodear las rocas de la facies de Auserd, y vuelven a tomar la dirección NE. cuando constituyen la serie de Amsaga, en Mauritania.

Por otra parte, una tectónica tangencial, debida principalmente a la orogénesis herciniana, ha dado lugar a bandas de rocas miloníticas que llegan a alcanzar algunas veces más de 100 kms. de longitud.

Los fenómenos de metamorfismo retrógrado en la serie de Auhaifrit son también frecuentes y de gran extensión, especialmente en las zonas cataclásticas que están próximas a las áreas cubiertas por el Paleozoico, en las que sufrieron el metamorfismo poco intenso que afectó a las rocas de esta edad.

Es interesante señalar que, dentro del Precámbrico del Sahara meridional español, existen tres unidades tectónicas principales. Dos de ellas, las que se han llamado «anticlinales del Tiris y del Adrar» (Arribas, 1960), corresponden a zonas elevadas que limitan el «sinclinal de Leglat» (fig. 20), depresión tectónica en la que se depositaron los materiales paleozoicos de la serie de Amgala y en la que tienen una gran importancia los procesos cataclásticos y el metamorfismo retrógrado.

En toda la serie de Auhaifrit, pero sobre todo en el sur, hacia la frontera con Mauritania, existen intrusiones muy importantes de gabros y diabasas.

Hacia el norte, las masas de estas rocas se convierten en diques, muchas veces porfídicos, que pueden tener decenas de kilómetros de longitud. En el Tiris, la red de diques diabásicos es tan intrincada que recuerda las raíces de un sistema de «basaltos de inundación».

Otras rocas que atraviesan el Precámbrico están formadas por pórfidos cuarzodioríticos, riolitas y pórfidos cuarcíferos, aplitas, pegmatitas y cuarzo.

Como se ha indicado ya, las primitivas intrusiones graníticas en el zócalo están completamente metamorfizadas y transformadas en ortogneiss. Los granitos que se pueden considerar como posteriores, pero en todo caso sincinemáticos, son granitos biotíticos —a veces porfídicos o moscovíticos de grano fino— generalmente orientados y atravesados por diques de aplitas, pegmatitas y cuarzo.

Por lo que se refiere a la edad, la serie de Auhaifrit, que tiene evidentes analogías petrográficas y tectónicas con la serie de Amsaga, en Mauritania (Blanchot, 1955), y con el Suggariense del Sahara Central (Lelubre, 1952), debe ser considerada como perteneciente al Precámbrico inferior. De acuerdo con ello, no deben quedar en el Sahara español restos del Precámbrico medio o del superior existente en otros puntos de Africa occidental, y los primeros sedimentos que se depositaron sobre el zócalo fueron los paleozoicos de la serie de Amgala.

No obstante, es posible que alguna de las intrusiones de rocas plutónicas —especialmente las de sienitas nefelínicas con egirina—, las masas de riolitas y, sobre todo, el gran sistema de diques diabásicos que atravesó las rocas del basamento antes del depósito de los materiales paleozoicos, fueran posteriores al Precámbrico inferior. En este caso, las rocas citadas podrían ser contemporáneas de los macizos riolíticos y de las masas de gabros y de granitos con riebeckita que se emplazaron durante el Farusiense en el Sahara central (Lelubre, 1952).

2.2. Edad de las rocas precámbricas

Desde el viaje de Quiroga en el siglo XIX, todos los geólogos españoles han estado de acuerdo en que las rocas del Sahara meridional español son anteriores al Ordoviciense que las recubre discordante por el norte, pero sin que se pronunciaran sobre su edad relativa.

Alía (1954 *b*) admitió la existencia en el Precámbrico del Sahara meridional español de tres formaciones de metamorfismo decreciente. La más antigua, que atribuyó al Precámbrico inferior, correspondería al Suggariense, Dahomeyense y serie de Amsaga, existentes en otros países del Africa occidental; sobre ella estaban las rocas que Alía atribuyó al Precámbrico superior, y que serían análogas a las del Farusiense, Birrimiense, serie de Akjoujt, y Precámbrico I del Antiatlás; por último, los materiales más jóvenes corresponderían al Precámbrico alto, equivalente al Nigritiense, Tarkwaiense y Precámbrico II.

Posteriormente, Arribas (1960), redujo a dos el número de series precámbricas, Precámbrico inferior y medio, correspondientes al Precámbrico inferior y superior de Alía, apoyándose en la primera determinación de edad absoluta efectuada sobre unos gneiss micáceos de la región de Bulautad (Mingarro & Arribas, 1956).

Estas rocas, muy pizarrosas y de textura nematoblástica, se componen esencialmente de cuarzo, hornblenda, fuchsita, zoisita y epidota; como materiales accesorios llevan plagioclasas y moscovita; accidentalmente, se ven también granos de apatito, magnetita, rutilo y allanita metamictica. Las plagioclasas y el cuarzo contienen numerosas inclusiones de moscovita, fuchsita y zoisita; la hornblenda verde, con pleocroísmo y exfoliación netos; la fuchsita, fuertemente pleocroica, forma intercrecimientos con los cristales de hornblenda, y ambos minerales contienen agujas de rutilo que los atraviesan indiferentemente, lo que demuestra su formación simultánea; la epidota, muy ferrífera, fuertemente pleocroica y bien cristalizada.

El cálculo de la edad de esta roca se efectuó por el método Rb/Sr sobre fuchsitas y moscovitas de la misma localidad. Las edades obtenidas fueron de 1.700 ± 125 m. a., para la fuchsita, y de 1.680 ± 135 m. a., para la moscovita, por lo que las rocas de la facies de Bulautad corresponderían al Precámbrico superior de acuerdo con las edades aceptadas hoy generalmente para las diferentes divisiones del Precámbrico africano (Furon, 1960).

Sin embargo, son tan evidentes las analogías de las rocas de la facies de Bulautad con las que forman la serie de Amsaga, en Mauritania, y las del

Suggariense, del Sahara Central, consideradas por unanimidad como pertenecientes al Precámbrico inferior, que la edad obtenida para las rocas del Sahara español debe corresponder a la de una recristalización o «rejuvenecimiento metamórfico» de los materiales de esta edad. Tal recristalización, así como la composición química y mineralógica actual de las rocas de Bulautad sobre las que se hizo la determinación de edad, serían el resultado de procesos metamórficos relacionados con una actividad tectónica superior. Estos procesos, que tan frecuentes son en la región de Bulautad, habrían homogeneizado los materiales del Precámbrico inferior, consistentes originalmente en gneiss moscovíticos, en los que habría intercaladas pequeñas masas de serpentinas cromíferas. Es decir, una formación parecida a la que existe, unos kilómetros al sureste de Bulautad, en la zona de El Hareisa.

En cualquier caso, el problema que plantea la falta de coincidencia entre las edades geológica y absoluta es análogo al que se encontraron Eberhardt y otros (1963) al obtener un valor de 1.820 ± 50 m. a., para unas rocas suggarienses de la facies de I-n-Ouzal; o el mismo que se le planteó a Bonhomme (1962) cuando halló dos edades diferentes —una de 2.600 m. a., y otra de 1.850 m. a.— para pegmatitas y granitos del mismo grupo de Tasiast, en Mauritania occidental, considerado por todos como perteneciente al Precámbrico inferior. Por ello, creemos no son válidas las consideraciones que llevaron a Mitchell-Tomhe (1964), en su magnífico resumen del Precámbrico del Africa occidental, a incluir la facies de Bulautad en el Precámbrico superior.

Por lo que se refiere a la serie de Amgala, atribuida por Arribas (1960) al Precámbrico medio, y en la que este autor observaba con extrañeza que parecían alojarse en exclusiva los materiales paleozoicos del sinclinal de Leglat, se sabe ahora, y especialmente después de los trabajos de Sougy (1962 *a*) que demostró la existencia de capas fosilíferas devónicas en el interior de la misma, que constituye en realidad las raíces, dentro del Sahara meridional español, de la gran cadena herciniana de las Mauritánidas que se extiende entre la Guinea portuguesa y el sur de Marruecos (Sougy, 1962 *b*).

3. PETROGRAFÍA Y PETROLOGÍA

3.1. Rocas silíceas

3.1.1. Cuarzitas puras.

En general, se trata de rocas muy resistentes a la erosión, y por ello modelan topográficamente extensas regiones del Sahara español. Dan lugar

a crestas muy definidas que destacan claramente, por su forma, de las elevaciones redondeadas de rocas plutónicas y de los grandes diques, recortados y acastillados, de rocas básicas.

Las cuarcitas tienen en general color blanco o rojizo y una composición muy sencilla. Al lado del cuarzo, que constituye la mayor parte de la roca, los minerales accesorios son generalmente escasos. El más importante es la moscovita, pero también pueden contener magnetita, biotita, zoisita, epidota, clorita, granates, plagioclasas y microclina, ya que existen términos de paso entre las cuarcitas puras y los gneiss micáceos. Cuando la moscovita es abundante, las cuarcitas se separan en placas, ya que la roca se rompe con mayor facilidad por los planos donde se concentran las micas.

En general, las cuarcitas aparecen asociadas y alternando con bancos de anfibolitas, cipolinos, leptinitas y gneiss moscovíticos, y son difíciles de distinguir de algunos diques de cuarzo cataclástico cuando no se ven con claridad las relaciones con las rocas encajantes. Cuando se trata de capas poco potentes, pueden incluso llegar a pasar desapercibidas entre las rocas metamórficas.

3.1.2. *Cuarcitas ferruginosas.*

Las cuarcitas del Sahara meridional español son frecuentemente ferruginosas y pueden llegar a constituir minerales de hierro de baja ley (Gavala, 1952).

Sus minerales esenciales son cuarzo, hematites y magnetita, formando asociaciones análogas a las que tan frecuentes son en otras áreas precámbricas.

Por sus características estructurales se pueden distinguir tres tipos (Alía & Arribas, 1953):

- cuarcitas ferruginosas, con textura granuda o microgranuda, en las que los cristales de magnetita y oligisto están individualizados;
- cuarcitas ferruginosas bandeadas, con los óxidos de hierro y el cuarzo formando capas alternantes, y
- cuarcitas limoníticas derivadas de los tipos anteriores, en los que los óxidos de hierro se han hidratado.

El cuarzo, siempre alotriomorfo, tiene por lo general extinción ondulante, modificación debida a la acción de los agentes dinámicos que en muchos casos han actuado con gran intensidad.

Los cristales de hematites pueden ser submicroscópicos o llegar a tener varios milímetros de sección; otras veces, el oligisto es especular —Cur-

siat, Bu Deira, etc.— y da lugar a verdaderas itabiritas. Cuando se trata de cuarcitas con magnetita, los óxidos de hierro pueden tener varios centímetros de sección —Farfarat, Miyec, Um Rueiseim— e incluso dar lugar a segregaciones que llegan a tener varios decímetros de longitud —Gleibat Laana, Auhaifrit, etc.— (Alía, 1952 a).

Los minerales accesorios más frecuentes, en general presentes en pequeña cantidad, son la moscovita, piroxenos —en el caso concreto de las cuarcitas asociadas a los gneiss hipersténicos— y anfíboles. Estos últimos son los minerales accesorios más importantes y consisten generalmente en grünerita, que puede ir acompañada por actinolita y hornblenda en menor proporción. Muchas veces la grünerita es el único mineral ferro-magnésiano que existe en las cuarcitas ferruginosas y puede llegar a ser uno de los constituyentes esenciales. Aparece en cristales prismáticos o fibrosos, de color verde claro y aspecto asbestiforme, ligeramente pleocroicos, de verde a amarillo verdoso.

Las cuarcitas ferruginosas se presentan intercaladas entre rocas metamórficas variadas. Unas veces, asociadas a cuarcitas no ferruginosas y a gneiss micáceos, mármoles y anfibolitas; otras veces, a leptinitas y gneiss anfibólicos e hipersténicos. Tan-

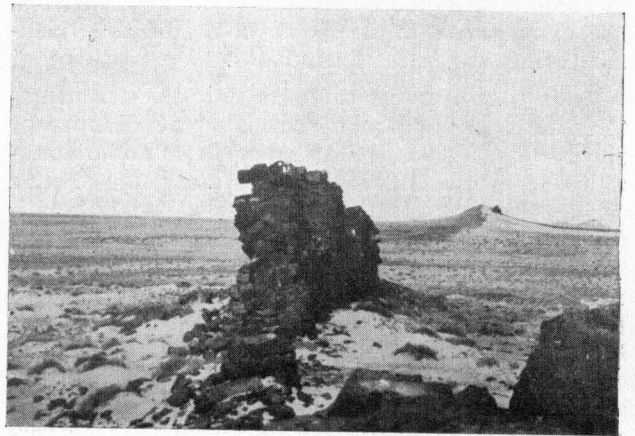


Fig. 4.—Aspecto de las cuarcitas con magnetita de Gleibat Laana. Las corridas oscuras, muy resistentes a la erosión, destacan sobre grandes distancias en la penillanura del Tiris.

to un tipo como otro están repartidos por todo el desierto, pero especialmente en la zona oriental del Sahara meridional español (fig. 4).

3.2. *Rocas sílico-aluminosas*

Las extensas penillanuras precámbricas del Sahara español, principalmente en la región meri-

dional, están formadas en su mayor parte por diferentes tipos de gneiss. De hecho, estas rocas representan la base sobre la que aparecen distribuidas las restantes formaciones metamórficas de la facies de Bulautad y constituyen la mayor parte de la facies de Auserd.

3.2.1. *Micacitas.*

Las micacitas formadas por metamorfismo regional son poco abundantes, ya que la mayor parte de las veces se trata en realidad de gneiss muy micáceos. Por ello, las micacitas aparecen siempre en zonas de pequeña extensión, asociadas a las cuarcitas e incluidas dentro de los gneiss con moscovita, con los cuales son concordantes; algunas veces, las micacitas pueden ser biotíticas o granatíferas. Las micacitas corresponden en realidad a zonas de tránsito entre las cuarcitas y los gneiss, es decir, se trata probablemente de rocas formadas en zonas de metamorfismo profundo, pero cuya composición química no permitió un desarrollo completo de los feldespatos, aunque estos minerales siempre se encuentran en las micacitas en mayor o menor proporción.

Un caso diferente es el que se refiere a las micacitas formadas como consecuencia de los procesos cataclásticos sufridos por los materiales del zócalo precámbrico. En este caso, la milonitización de las rocas de la serie de Auhafrit —especialmente los gneiss y anfibolitas— y el metamorfismo retrógrado que generalmente acompaña a los procesos cataclásticos, han producido importantes cambios mineralógicos —desarrollo de moscovita y clorita, zoisita y epidota, talco y actinolita— y dado lugar al desarrollo de una fuerte esquistosidad que han transformado las rocas originales en cloritoesquistos y sericitoesquistos típicos de la facies de los esquistos verdes. En estos casos, es posible ver granos de albita formados a expensas de las plagioclasas originales que están más o menos transformadas en un agregado de zoisita y epidota.

3.2.2. *Gneiss moscovíticos.*

Son rocas muy abundantes en la mitad occidental de las áreas precámbricas del Sahara meridional, especialmente al oeste del Paleozoico que constituye la serie de Amgala. Allí aparecen por todas partes, excepto en el área charnockítica del Adrar Sutuff.

No muy resistentes a la erosión, dan lugar estas rocas a las grandes llanuras del Tiris, de las que emergen en lanchones rodeados por los ergs cua-

ternarios que están formados principalmente por materiales procedentes de su destrucción.

Generalmente son rocas de colores claros —blanco o rosa—, muy micáceas y esquistosas, y frecuentemente alteradas. Al microscopio tienen textura grano o lepidoblástica, de grano medio o grueso, y están formadas esencialmente por cuarzo, oligoclasa, microclina perfitica y moscovita. En menor proporción, biotita, que puede llegar a no existir en la roca, y como accesorios magnetita, esfena, circón y a veces granates. El cuarzo muestra frecuentemente extinción ondulante, las plagioclasas están sericitizadas, y la biotita cloritizada. En las rocas cataclásticas hay además un gran desarrollo de minerales del grupo de la epidota.

En Bulautad, próximos a las intrusiones de granitos biotíticos, existen unos gneiss micáceos a los que ya hemos aludido (ver 2.2), en los que la mayor parte de la moscovita pertenece a la variedad cromífera fuchsita. La zoisita y la epidota son muy abundantes, lo mismo que el cuarzo, plagioclasas, rutilo y hornblenda. Parecen corresponder estas rocas al metamorfismo de una serie cromífera.

3.2.3. *Gneiss granatíferos.*

Los gneiss granatíferos son muy frecuentes en la facies de Bulautad, donde se encuentran todos los términos de tránsito entre ellos y los gneiss micáceos.

Son rocas compactas, de color rosáceo, con los granates agrupados en lechos separados por capas cuarzo-feldespáticas. Su textura es generalmente granoblástica, a veces porfiroblástica. Los granates suelen tener estructura poecilítica y frecuentemente están cloritizados.

El cuarzo, en capas grandes o pequeñas, suele tener extinción ondulante, y los feldespatos, microclina y oligoclasa, son muy abundantes. En general, la moscovita es más importante que la biotita, que, cuando existe y no está cloritizada, es muy pleocroica y tiene numerosas inclusiones. Magnetita, circón, zoisita y epidota son los minerales accesorios más importantes.

3.2.4. *Gneiss biotíticos.*

Constituyen las formaciones rocosas más importantes de la facies de Auserd, donde existen todos los términos de tránsito; entre ellos, las migmatitas y las rocas plutónicas, sintectónicas y más o menos metamorfizadas, que atraviesan la facies de Auserd. Ellas forman la mayor parte de las grandes llanuras que se extienden por el ángulo sureste

del Sahara meridional español, entre Tichla, Auserd, la sebja de Idyil, y las fronteras oriental y meridional con Mauritania. Los afloramientos más importantes se encuentran en los alrededores de Tichla, Aadam Meselut, Derraman, Auserd, Tederruren, Lesyuat, Lechuaf, Legleia, Agüenit, Galb Lazib, Lechuar y Galb Admar.

Más al norte, afloran los ortogneiss biotíticos al sur de Smamit, en Agsumal, Gleib Ayuerat, Saa-saaat, y en diferentes puntos del Asdan Agsumal, al sur de Bu-Deira. Por último, hay otros afloramientos importantes en las proximidades del Galb Bulautad, y en la zona comprendida entre Hayera el Beida y el Togba, al noroeste del Adrar Sutuff.

Los gneiss biotíticos afloran en lanchones abombados, compactos y de color rojizo, entre los erg cuaternarios. Existen todas las gradaciones entre los gneiss esquistosos, más o menos glandulares, con la mica abundante y alineada según planos claramente visibles, y los gneiss graníticos, donde la foliación es menos aparente.

Al microscopio, los gneiss aparecen muy recristalizados y con texturas granoblásticas. El cuarzo y la microclina, pertítica y poco alterada por lo general, son muy abundantes; la ortosa es rara; las plagioclasas, oligoclasa o andesina, siempre muy recristalizadas y con estructuras mimerquíticas frecuentes; la biotita está muchas veces cloritizada. Los minerales accesorios más importantes son la esfena, apatito, circón, magnetita, epidota y moscovita; esta última puede aparecer en cantidades más importantes y estar ligeramente coloreada.

Las proporciones relativas de los feldespatos indican que la composición de estas rocas varía entre la de los granitos alcalinos y las granodioritas.

3.2.5. *Leptinitas.*

Se incluyen en este grupo los gneiss de color blanco o gris verdoso, y grano fino o grueso, constituidos esencialmente por cuarzo, feldespatos, y frecuentemente granates. Sin apenas minerales ferromagnesianos, cuando éstos existen, el más importante es la biotita, que forma lechos bien separados. Las leptinitas constituyen potentes formaciones en las facies de Bulautad, especialmente cuando en ella existen también rocas hipersténicas. Por su gran resistencia a la erosión suelen dar lugar a un paisaje de pequeñas colinas alargadas según las direcciones de esquistosidad.

Al microscopio, muestran textura granoblástica, generalmente gneíssica o pegmatítica, a veces sacaroidea, lo que depende del tamaño del grano que puede variar entre 1 mm. y 2. cm. de sección. El cuarzo suele tener extinción ondulante y color gri-

sáceo o azulado. Frecuentemente tiene aspecto lenticular, ya que los granos han sido deformados y estirados por las acciones tectónicas. La microclina pertítica puede llegar a constituir el 80 por 100 de la roca, especialmente cuando las leptinitas están asociadas a los gneiss biotíticos de la facies de Auserd. Las plagioclasas son en general más abundantes que la microclina y corresponden a oligoclasa o andesina; pueden estar completamente saustirizadas o sericitizadas cuando se hallan en zonas que han sufrido metamorfismo retrógrado o intensa meteorización. En estos casos, las plagioclasas adquieren color verde y los feldespatos potásicos se tiñen de rojo por los hidróxidos de hierro.

Los granates, que en mayor o menor proporción aparecen siempre en estas rocas, son almandinos incoloros o de color rosa pálido, generalmente pequeños y alineados, según los planos de esquistosidad. La biotita, siempre en escasa cantidad y generalmente cloritizada, se agrupa en pequeñas escamas alrededor de los cristales de feldespato. La moscovita es muy rara y lo mismo los minerales accesorios; cuando éstos existen, los más frecuentes son la magnetita, circón, apatito y esfena.

Las leptinitas son especialmente abundantes en el borde oriental de la serie de Amgala y en los bloques precámbricos que existen dentro de ella, donde muestran los efectos de las deformaciones tectónicas a que fueron sometidas como consecuencia de los esfuerzos orogénicos de finales del Precámbrico o del Herciniano: intensa milonitización y metamorfismo retrógrado de feldespatos, biotita y granates. Son también muy frecuentes en el contacto con las charnockitas ácidas de la facies del Adrar, concretamente en la zona comprendida entre Bulautad y Auhaifrit; en los alrededores del Gleib Leatetabien; a lo largo de la frontera oriental con Mauritania, desde Gleib Ledjir hasta Gleibat el Barca; en el Aadam Sisa; y finalmente en Bu Deira, donde aparecen intercaladas entre los gneiss lenticulares, cipolinos y cuarcitas, con y sin magnetita.

En las regiones del Tiris donde dominan las rocas de la facies de Auserd, las leptinitas son de grano más grueso y tiene aspecto gneíssico. La microclina entra entonces en igual o mayor proporción que las plagioclasas, el cuarzo es más abundante y también la biotita aparece en mayor cantidad, mientras que los granates pueden llegar a desaparecer por completo o son muy raros. Este tipo de leptinitas pasa lateralmente a los ortogneiss de la facies de Auserd y adquiere entonces un aspecto pegmatítico con un desarrollo extraordinario de los cristales de microclina. En realidad, este tipo de leptinitas podría ser atribuido a procesos metasomáticos que tuvieron lugar durante el emplazamiento de las rocas plutónicas.

3.2.6. Rocas hiperalumínicas.

Intercaladas entre los gneiss micáceos, aparecen esporádicamente rocas metamórficas resultantes del metamorfismo de sedimentos muy aluminosos. Las más frecuentes son las capas de esmeril que se encuentran entre las rocas de la facies de Bulautad, p. e., en Gleib Leatetabien, cercanías de Miyec, etc. Estas rocas carecen de esquistosidad y tienen un aspecto conglomerático debido a la segregación del conrindón en masas lenticulares. Llevan además abundante rutilo, magnetita y una biotita marrón muy pleocroica.

Intercalado entre los gneiss anfibólicos del oeste de la sebja de Tenuaca, en Agracha, existe también otro tipo de rocas hiperalumínicas, más raras, formadas por un agregado de moscovita y cianita con abundante rutilo.

Es de destacar, sin embargo, que en el Sahara español los gneiss cordieríticos y silimaníticos no parecen ser tan frecuentes como en Mauritania occidental (Blanchot, 1955). Hasta ahora sólo se han encontrado ocasionalmente en la facies de Bulautad, concretamente en Auhaifrit y cerca de Tagsu-malet.

3.3. Rocas calco-magnesianas

La diferente composición química de los sedimentos calcomagnesianos originales y el grado de metamorfismo por ellos sufrido, han dado lugar a una gran variedad de rocas que, aún teniendo composición mineralógica distinta, están estrechamente relacionadas entre sí.

Todas ellas se disponen en dos grandes áreas, una al este y otra al noreste del Sahara meridional español, en las que el desarrollo de las formaciones calizas es extraordinario, y tanto las anfibolitas como los mármoles y cipolinos que de aquéllas derivan se extienden con una continuidad sorprendente a lo largo de decenas e incluso centenares de kilómetros.

3.3.1. Cipolinos y mármoles con silicatos.

Son estas rocas especialmente abundantes en la zona noreste del Sahara meridional español, desde el norte de Miyec hasta Bu Deira. Allí forman extensas corridas, continuación de las que existen en el Ouassat de Mauritania, dirigidas aproximadamente al NW. e intercaladas con otras rocas de la facies de Bulautad, especialmente cuarcitas y anfibolitas. Los afloramientos más importantes es-

tán en Bu Deira, Agsumal, Aadam Anayim, Saa-saiat, Galb Sisa y al oeste de Farfarat.

Con las mismas características, pero en menor proporción, existen también dos grupos de mármoles al oeste de la serie de Amgala. Uno de ellos se extiende entre las rocas de esta última serie y las charnockitas del Adrar Sutuff, desde El Hareisa hasta Gleibar Drag; el otro grupo, entre el Adrar Sutuff y las formaciones sedimentarias de la costa, principalmente en las proximidades de la sebja de Tidsit, al norte de Amseisat Saccum, y al sur de Togba.

Los mármoles precámbricos se distinguen fácilmente sobre el terreno por el brillo craso adquirido por la erosión desértica. Generalmente son blan-

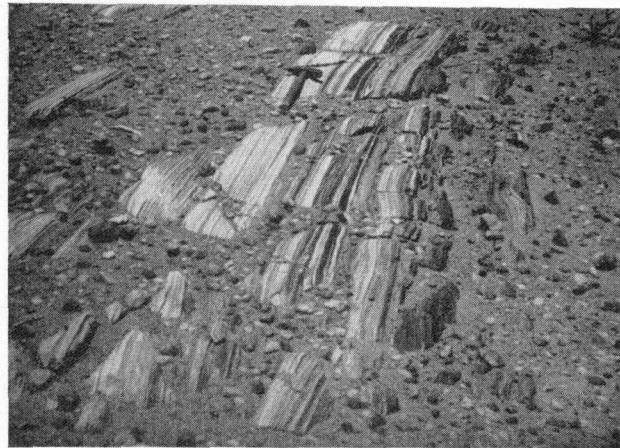


Fig. 5.—Mármoles con silicatos, finamente bandeados, aparecen intercalados entre las anfibolitas de la facies de Bulautad, en Galb Ayuerat, al norte de Miyec.

cos, pero hay variedades azules, verdes, rosas, amarillentas, etc., dispuestas en bandas que, con anchura variable entre unos y varios centenares de metros, se extienden a lo largo de decenas y aún centenares de kilómetros (fig. 5).

Los minerales que acompañan a los carbonatos —normalmente calcita, pero a veces también dolomita— tienen una orientación bien definida. Algunas veces, son estos minerales —piroxenos, anfíboles, micas— los que prueban las fuertes deformaciones tectónicas sufridas por las rocas del basamento, ya que las capas oscuras, de uno o varios centímetros de espesor, formadas por dichos minerales, dan lugar a pliegues de aspecto ptigmático dentro de las masas de calcita recrystalizada en la que, de no ser por ellos, sería difícil distinguir a simple vista las trazas de los pliegues.

Al microscopio, los mármoles tienen textura granoblástica y aspecto sacaroideo. El cuarzo y los

feldespatos son raros, pero los restantes minerales accesorios son muy variados: diópsido, flogopita, grafito, hornblenda, biotita, clorita, escapolita, tremolita, granates y forsterita, aunque este mineral está normalmente serpentinizado. En menor proporción pueden aparecer también espinelas de color verde pálido, esfena y magnetita. En general, se puede decir que, cuando los mármoles y cipolinos alternan con anfibolitas, existen todos los términos de tránsito entre estas últimas rocas y los mármoles piroxénicos y anfibólicos.

Cerca de El Hareisa, los mármoles contienen gran cantidad de wollastonita, que destaca por su brillo sedoso sobre la superficie crasa de los mármoles.

3.3.2. *Anfibolitas y diopsiditas.*

Se consideran aquí solamente las anfibolitas y diopsiditas asociadas directamente con las calizas metamórficas, especialmente las anfibólicas y piroxénicas. En general, este tipo de rocas tiene un color verde muy oscuro y una textura francamente esquistosa, exfoliándose con facilidad según los planos de acumulación de los anfíboles, los cuales muestran a simple vista formas prismáticas alargadas y a veces aciculares.

Un caso particular es el de las bandas de anfibolitas piroxénicas incluidas en los mármoles y que corresponden a sedimentos calizos magnesianos o dolomíticos impuros afectados por un alto grado de metamorfismo. Formados por la asociación de dióxido, hornblenda y granates, junto con algunas plagioclasas y magnetita, dan lugar muchas veces a los pliegues ptigmáticos característicos de los mármoles precámbricos.

3.3.3. *Gneiss anfibólicos y piroxénicos.*

Estrechamente asociados a las rocas de la facies de Bulautad y del Adrar, los gneiss anfibólicos se presentan en bancos compactos de color verde claro y potencia muy variable, bien bandeados y regularmente interestratificados con los cipolinos, cuarcitas y gneiss micáceos y granatíferos. Por todo ello, parecen derivar de sedimentos margosos con variable proporción de sílice, que han sufrido un alto grado de metamorfismo.

Al microscopio muestran una textura granoblástica claramente orientada. Los minerales esenciales son cuarzo, generalmente abundante; plagioclasas, que varían de oligoclasa a andesina; hornblenda, fuertemente pleocroica, de verde oscuro a verde amarillento; y diópsido, aunque éste puede faltar. Frecuentemente son granatíferas. Entre los

minerales accesorios, los más importantes son los del grupo de la epidota y, en menor proporción, esfena, calcita, biotita, apatito y magnetita. Puede ocurrir también que el diópsido y el cuarzo falten en absoluto, y por ello existen todos los términos de tránsito entre los gneiss anfibólicos y piroxénicos, por un lado, y las diopsiditas, a veces escapolíticas como consecuencia probablemente del metamorfismo de contacto y las anfibolitas piroxénicas, por otro.

Otro tipo de rocas piroxénicas relativamente frecuente en la facies de Bulautad son aquellos gneiss diopsídicos en los que llegan a faltar los feldespatos y que, por este motivo, llegan a tener el aspecto y la composición de unas cuarcitas piroxénicas. Estas rocas son claramente bandeadas —p. e., al sur de Auhifrit o al este de Inniyan— y están formadas por bandas alternantes de actinolita y diópsido —alterado éste a veces en epidota— y otras de cuarzo en las que pueden existir accesoriamente feldespatos. Los minerales accesorios más importantes son magnetita, escapolita, granates, esfena, clinzoisita, apatito, y a veces calcita.

3.3.4. *Serpentinitas.*

Entre las rocas que constituyen la facies de Bulautad no es raro encontrar pequeños afloramientos serpentínicos debidos al metamorfismo de rocas ultrabásicas. El afloramiento más importante está al oeste de Auserd, en El Hareisa, donde las serpentinas, muy compactas, han resistido la erosión y dado lugar a pequeños cerros que sobresalen entre las corridas de gneiss, calizas y anfibolitas, dirigidas todas al noroeste.

Acompañando a las serpentinas hay también talcocitas, esquistos actinolíticos y cloritocitas, y en el rag que rodea a las elevaciones se han encontrado también cantos y bloques de cromita que fueron liberados durante el proceso de erosión de las serpentinas.

3.3.5. *Charnockitas.*

Constituyen estas rocas la llamada facies del Adrar, una serie bien caracterizada petrográficamente por la presencia de hiperstena. Sus afloramientos, de extensión muy variable, se encuentran repartidos por todo el Precámbrico del Sahara meridional español y están asociados frecuentemente con las leptinitas, cuarcitas con magnetita, gneiss biotíticos y granatíferos, anfibolitas y calizas cristalinas con silicatos.

Las formaciones charnockíticas más importantes constituyen el llamado Adrar Sutuff, que se extiende desde la frontera meridional con Mauritania hasta la sebja de Tidsit y, desde aquí, continúan hacia el norte, hasta la sebja de Tenuaca, donde quedan cubiertas por los sedimentos de la hammad de Negyir. Esta gran masa de rocas hipers-ténicas ocupa una superficie que tiene más de 250 kilómetros de longitud, con algunas interrupciones al norte, y cerca de 50 km. de anchura en la parte central. A ella pertenecen las grandes elevaciones del Adrar Sutuff, tales como Agrubas, Tiutsen, Madés, Entayat, Imacren e Iguidsen, así como las menos prominentes de Ferinina-Marruagen, Matalla, Auhaifrit y Adleib Ergad. Los valles y las zonas rebajadas que queden entre estas elevaciones están constituidos, en general, por las anfibolitas y gneiss anfibólicos acompañantes, que son menos resistentes a la erosión.

Por el este del Sahara meridional español las charnockitas aparecen intercaladas entre los materiales del Precámbrico, especialmente entre las leptinitas y cuarcitas con magnetita. Aunque estas formaciones son aquí más reducidas que en el Adrar Sutuff, dan lugar también a manchas importantes en las proximidades del Galb Sel Aurich, Agüenit, Galb Admar, Lechuaf, Gleibat Laadam y Gleibat Laanna.

Hay, sin embargo, una diferencia importante entre las charnockitas del Adrar Sutuff y las que constituyen los restantes afloramientos del Sahara español; pues mientras los gneiss hipers-ténicos del Adrar contienen plagioclasas más básicas, generalmente labrador, y están asociados normalmente a gabros, noritas, plagioclasitas y gneiss anfibólicos y diopsídicos, en los restantes afloramientos las plagioclasas son ácidas y las rocas asociadas más silíceas: leptinitas y gneiss biotíticos y granatíferos. Las calizas cristalinas se encuentran igualmente en ambas formaciones.

En cualquier caso, el tipo de roca más abundante en las series charnockíticas son los gneiss hipers-ténicos, bien recrystalizados y compactos, que dan lugar a formas de erosión redondeadas y con aspecto caótico. En menor proporción, existen también pequeñas masas de plagioclasitas piroxénicas asociadas siempre con los gneiss hipers-ténicos.

3.3.5.1. Gneiss hipers-ténicos.

Son rocas oscuras, compactas, generalmente frescas y con textura homogénea, pero en las que se puede reconocer un ligero bandeo debido a la alineación de los piroxenos verdes sobre el fondo amarillo-rojizo de los feldespatos. Cuando tienen

cuarzo pueden presentar una estructura granitoidea, de grano grueso.

Observados al microscopio, los gneiss hipers-ténicos tienen textura granoblástica y la siguiente composición mineralógica:

Feldespatos potásicos raros; lo más frecuente es que aparezcan como inclusiones antiperitíticas de ortosa, redondeadas o fusiformes, muy escasas en las charnockitas básicas.

Las plagioclasas son andesina o labrador, pero en algunos casos —Auhaifrit— oligoclasa ácida.

Hiperstena muy abundante, con estructuras Schiller y fuertemente pleocroica; a veces está uralitizada.

Granates y cuarzo, especialmente en las charnockitas ácidas o intermedias; el cuarzo contiene frecuentemente inclusiones aciculares de rutilo.

Los minerales accesorios son: hornblenda —a

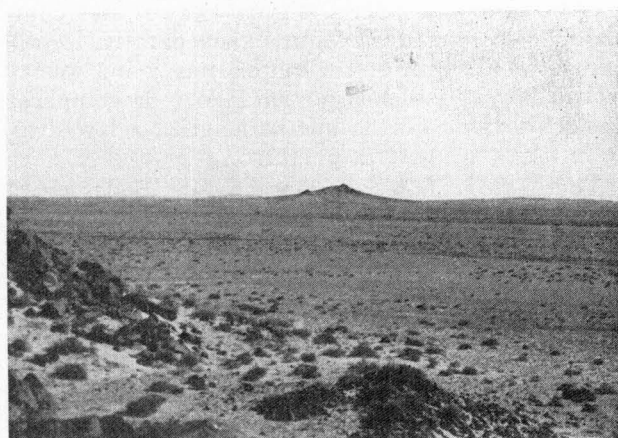


Fig. 6.—Rocas charnockíticas de Auhaifrit. En primer término, a la izquierda, bloques de magnetita e ilmenita de segregación en los gneiss hipers-ténicos y anfibólicos de la facies del Adrar. Al fondo, Auhaifrit el Kebir; detrás, las cuarcitas paleozóicas de Amgala. Varios diques diabásicos atraviesan el basamento.

veces un mineral esencial—, biotita, apatito, esfena, epidota y circón. La magnetita, hematites, e ilmenita pueden llegar a constituir concentraciones de interés económico (fig. 6). En este caso, los óxidos de hierro pueden ir acompañados por una paragénesis de sulfuros y sulfoarseniuros de hierro, níquel, cobalto, cinc y cobre (Sierra, 1966).

3.3.5.2. Anortositas piroxénicas.

Asociadas siempre a los gneiss hipers-ténicos —a veces también a los gabros— aparecen en el terreno como rocas masivas, de color verde claro. Al

microscopio muestran textura granoblástica y la siguiente composición mineralógica: plagioclasas básicas, generalmente labrador, con maclas fusiformes e incompletas; hiperstena, fuertemente pleocroica; diópsido verde, débilmente pleocroico; hornblenda verde; y, como accesorios, apatito, circon y magnetita.

3.4. Migmatitas

La importancia de los fenómenos de granitización sufridos por el basamento precámbrico es puesta de relieve por las abundantes migmatitas que existen en la facies de Auserd, especialmente en el contacto con las intrusiones de granitos sintectónicos. Por ello se pueden observar todos los términos de tránsito entre los gneiss bandeados y lenticulares, y las arteritas, diadysitas, y anatexitas.

El estudio de las zonas migmatíticas es muy complejo, dada la dificultad que existe para cartografiar los límites entre las migmatitas y los gneiss biotíticos y anfibólicos, por un lado, y la complicada tectónica de detalle que caracteriza a las rocas de la facies de Auserd, por otro.

Todo esto, unido a la densa red de diques cuarzo-feldespáticos que atraviesan las migmatitas y hace aún más difícil reconocer los diferentes tipos de rocas que las constituyen, ha impedido separar los ortogneiss biotíticos de las migmatitas en el esquema geológico de la fig. 3.

No obstante estas dificultades, es posible distinguir dos tipos principales de migmatitas. El primero está constituido por las diadysitas resultantes de la granitización de los gneiss anfibólicos (figura 7), anfibolitas y leptinitas de la facies de Bulautad. Estas migmatitas consisten en venillas cuarzo-feldespáticas inyectadas «lit-par-lit» según los planos de esquistosidad de las rocas metamórficas, cuyos bloques están separados, a su vez, por una red filoniana de aplitas y pegmatitas.

Desde el punto de vista mineralógico, los cambios más importantes son la aparición de biotita, fuertemente pleocroica, y el aumento de los feldespatos potásicos en las anfibolitas y gneiss anfibólicos. Por otra parte, en las zonas que han sufrido metamorfismo retrógrado, las plagioclasas suelen estar sericitizadas; la biotita, piroxenos y anfíboles, parcial o totalmente cloritizados; e incluso algunas veces, como ocurre, por ejemplo en Gelibat Ensar, al NW. de Auserd, puede tener lugar un reemplazamiento masivo de los feldespatos por el cuarzo.

Las migmatitas de esta clase forman frentes discontinuos en los bordes de la zona ocupada por las intrusiones de la facies de Auserd. El más importante está situado al oeste de esta localidad y forma

una banda que mide aproximadamente 40 kilómetros de longitud por 10 kilómetros de anchura, desde el norte de Buleriah hasta el suroeste de Tenialig. Otras zonas de análoga composición existen en el norte del Tiris, entre Tenialig y Gelibat Tuidesfaten.

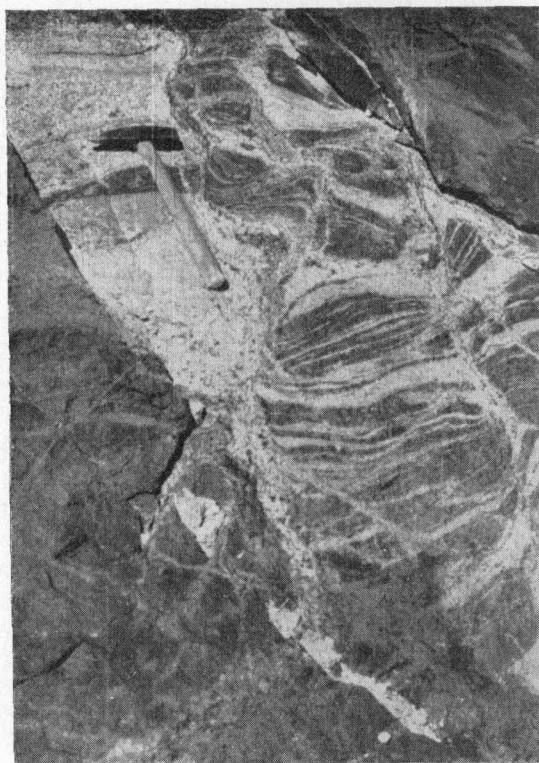


Fig. 7.—Tisnig el Beida. Gneiss anfibólicos inyectados por filoncillos apliticos y pegmatíticos.

El segundo tipo de migmatitas corresponde a las nebulitas situadas inmediatamente alrededor de los granitos sintectónicos precámbricos. Sus afloramientos son menos extensos que los del tipo anterior, pero más frecuentes, estando los más importantes al sur del Tiris y en los alrededores de Tichla; otros afloramientos más reducidos se encuentran en diferentes puntos de la zona comprendida entre Auserd y la frontera oriental con Mauritania, concretamente alrededor de los apuntamientos graníticos.

Este segundo grupo de migmatitas consiste esencialmente en arteritas y anatexitas de composición más o menos análoga a la de los gneiss bandeados y lenticulares, e intermedia entre la de estas rocas y la de los granitos (fig. 8).



Fig. 8.—La foliación de las rocas metamórficas —en este caso gneiss biotíticos y granatíferos— es aún visible en las embrechitas de Gleibat Ensur

3.5. Rocas ígneas ácidas e intermedias

3.5.1. Granitos.

En el Sahara meridional español es muy difícil establecer un límite preciso entre los granitos precámbricos, por un lado, y las migmatitas y ciertos tipos de gneiss biotíticos, por otro, ya que todos los granitos son sincinemáticos, y están siempre más o menos metamorfizados. Por ello, se señalan aquí únicamente los caracteres petrográficos y la localización de los principales tipos de rocas graníticas a las que se pueden referir los numerosos afloramientos que existen de esta clase, todos ellos formando parte de la facies de Auserd.

3.5.1.1. Granitos biotíticos.

Es el tipo de granito más frecuente. Sus afloramientos más extensos se encuentran en los alrededores de Tichla, especialmente al sur de este puesto, y son prolongación de los granitos biotíticos de Tijirit que ocupan la mayor parte de Tasiast, en Mauritania. Más reducidos son los afloramientos

de Derraman, Lesyuat, Gleibat Laadam, Um Dueiat, Lechuaf, Gleibat el Beer, Agüenit, Galb Sel Aurich, Dumus y Legleia.

Fuera de estas zonas, los afloramientos más importantes se encuentran en Bulautad, Hayera el Beida, y sobre todo al norte de Bu Deira, prolongación estos últimos de los granitos biotíticos del norte de Sfariat, en Mauritania.

Los granitos biotíticos tienen color gris, algo rojizo cuando están meteorizados, y se alteran en escamas enormes de forma parecida a como lo hacen las rocas básicas, dando lugar a los típicos paisajes de «montes islas», tan característicos del Tiris español (fig. 9).

Al microscopio muestran una textura granuda y heterogénea. El cuarzo es abundante, los feldspatos potásicos, generalmente microclina, son perfiticos; las plagioclasas, oligoclasas básicas o andesina, contienen abundantes inclusiones mirmequíticas y están frecuentemente seriticizadas; la biotita, fuertemente pleocroica, suele estar cloritizada. Los minerales accesorios más importantes son magnetita, circón, esfena, apatito, y muy frecuentemente allanita. Este último mineral es especialmente abundante en los granitos y ortogneiss biotíticos de Hayera al Beida, Auserd y Saasaaiat. En muchos casos, la elevada proporción de plagioclasas y la abundancia de hornblenda hacen que la



Fig. 9.—El típico paisaje de «montes islas» del Tiris visto desde Legleia. Los cerros corresponden a intrusiones graníticas y sieníticas que atraviesan los ortogneiss de la facies de Auserd. También en estos últimos es típica la descomposición en grandes lajas que indica su origen ígneo.

composición de estas rocas se aproxime más a la de las granodioritas, e incluso en algunos casos, por ejemplo, al oeste de Galb Sel Aurich, a la de verdaderas dioritas o cuarzo-dioritas biotíticas y

anfíbolicas. En cualquier caso, los límites entre las rocas graníticas del Tiris no suelen ser netos, existiendo términos de tránsito entre los granitos biotíticos y las sienitas egrínicas —no las nefelínicas,



Fig. 10.—Enclaves de gneiss anfíbolicos en el granito porfídico de Bulautad.

cuyos afloramientos suelen estar bien definidos—, por un lado, y los granitos biotíticos y las granodioritas, por otro.

Los minerales de los granitos biotíticos suelen estar orientados, especialmente las micas, que tienden a formar hiladas flexuosas, no rectas, entre los feldespatos y el cuarzo. Ello es consecuencia del carácter sincinemático de estas rocas y una de las causas que determinan su disyunción en grandes escamas, ya que la incipiente esquistosidad de las rocas graníticas es siempre paralela a los bordes de los afloramientos. En todo caso, la existencia de enclaves gneissicos —como ocurre en Bulautad— es una buena prueba de su origen intrusivo (fig. 10).

Hay que señalar también la existencia de facies porfiroides, muy localizadas, en las proximidades de Tichla, Auserd, Legleia y Lechuaf, y sobre todo en el granito de Hayera el Beida, donde los cristales de microclina pueden llegar a tener 10 cm. de longitud. Sin embargo, los granitos porfiroides que ocupan la mayor extensión son los de Tiyirit, al sur del Azefal, en el ángulo sureste del Sahara español. En este caso, los porfiroblastos de microclina son más abundantes que los de oligoclasa o cuarzo, y todos ellos suelen estar aplastados. La biotita y el anfíbol que a veces hay en la roca suelen estar cloritizados.

3.5.1.2. Microgranitos moscovíticos.

No son frecuentes en el Sahara meridional español los granitos moscovíticos. Sólo al suroeste de Tichla, cerca de la frontera con Mauritania, existen unos pequeños afloramientos de granitos leucocratos que deben corresponder a los descritos por Blanchot (1955) en Tasiast. Aparecen como lanchones de rocas bastante descompuestas, con textura sacaroidea y abundante moscovita. Al microscopio muestran una textura granuda, generalmente aplítica, aunque a veces existen porfiroblastos de feldespato que pueden llegar a tener 2 cm. de longitud.

En el resto del Sahara meridional español este tipo de microgranito sólo dio lugar a frecuentes diques leucocratos, de anchura variable, que atravesaron los granitos biotíticos con anterioridad a los diques de cuarzo.

Al microscopio muestran cuarzo abundante, microclina pertítica y plagioclasas en parecida proporción, y moscovita asociada ocasionalmente a un poco de biotita. Tanto estos microgranitos como los que aparecen en lanchones al sur de Tichla, suelen contener granates. Los minerales accesorios son circón, esfena, apatito, epidota y zoisita. Estos dos minerales son más abundantes cuando la roca está alterada, en cuyo caso las plagioclasas están también sericitizadas.

3.5.1.3. Granitos modernos del Zemmur-Yetti.

Los datos que se tienen sobre las formaciones precámbricas del Sahara septentrional español son muy escasos. Alía (1949) dio algunas referencias sobre las mismas en su estudio de los materiales que constituyen el zócalo de la depresión de Tinduf. De ellas, y de los trabajos de Jeremine (1942), Rocci (1957), y Sougy (1960), que estudiaron respectivamente las muestras recogidas por F. Jaquet, los granitos del Zemmur, y las series precámbricas del NE. de Mauritania, se pueden sacar algunas conclusiones.

En general, los materiales dominantes en las regiones noroccidentales del Yetti, en la parte que constituyen el zócalo meridional de la cuenca de Tinduf, en el Sahara español, son rocas graníticas, más o menos cataclásticas y de variada composición.

Así, aparte los *granitos del Yetti* (Sougy, 1960) —grises, con biotita y frecuentemente porfídicos— que se extienden hacia el este, ya fuera de los límites del Sahara español, las rocas más abundantes en esta zona corresponden a los *granitos de*

Ain Ben Tili (Sougy, 1960), los cuales forman un inmenso batolito que se prolonga por el oeste hasta la región del Zemmur.

Estos granitos recientes del Zemmur, estudiados en detalle por Rocci (1957), son rocas pobres en minerales ferromagnesianos y con la moscovita generalmente ausente. Dentro de esta serie hay una gran variedad de tipos, tanto por lo que se refiere a la textura como a la composición: granitos granudos y porfídicos calcoalcalinos, con biotita, y alcalinos, con anfíbol sódico y biotita; granitos aplíticos con moscovita; y granitos sieníticos con egirina. Todos ellos atravesados por diques de rocas básicas, especialmente microgabros y diabasas.

Por otra parte, Gevin (1962) señala también la presencia de importantes masas y diques riolíticos en las áreas precámbricas orientales y occidentales del Sahara septentrional español. Estas rocas son, a su vez, una prolongación de los afloramientos de riolitas y microgranitos que se extienden por el NE. de Mauritania, y que fueron descritos por Gevin (1951), Rocci (1957) y Sougy (1960), y relacionados por este último con las series de Aïoun Abd el Malek y de Imourène, atribuidas ambas al Precámbrico superior.

3.5.1.4. Pegmatitas.

Son abundantes en todo el Precámbrico, pero especialmente en la facies de Auserd, donde dan lugar a diques —Timesguin—, o a masas lenticulares —Norte de Bulautad— que pueden tener gran extensión. En general, son pegmatitas calcoalcalinas con cuarzo, ortosa y oligoclasa, siendo muy raras las micas, especialmente la biotita. La frecuencia de las pegmatitas aumenta en las proximidades de las intrusiones graníticas y sieníticas, pudiendo llegar a formarse, en este último caso, concentraciones de microclina masiva en la que destacan claramente las escasas inclusiones pegmatíticas de cuarzo.

Las pegmatitas granodioríticas con plagioclasas abundantes son menos frecuentes, y más raro aún el tipo de pegmatitas básicas formadas por una asociación pegmatóidica de plagioclasas y piroxenos que aparece en puntos muy localizados dentro de los gabros y noritas del Adrar Suttuf; por ejemplo, en Ferinina.

3.5.2. Sienitas nefelínicas y egirínicas.

Las rocas sieníticas son bastante frecuentes en todo el Tiris, especialmente en la facies de Auserd, ya que aparte las masas del aspecto claramente

intrusivo que atraviesan el basamento en numerosos puntos de la zona comprendida entre la serie de Amgala y la frontera de Mauritania —Auserd Derraman, Tederrurem, Lesyuat, Leglein, Lechuaf y Tuidesfaten— existen además muchos afloramientos de gneiss egirínicos que se han formado sin duda por la deformación tectónica y el metamorfismo de aquellas rocas plutónicas.

En general se trata de rocas grises, con tonos rojizos, granudas y a veces porfídicas, con cristales que pueden llegar a medir 5 cm. de sección. Al microscopio aparecen compuestas de microclina fuertemente pertítica, con numerosas venillas de albita recortando las placas de los feldespatos potásicos. Sin embargo, rara vez se ven en estas rocas cristales aislados de albita; solamente cuando se trata de términos más cuarcíferos, verdaderas normakitas, que señalan el paso a los granitos biotíticos y egirínicos asociados con las sienitas, es más frecuente la existencia de plagioclasas sódicas aisladas.

En los alrededores de Auserd las sienitas son nefelínicas, del tipo foyaita. En este caso la nefelina es muy abundante y sus cristales pueden ser idiomorfos o, lo que es más frecuente, alotriomorfos, ya que entonces la nefelina es intersticial y ocupa el espacio dejado por los grandes cristales de microclina pertítica. En el caso de Auserd, algunas variedades gneissicas presentaban intercrecimientos de nefelina y microclina.

De los minerales máficos, el más importante es la egirina, fuertemente pleocroica, de verde amarillento a verde oliva. Los cristales son generalmente prismáticos, a veces aciculares. Otras veces, la egirina aparece formando inclusiones poiquilíticas dentro de la nefelina, mientras que en las sienitas gneissicas es frecuente ver la egirina rodeada por coronas de un anfíbol fibroso, azul y fuertemente pleocroico, que es probablemente hastigsita o arfvedsonita.

Entre los minerales accesorios, los más importantes son la biotita, generalmente de la variedad lepidomelana, y la augita, a los que siguen en importancia la esfena, magnetita, apatito y, en ocasiones, algo de hornblenda verde.

Los gneiss egirínicos se presentan casi siempre asociados con los macizos de sienitas nefelínicas, y alguna vez separados de ellos, pero siempre próximos a aquellas zonas del Tiris donde las intrusiones sieníticas son frecuentes. En ciertos casos, sin embargo, se pueden encontrar gneiss egirínicos totalmente aislados, como ocurre en Schreibat, al norte de Ferinina, donde están intercalados entre leptinitas granatíferas cataclásticas y anfibolitas. En este caso, el cuarzo y las plagioclasas (An 25) son más abundantes, mientras que la egirina, más

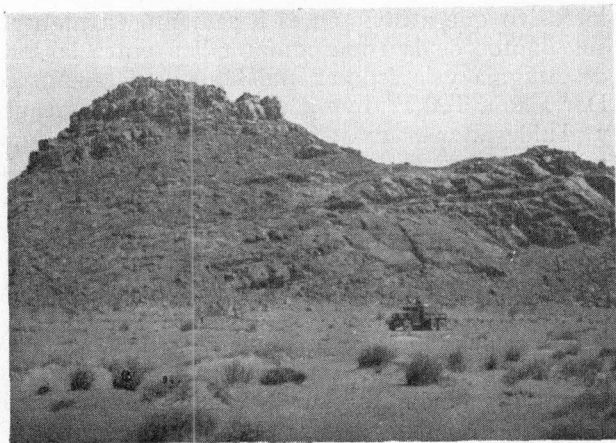


Fig. 11.—Auserd. Sienitas nefelínicas sincinemáticas transformadas en gneiss egirínicos por efecto de la presión. La foliación, que ha sido puesta de relieve por la erosión, es claramente visible en la fotografía.

escasa, va acompañada de augita egirínica verde, ligeramente pleocroica, que puede llegar a convertirse en el principal mineral máfico de la roca. La microclina continúa siendo pertítica, y entre los minerales accesorios destaca la presencia de allanita junto a los normales esfena y magnetita.

En general, si se exceptúa la presencia de nefelina, estos gneiss tienen la composición mineralógica de las sienitas egirínicas, pero con los minerales constituyentes paralelamente orientados (figura 11).

3.5.3. Riolitas.

Varios afloramientos riolíticos alargados en dirección submeridiana existen en las zonas de fractura que sirvió de cuenca de sedimentación al Paleozoico de la serie de Amgala.

En Leglat, al este del Derraman, las riolitas son indudablemente anteriores al Paleozoico que las recubre en discordancia y posteriores a las sienitas y gneiss egirínicos de la facies de Auserd. Sin embargo, la posición con respecto a las rocas de esta facies no siempre está clara, ya que la mayor parte de las veces los procesos tectónicos han modificado el aspecto externo de las riolitas que aparecen orientadas paralelamente a las otras rocas del Precámbrico; por ejemplo, en Fedrat-Legsab.

Al microscopio, las riolitas tienen una textura microgranuda, microporfídica, a veces brechoidea por efecto de las acciones cataclásticas. Están formadas por cristales de cuarzo, microclina y microperfitita, dispuestos en una matriz microcristalina,

a veces algo fluidal, pero siempre recrystalizada, constituida por los mismos minerales de los fenocristales, además de plagioclasas y biotita.

3.6. Rocas ígneas básicas y ultrabásicas

En todo el Sahara español existen grandes cantidades de rocas básicas atravesando el basamento precámbrico. En la zona meridional es tal el número de sus afloramientos, que su representación exacta resultaría imposible incluso en una cartografía geológica de detalle.

La anchura de los diques puede variar entre algunos centímetros y varios centenares de metros, llegando incluso a medir hasta 30 km. de longitud

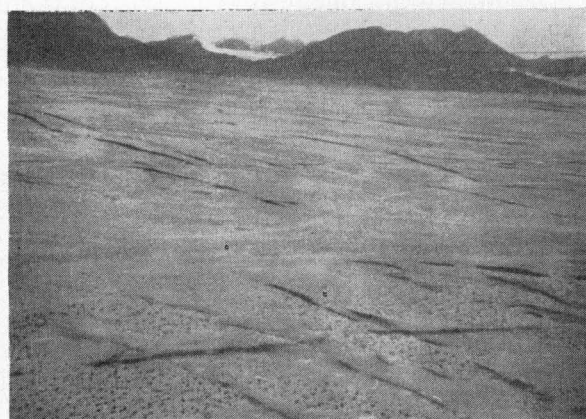


Fig. 12.—Foto 1, fotografía aérea de los diques diabásicos que ocupan las fracturas del basamento; al fondo, las sienitas nefelínicas de Auserd. Foto 2, uno de los grandes diques, éste mide más de 20 kilómetros de longitud, que atraviesan el Precámbrico en Gleibat Ensur. Foto 3, pó-fido diabásico de Inniyan; los fenocristales de labrador pueden llegar a medir 10 cm. de longitud.

—p. e., en Gleibat Ensur— y pudiendo extenderse sobre grandes áreas formando haces de diques divergentes. En algunas ocasiones, los diques se ensanchan y dan lugar a masas de aspecto intrusivo o hipovolcánico, de bordes irregulares y más o menos concordantes con la dirección de esquistosidad de las rocas encajantes, que pueden llegar a medir más de 15 km. de longitud y otros tantos de anchura (fig. 12, foto 2). En Inniyan, p. e., estas masas de rocas básicas —en este caso diabasas— están atravesadas, a su vez, por diques de pórfidos diabásicos que contienen cristales de labrador de más de 10 cm. de longitud (fig. 12, foto 3).

En cualquier caso, los diques principales muestran siempre su continuidad a lo largo de grandes líneas de fractura, como en el caso de la Kudia Zug o de Amsegsag, donde aquéllos sobrepasan con mucho la frontera de Mauritania. De acuerdo con las observaciones de Blanchot (1955) llegarían estos diques hasta Bu Derga, cubriendo un área que debe medir más de 150 km. de longitud y hasta 20 km. de anchura en algunos puntos.

Las masas de rocas básicas están frecuentemente transformadas en anfibolitas y otras rocas esquistosas de acuerdo con la intensidad del metamorfismo retrógrado.

Desde un punto de vista estrictamente petrográfico, las rocas básicas del Sahara español se pueden dividir en los siguientes grupos:

Diabasas, microgranudas o porfídicas, a veces olivínicas.

Gabros y noritas, granudos y microgranudos, y también frecuentemente olivínicos.

Piroxenitas, de grano medio o grueso, formadas por un agregado monomineral de hiperstena con algunos piroxenos monoclinicos.

Hiperitas, solamente encontradas hasta ahora en las áreas granitizadas.

Rocas básicas esquistosas, localizadas en los bordes de los diques o en la periferia de las masas de gabros, diabasas y piroxenitas.

3.6.1. *Diabasas.*

Las diabasas y pórfidos diabásicos forman una red de diques dirigidos principalmente al NE. o NNE., muchas veces al NW. y NNW., y menos frecuentemente según direcciones normales a las anteriores. Las masas ígneas destacan en el paisaje por sus colores oscuros y porque dan lugar a grandes elevaciones —Inniyan, Tagsumalet— o a acumulaciones de cantos y bloques diabásicos que señalan sobre el terreno la dirección de los diques ocultos bajo el rag cuaternario. Las diabasas están generalmente frescas, aunque muchas veces, espe-

cialmente cuando se hallan en zonas que han sufrido metamorfismo retrógrado —p. e., en las áreas paleozoicas de Tisnagaten y Doloo Esder— las diabasas están fuertemente saussuritizadas.

Los diques de diabasas se extienden rectilíneamente sobre muchos kilómetros y se entrecruzan dando lugar a un tabicado realmente espectacular cuando se observa desde el aire (fig. 12, foto 1). Esta red de haces diabásicos debe corresponder a las raíces de un enorme sistema de basaltos de inundación que rellenó las fracturas del zócalo en tiempos anteriores al Silúrico, ya que los diques nunca atraviesan las formaciones paleozoicas del sinclinal de Leglat. Si bien es interesante destacar que, en el Sahara septentrional español, existen diques de rocas básicas que atraviesan el Devónico medio y superior al W. de Smara (Querol, 1966).

En líneas generales, se podría decir que los diques diabásicos son más numerosos y están mejor definidos entre las rocas de la facies de Auserd, mientras que las masas más o menos lenticulares suelen aparecer entre las rocas de la facies de Bualautad. De todas formas, la relación entre uno y otro tipo de rocas diabásicas es evidente, ya que muchos de los diques que atraviesan el Precámbrico tienen su origen en las masas intrusivas, hipobasales.

En superficie, las diabasas dan origen a formas de erosión paralelepédicas y redondeadas, o a bulbos de cebolla. Su textura es de grano medio a fino, sólo visible al microscopio, o bien porfídica; si bien las diabasas porfídicas, aún siendo muy importantes por los grandes diques a que dan lugar, son las menos frecuentes.

Al microscopio, todas estas rocas muestran una textura diabásica formada por cristales de labrador (55 An), augita, a veces pigeonítica, y ocasionalmente olivino. Cuando las rocas están alteradas contienen abundante clorita y anfíboles procedentes de la uralitización de los piroxenos; en este caso, también las plagioclasas están saussuritizadas, con gran desarrollo de zoisita, epidota y calcita.

3.6.2. *Gabros y noritas.*

No tan abundantes como las diabasas, los gabros aparecen en la zona occidental del Tiris, especialmente en relación con la importante formación de gneiss hipersténicos del Adrar Suttuf. Aquí, dan lugar a algunos afloramientos que constituyen la mayor parte de las elevaciones de Ferinina-Marruagem, Matal-la y Entayat, donde los gabros y noritas aparecen rodeados por las anfibolitas derivadas de ellos y por los gneiss hipersténicos asociados (fig. 13).

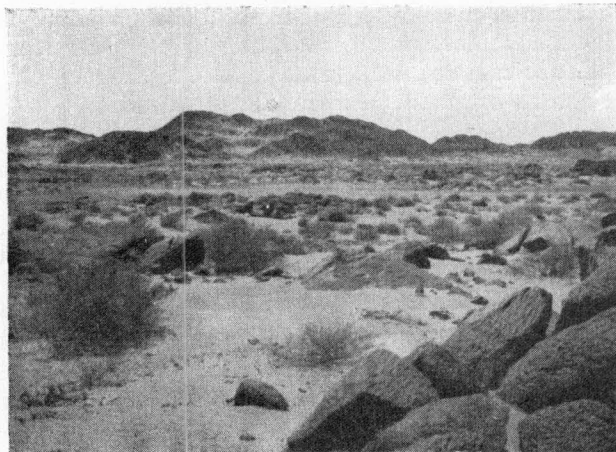


Fig. 13.—Adrar Suttuf. Típico afloramiento de gneiss hipersténicos de la facies del Adrar; al fondo, destacando por su mayor resistencia a la erosión, los gabros noríticos de Entayat.

Los gabros tienen grano medio o grueso, rara vez fino, y están formados por augita, dialaga y andesina o labrador. Generalmente son olivínicos, y el olivino, de composición media, aparece rodeado frecuentemente por «coronas» de hornblenda o de piroxenos rómbicos.

La presencia de hiperstena en mayor o menor proporción es constante, existiendo todos los términos de paso entre los gabros y las noritas. Entre los minerales accesorios, los más abundantes son los óxidos de hierro, magnetita e ilmenita, formando muchas veces inclusiones Schiller en los piroxenos.

Los gabros están frecuentemente alterados y dan lugar a eufótidas cuando las plagioclasas están totalmente saussuritizadas.

Hay que señalar, por último, que en el Adrar Suttuf existen términos de tránsito entre los gabros y noritas, por un lado, y las pequeñas masas de anortositas asociadas a los gneiss hipersténicos, por otro. Se trata en los casos extremos de rocas formadas casi exclusivamente por plagioclasas cálcicas, en las que el olivino, que es el único mineral máfico, aparece rodeado generalmente por coronas de piroxenos rómbicos y monoclinicos, y de hornblenda.

También los gabros y noritas se encuentran atravesados frecuentemente por diques de cuarzo y epidota análogos a los que se encuentran en los gneiss de la facies de Auserd, en Tenialig, Lechuaf, Le-gleia, etc. Estos diques se han formado probablemente por alteración hidrotermal de las rocas encajantes,

3.6.3. Piroxenitas.

En puntos muy localizados, pero siempre en afloramientos que destacan por sus dimensiones o morfología, aparecen al sur del Tiris y cerca de la frontera con Mauritania apuntamientos, cúpulas o diques de rocas ultrabásicas, piroxénicas, muy duras y de colores muy oscuros, constituidas por una masa monomineral de grano grueso (fig. 14).

Los minerales esenciales son broncita o hiperstena, y augita o dialaga en menor proporción. Los cristales de bytownita o anortita son raros. No contienen olivino, y en algunos casos los piroxenos están parcial o totalmente uralitizados.

Los grandes diques de piroxenitas —Tuama, Kudia Zug, Igaseren— aparecen siempre orientados al NE. o NNE. y rodeados por las anfibolitas formadas por autometamorfismo de las propias piroxenitas o de los gabros con ellas relacionadas. En cualquier caso, las piroxenitas representan los últimos términos del plutonismo básico inyectado en el Precámbrico y son indudablemente anteriores a los diques de diabasas que las atraviesan.

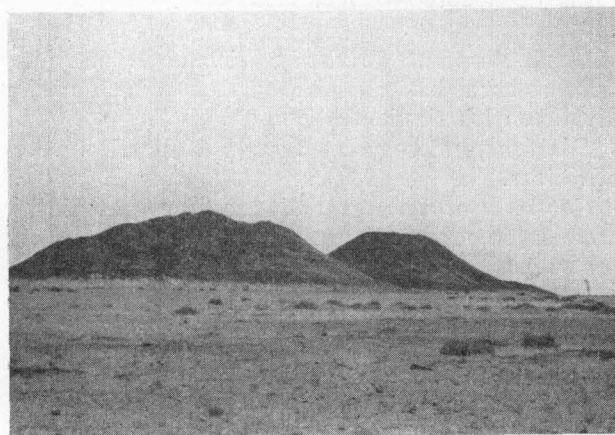


Fig. 14.—Sobre la penillanura de colores claros del Tiris destacan violentamente los diques oscuros de las piroxenitas de Tuama, al noroeste de Tichla.

3.6.4. Hiperitas.

Se incluyen bajo esta denominación las masas o diques de rocas gábricas que aparecen con relativa frecuencia dentro de las formaciones graníticas y, mejor aún, sieníticas —Auserd, Mederrurem— de la facies de Auserd. Las hiperitas parecen corresponder a masas de gabros y noritas, e incluso de diabasas, que han sido más o menos metamorfizadas durante los procesos de granitización.

En el campo se distinguen bien estas rocas por su color oscuro que destaca sobre el fondo gris o rojizo de las rocas ígneas ácidas. Al microscopio aparecen constituidas por bytownita, augita, hiperstena y olivino, acompañados por magnetita, ilmenita y circón. En las plagioclasas, las maclas de periclina son muy frecuentes junto con las de albíta-Carlsbad. Estos minerales pueden contener, especialmente en el núcleo, inclusiones orientadas de magnetita submicroscópica debida probablemente a fenómenos de exsolución. También los piroxenos —augita o augita-diopsídica frecuentemente macladas— presentan estructuras Schiller debidas a la exsolución de numerosos y finos cristales aciculares de ilmenita y magnetita.

Los ortopiroxenos pueden formar también cristales aislados, pero generalmente constituyen coronas alrededor de los cristales de olivino (fig. 15).

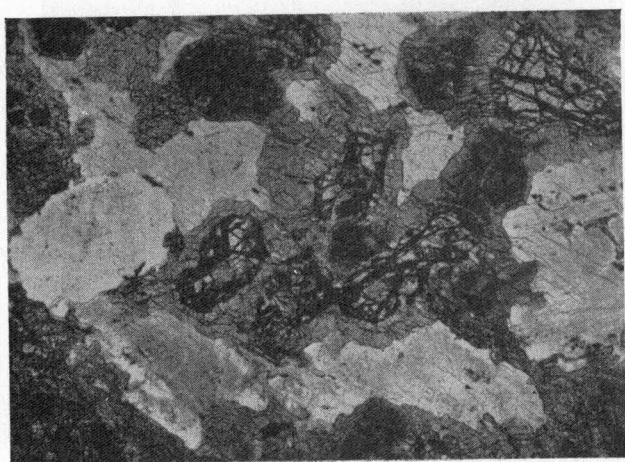


Fig. 15.—Hiperita olivínica, Tederruren. Nicoles paralelos, $\times 25$. El olivino está rodeado por coronas de orto y clinopiroxenos; se ven también augita, hiperstena, hornblenda, flogopita y bytownita. Los principales minerales accesorios son magnetita, ilmenita y apatito.

En general, se trata de hiperstena transformada periféricamente en hornblenda verde. Otras veces hay exsolución de hiperstena y augita. El olivino tiene composición media y suele estar muy fresco, rara vez serpentizado; presenta fracturas irregulares rellenas de óxidos de hierro y está rodeado por coronas de ortopiroxenos granudos. La hornblenda primaria es marrón y está siempre presente en la roca en mayor o menor proporción; tiene líneas de cruceo bien marcadas y fuerte pleocroísmo.

Entre los minerales accesorios, el más importante es la flogopita. Algunas veces aparece en cristales alargados según (0001), dentro de las plagioclasas o en las coronas de olivino.

El desarrollo de las coronas es una prueba del metamorfismo sufrido por estas rocas, siendo los efectos metamórficos más intensos en el borde de los afloramientos; en ellos se puede observar el paso entre las hiperitas olivínicas, masivas, y las hiperitas hornbléndicas, más o menos esquistosas.

Todos estos caracteres mineralógicos parecen probar que las hiperitas son anteriores a los procesos de granitización y que corresponden a gabros y noritas que no pudieron ser asimilados por las intrusiones de rocas ígneas ácidas.

3.6.5. *Ortoanfibolitas asociadas a rocas básicas.*

En el Precámbrico del Sahara meridional español es muy frecuente que los gabros y diabasas aparezcan asociados lateralmente con anfibolitas y gneiss anfibólicos que representan restos no transformados de las rocas originales (fig. 16).

Las ortoanfibolitas y ortogneiss están formados por hornblenda verde o actinolita, andesina o labrador, zoisita, epidota, clorita, magnetita, apatito y esfena. El cuarzo está ausente o es secundario. En algunos casos, los feldspatos están completamente saussuritizados —al igual que ocurre en las rocas básicas asociadas con las anfibolitas—, mientras que los minerales ferromagnesianos originales aparecen totalmente uralitizados.

En muchos casos —Tuama, Ferinina, Gleibat Tichla, etc.—, las rocas conservan todavía trazas de la textura diabásica o granuda que tenían las rocas ígneas básicas; sin embargo, a medida que aumenta la distancia a las rocas originales, los ras-

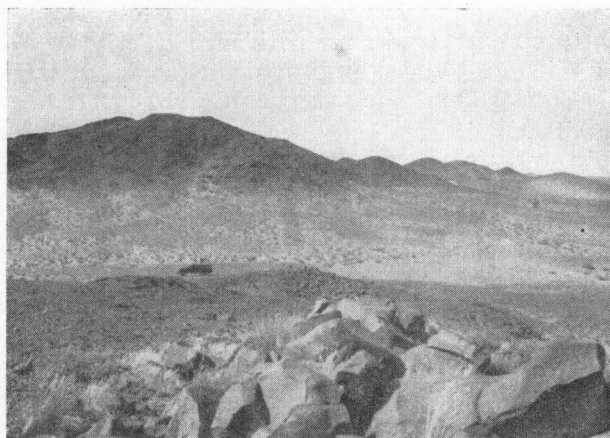


Fig. 16.—Aspecto de la masa de microgabros de Gleibat Tichla, que pasa lateralmente a anfibolitas. En primer término, erosión típica de un dique de diabasa más moderno que atraviesa los cerros en dirección Norte-Sur.

gos texturales se van borrando, y las anfibolitas y los gneiss anfibólicos acaban transformándose en masas lenticulares, más o menos discordantes con la esquistosidad de las rocas encajantes.

Este autometamorfismo lateral de las rocas ígneas básicas en anfibolitas más o menos feldespáticas se debe probablemente a que las intrusiones tuvieron lugar durante, o fueron inmediatamente anteriores a algunas de las orogenias precámbricas. Por ello, el metamorfismo consistió esencialmente en deformaciones estructurales que no fueron acompañadas de grandes cambios mineralógicos. Por el contrario, cuando se trata de rocas ígneas localizadas en las grandes zonas de cataclasis —p. e., en el Aadam Echdeira— y especialmente en los bordes del sinclinal de Leglat —p. e., en Fedrat Legsab—, el metamorfismo retrógrado sufrido por las rocas ígneas ha dado lugar a la formación de anfibolitas en las que no queda el menor rastro de las estructuras originales.

Un caso especial entre las rocas básicas es el de los esquistos graucofánicos de Gleibat Lefhuda, los cuales parecen deberse al metamorfismo de rocas ígneas alcalinas. La abundancia de plagioclasas ácidas y, en menor proporción, de calcita, epidota, zoisita y apatito, hace suponer que las rocas originales pudieron ser lavas espiliticas.

3.7. Diques de cuarzo

Los filones de cuarzo forman una extensa red de diques que ocupan las fracturas del Precámbrico y de los materiales paleozoicos suprayacentes. Su abundancia es tan grande, que el rag, especialmente en los límites occidentales del Tiris, cerca de la costa atlántica, está compuesto en su mayor parte por cantos de cuarzo blanco o lechoso, sacaroideo o compacto, procedente de la destrucción de los diques que atraviesan el basamento.

Algunos de los diques son posteriores al Paleozoico y parecen ser consecuencia de la actividad hidrotermal debida a la orogenia herciniana; se reconocen en seguida porque generalmente están intactos. Sin embargo, la mayor parte de los diques de cuarzo son anteriores al Cámbrico y han sufrido, por lo tanto, las consecuencias de las orogenias precámbrica y herciniana; por ello aparecen siempre brechificados, con estructuras cataclásticas y a veces miloníticas, y mostrando contactos anormales con las formaciones metamórficas que están en su contacto. Ellos, al igual que las cuarcitas de la serie de Amgala (fig. 17), indican muchas veces el límite de las grandes escamas de corrimiento del zócalo precámbrico —Bulautad, Miyec, Gleibat el Barca, Lehbéla, etc.



Fig. 17.—Yemeaia, norte de Derramán. Brecha tectónica en la base de las cuarcitas alóctonas de la serie de Amgala.

Muchas veces los diques pueden alcanzar dimensiones enormes (fig. 18), y llegar a medir varias decenas de kilómetros de longitud y más de un centenar de metros de potencia —Amseisat, Ferinina, Bulautad, etc. Los filones se adaptan normalmente a las direcciones del zócalo precámbrico y

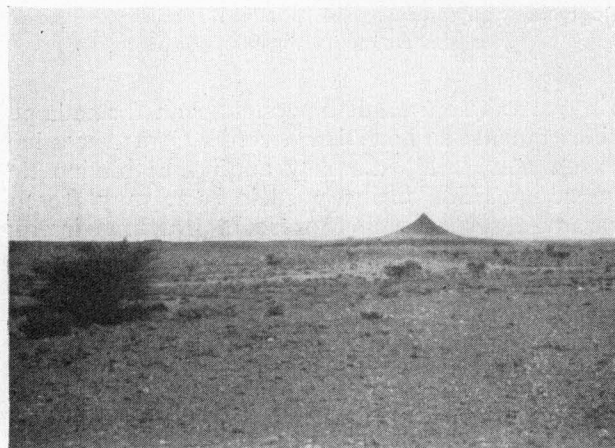


Fig. 18.—Galb Bulautad. Aspecto de uno de los grandes diques de cuarzo que atraviesan el Precámbrico.

sólo en algunas ocasiones son más o menos discordantes con aquéllas. Cerca del Atlántico, entre el Adrar Suttuf y las formaciones sedimentarias costeras, las direcciones son casi siempre NE. o NNE., y con menos frecuencia las normales a ellas. En la zona oriental del Sahara meridional español las direcciones son más variadas y los diques se ramifican con mucha frecuencia.

En general, se puede decir que el número de diques de cuarzo aumenta en las zonas miloníticas, como si su formación estuviera relacionada con una liberación de la sílice contenida en estas rocas. En cualquier caso, la mayor parte de los diques de cuarzo precámbrico es posterior a todas las rocas metamórficas e ígneas de esta edad.

3.8. El origen de las rocas metamórficas

Es difícil conocer el origen de rocas metamórficas formadas en facies de gran profundidad, y más aún cuando los análisis químicos escasean o faltan en absoluto. Por ello, nos apoyaremos fundamentalmente en el análisis petrográfico y en las observaciones realizadas sobre el terreno para intentar atribuir un origen ígneo o sedimentario a las rocas descritas en el apartado anterior.

3.8.1. Rocas silíceas.

Las *cuarcitas*, ferruginosas o no, tienen claramente un origen sedimentario y proceden del metamorfismo de sedimentos arenáceos puros o más o menos ferruginosos. En el primer caso, los minerales accesorios —moscovita, biotita y a veces feldespatos— indican la existencia de impurezas arcillosas, micáceas o feldespáticas. En el caso de las *cuarcitas* ferruginosas con magnetita, oligisto o grünerita —mineral éste que indica la existencia de un sedimento algo carbonatado—, el origen sedimentario es también evidente, porque además de estar frecuentemente asociadas con gneiss micáceos, cipolinos y leptinitas, no están relacionadas con rocas ígneas básicas que pudieran ser la fuente del hierro.

Por lo que se refiere a las *cuarcitas* con grünerita, el sedimento original pudo estar formado esencialmente por silicatos de hierro hidratados, principalmente greenalita y glauconia, cuyo intenso metamorfismo hizo posible la formación de magnetita y grünerita. En los casos en que la grünerita falta en absoluto, el sedimento original pudo ser una arenisca limonítica que daría lugar, respectivamente, a las itabiritas o a las *cuarcitas* magnetíticas bandeadas, de acuerdo con el grado de metamorfismo.

La concentración de los óxidos de hierro en masas lenticulares o en las charnelas de los pliegues tendría lugar entonces como consecuencia de procesos tectónicos posteriores.

3.8.2. Rocas silíceas y aluminicas.

Las raras *micacitas moscovíticas* y *biotíticas* debidas al metamorfismo regional están siempre relacionadas con rocas parametamórficas y tienen evidentemente un origen sedimentario. La mayor parte de las *micacitas*, sin embargo, corresponden a *cloritoesquitos* y *sericitoesquitos* formados por metamorfismo retrógrado durante los procesos cataclásticos; su origen serían entonces los gneiss moscovíticos y biotíticos, los gneiss anfibólicos y anfibolitas, y las rocas plutónicas ácidas y básicas.

Las grandes formaciones de *gneiss moscovíticos* y *granatíferos* que dan lugar a las formaciones metamórficas más extensas de la facies de Bulautad, y entre los que se encuentran intercaladas las corridas de *cuarcitas* y *cipolinos*, tienen también un origen sedimentario. Los gneiss moscovíticos derivarían de sedimentos arcillosos pobres en magnesita; los gneiss de dos micas, de sedimentos que originalmente tuvieron un contenido algo mayor en elementos ferromagnesianos; y los gneiss granatíferos, con mayor proporción de calcio, derivarían de sedimentos margosos.

En cualquier caso, el perfecto bandeado de las rocas, la clara orientación de sus minerales, y la falta de estructuras cataclásticas o de recristalizaciones que no sean debidas a fenómenos tectónicos posteriores a su formación, no dejan lugar a dudas en cuanto a su origen sedimentario.

Por lo que se refiere a las leptinitas, su frecuente asociación con *cuarcitas*, gneiss micáceos y anfibólicos, y la presencia de granates, parecen indicar también un origen sedimentario. Aunque los caracteres texturales y las condiciones de yacimiento que presentan a veces estas rocas, tales como la presencia de grandes cristales de cuarzo lenticular, localización en zonas altamente metamórficas y asociación frecuente con migmatitas de la facies de Auserd, sugieren que las leptinitas del Sahara español pueden tener, en algún caso, un origen mixto y ser, en parte, el resultado de procesos metasomáticos silíceos análogos a los que Rocci (1957) admite para las leptinitas del Ouassat, en Mauritania.

En realidad, la general escasez de feldespatos potásicos y la ausencia de granates en muchas leptinitas del Sahara español, hacen que estas rocas tengan más semejanza con las formaciones análogas del Ouassat que con las de la serie de Am-saga, en Mauritania occidental.

Por lo que se refiere a los *gneiss biotíticos* que constituyen la mayor parte de la serie de Auserd, el problema del origen es más fácil de resolver. Estas rocas muestran generalmente una textura granitoidea y una transición gradual a las rocas graníticas de dicha serie —muchas veces se las podría clasificar mejor como gneiss graníticos— que indican claramente un origen ígneo. Los gneiss biotíticos derivan, por lo tanto, de antiguos granitos calcoalcalinos con biotita.

3.8.3. Rocas calco-magnesianas.

Los *cipolinos* y las *calizas con silicatos* corresponden sin duda al metamorfismo de antiguas calizas magnesianas o dolomíticas. En estas rocas, la naturaleza de los carbonatos —casi siempre calcita—, la composición de los anfíboles —generalmente magnesianos, tremolita y actinolita—, la textura del cuarzo —en masas lenticulares o en placas formadas por varios cristales bien diferenciados—, la abundancia de esfena, etc., indican claramente una génesis sedimentaria.

Lo mismo se puede decir de las *anfíbolitas* y *diopsiditas* asociadas a las calizas con silicatos, en donde forman las capas estrechas, rectilíneas o replegadas, que aparecen a veces formando pliegues ptigmáticos.

Ampliando los razonamientos anteriores, se puede admitir también un origen sedimentario para las *anfíbolitas* y *gneiss anfibólicos* y *piroxénicos*, granatíferos o no, que tan abundantes son en la facies de Bulautad. En muchos casos, es posible ver el paso lateral de las calizas con silicatos, especialmente diópsido, a las piroxenitas feldespáticas y gneiss anfibólicos, por lo que se puede suponer que todas estas rocas se habrían formado por el metamorfismo de sedimentos margosos y calizos, más o menos silíceos.

El hecho de que algunos gneiss piroxénicos —p. e., en Bulautad— contengan alguna vez microclina cristalizada en los intersticios de los otros minerales —concretamente cuando los gneiss piroxénicos se encuentran junto a rocas graníticas— se puede atribuir a un metasomatismo de contacto.

Un caso diferente es el de algunas anfíbolitas feldespáticas y piroxénicas que forman a modo de lentejones aislados, resistentes y bien definidos, dentro de la facies de Bulautad —muchas veces entre rocas esencialmente alumínicas; p. e., gneiss micáceos y granatíferos—, y que incluso pueden tener sus bordes ligeramente discordantes con las rocas encajantes. En estos casos, la composición mineralógica y las condiciones de yacimiento parecen indicar que se trata de antiguas venidas de

rocas ígneas básicas que fueron posteriormente metamorfizadas.

Lo mismo se puede decir de las *serpentinas* distribuidas esporádicamente en la facies de Bulautad. La forma irregular de los pequeños afloramientos y su asociación con *talcoesquistos* y *cloritoesquistos* indican claramente que corresponden a rocas ultrabásicas metamorfizadas.

En cualquier caso, no se puede poner en duda el origen ígneo de las anfíbolitas plagioclásicas que están asociadas lateralmente con las intrusiones básicas y ultrabásicas de la serie de Auhaifrit, es decir, con los gabros y noritas de la facies del Adrar y con las grandes masas y diques de piroxenitas y diabasas que atraviesan el zócalo por todo el Sahara meridional español.

Por lo que se refiere a los *gneiss hipersténicos* y a las *plagioclasitas piroxénicas* que constituyen la parte más importante de la facies charnockítica del Adrar, el problema tiene más difícil solución. Como ya se ha indicado anteriormente, la composición química y las condiciones de yacimiento de los gneiss hipersténicos del Adrar Suttuf parecen indicar un origen ígneo, dada la basicidad de estas rocas y su estrecha asociación con los gabros y noritas; corresponderían, pues, estos gneiss al metamorfismo de basaltos y noritas.

Sin embargo, las rocas charnockíticas ácidas que aparecen distribuidas por todos los puntos del Sahara, tanto en la facies de Bulautad —Auhaifrit, Adleib Ergab—, como en la facies de Auserd —Agüenit, Lechuaf, Gleibat Laanna, etc.—, y que están asociadas normalmente con leptinitas y gneiss micáceos y anfibólicos de indudable génesis sedimentaria, podrían tener un origen mixto. Estas rocas, formadas esencialmente por cuarzo, feldespato, piroxenos y magnetita, con intercalaciones irregulares de rocas anfibólicas y piroxénicas que podrían tener un origen ígneo, corresponderían al metamorfismo de sedimentos silíceos y arcillosos que fueron penetrados por rocas ígneas básicas y metamorfizados posteriormente en condiciones de gran presión confinante, alta temperatura y ausencia de agua.

3.8.4. Metamorfismo retrógrado.

Dada la importancia que los fenómenos de diaforésis tienen en el Precámbrico del Sahara español, resulta necesario hacer una referencia a los cambios más importantes que han sufrido las rocas de la serie de Auhaifrit para ajustarse a las condiciones físico-químicas características de las zonas con menor grado de metamorfismo.

Aunque no es exclusivo, el metamorfismo re-

trógrado parece ser más importante en las rocas precámbricas que han estado cubiertas por materiales más modernos, y por ello sus efectos son más fuertes en las áreas precámbricas situadas en las proximidades o dentro del sinclinal de Leglat.

Los signos más característicos del metamorfismo retrógrado en las rocas que constituyen la serie de Auhaifrit son la de fuerte sericitación de las plagioclasas y la cloritización de la biotita. En las rocas básicas y en las anfibolitas, la sericitación va acompañada de una fuerte saussuritización (fig. 19),

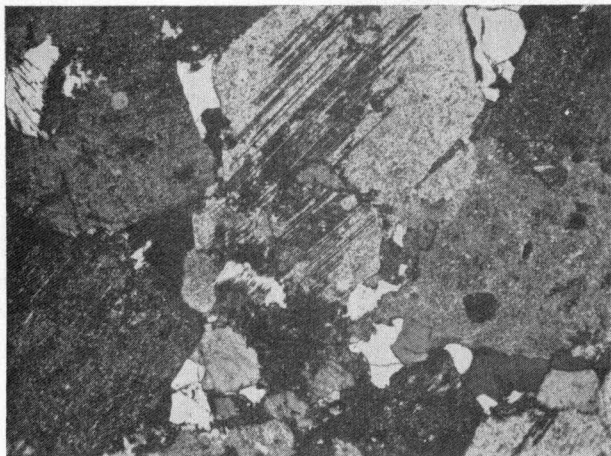


Fig. 19.—Metamorfismo retrógrado de las cuarzodioritas al oeste de Buleriah. Nícoles cruzados. $\times 25$. Los cristales aciculares de zoisita-epidota crecen a lo largo de los planos de macla de las plagioclasas; otros minerales presentes en la fotografía son cuarzo, biotita, apatito, circón y magnetita. La biotita está completamente cloritizada.

con gran desarrollo de los minerales del grupo de la epidota y aparición de albita de neoformación. Sin embargo, este fenómeno no ocurre sólo en las rocas básicas, ya que áreas más importantes de leptinitas y de ortogneiss graníticos de la facies de Auserd están fuertemente epidotizados.

Por lo que se refiere a los piroxenos y anfíboles, los cambios son de dos tipos. En unos casos, la alteración se ha traducido en la formación periférica de hornblenda alrededor de los piroxenos, y de clorita y calcita alrededor de los anfíboles; en otros casos, la alteración se lleva a cabo a lo largo de fisuras o de los planos de macla y exfoliación. En cualquiera de los dos casos, el gran desarrollo de la sericita, incluso en rocas que carecen o contienen potasio en muy pequeña cantidad, demuestra que, por lo general, el metamorfismo retrógrado se ha producido por una acción combinada de las condiciones reinantes en zonas de bajo grado

de metamorfismo —menor temperatura y presión, y mayor cantidad de agua— y por el aporte de potasio en condiciones probablemente hidrotermales.

3.9. *Metamorfismo y plutonismo*

La serie de Auhaifrit está formada por dos grupos de rocas metamórficas bien diferenciados: uno, la facies de Bulautad, de origen principalmente sedimentario, y otro, la facies de Auserd, de origen ígneo. La edad de ambas formaciones parece ser la misma en líneas generales; o, por lo menos, el grado de metamorfismo sufrido por las rocas que forman ambas facies impide hacer distinciones cronológicas entre ellas.

La intensidad del metamorfismo sufrido por las rocas de la serie de Auhaifrit varía entre el de la catazona, para las rocas más profundas, y el de la mesozona, para las rocas de los niveles superiores, según la clasificación de Grubenmann (Nigli, 1924); es decir, entre las facies de las anfibolitas y de las granulitas de Eskola (1939) o entre las zonas de los gneiss superiores y de los inferiores de Jung y Roques (1952).

En algunos casos, concretamente cuando las rocas de la serie de Auhaifrit han sufrido los efectos del metamorfismo retrógrado o de acciones cataclásticas intensas, el grado de metamorfismo corresponde al de la epizona o al de sus equivalentes, las zonas de las micacitas superiores e inferiores, o las facies de los esquistos verdes y de las anfibolitas epidóticas.

Por otra parte, las modificaciones sufridas en la textura y composición mineralógica por algunas rocas de la facies de Bulautad cuando están en contacto con los gneiss de origen granítico, por ejemplo, la abundancia de turmalina en las serpentinas y gneiss moscovíticos de El Hareisa, de escapolita en los gneiss anfibólicos de Bulautad, de antofilita en los gneiss anfibólicos al sur de Auhaifrit, de escapolita, flogopita y wollastonita en los cipolinos próximos a las rocas ortometamórficas, los skarn granatíferos de Galb Admar, etc., prueban la existencia de procesos metasomáticos y fenómenos de contacto que no podrían haberse producido si los ortogneiss hubieran sido anteriores a las rocas metamórficas de origen sedimentario.

Todo ello hace suponer que los ortogneiss biotíticos de la facies de Auserd corresponden, en general, al metamorfismo de rocas graníticas introducidas entre las formaciones sedimentarias de la facies de Bulautad. En este caso, las corridas de leptinitas, gneiss hipersténicos y anfibólicos, cuarcitas con grünerita y diópsido, etc., que aparecen distribuidas esporádicamente entre los ortogneiss de

la facies de Auserd —especialmente entre Agüenit, Galb el Fula y Legleia—, corresponderían a rocas sedimentarias de la facies de Bulautad conservadas entre los gneiss de origen granítico que aparecen alternando con ellas.

Por lo que se refiere a los granitos y sienitas de la serie de Auhafrit —Bulautad, Hayera el Beida, Tichla, Lechuaf, Auserd, etc.—, de carácter claramente intrusivo, estas rocas plutónicas corresponden a intrusiones sincinemáticas emplazadas durante las fases culminantes de los procesos orogénicos. Y aunque estas rocas sufrieron posteriormente los efectos de los esfuerzos tectónicos precámbricos o hercinianos que orientaron aún más sus minerales y les dieron la lineación más o menos acentuada que caracteriza a todas las rocas plutónicas del Sahara español, son todavía visibles los efectos de la alteración hidrotermal póstuma que produjeron sobre las rocas encajantes; y de los cuales, el más importante corresponde a los extensos procesos de silicificación y epidotización que tuvieron lugar en o cerca de las áreas con gran densidad filoniana.

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Las rocas precámbricas del Sahara español han sufrido, como mínimo, los efectos de un ciclo orogénico precámbrico y de otros paleozoico, lo que ha dado lugar al plegamiento y metamorfismo de sus materiales, primero, y a la intensa deformación tectónica del basamento, después.

Resulta, por lo tanto, imposible poder llegar a conocer con detalle los caracteres tectónicos de las formaciones precámbricas, formadas por series de rocas altamente metamórficas y levantadas hasta la vertical o subverticales. En el estado actual de conocimientos sólo se pueden definir las grandes unidades estructurales, las direcciones principales de los accidentes tectónicos y, en lo que ello es posible, el orden en que éstos se han producido.

El Precámbrico del Sahara español se encuentra situado en el extremo occidental de la gran dorsal cristalina del Karett-Yetti, en la parte comprendida entre las depresiones tectónicas de Tinduf y del Aaiún, que la limitan por el norte, y la de Tanga, por el sur, formando parte esta última depresión de otra unidad tectónica mucho mayor, que es el sinclinal de Taoudeni.

En el Sahara septentrional, el Precámbrico se extiende por el borde norte del anticlinal del Eglab y constituye una unidad estructural caracterizada por las direcciones tectónicas atlásicas, es decir, ENE. Por ello, los diques de rocas básicas que surcan la penillanura granítica tienen precisamente

esta dirección; la misma que, según Alía (1948 y 1949), sigue el borde meridional de la depresión de Tinduf y ha dado lugar a la disposición monoclinial de los sedimentos paleozoicos desnivelados por los hundimientos del zócalo precámbrico. Aunque, como señala este autor, el límite occidental del basamento en esa región está condicionado, a su vez, por el escalón tectónico del Zemmur (Alía, 1949), gran zona de fractura de dirección submeridiana, NNE., que es precisamente la dominante en el resto del Precámbrico del Sahara español.

En contraste con la monotonía estructural de la región septentrional, en el Sahara meridional español existen tres unidades tectónicas muy importantes por la influencia que han tenido en la evolución del zócalo y de los materiales más modernos que sobre él se depositaron (fig. 20) (Arribas, 1960).

De este a oeste, estos tres elementos son los siguientes:

El anticlinal del Tiris, cuyo eje se dirige aproximadamente al ENE., es la prolongación en el Sahara español del gran anticlinal del Eglab, la enorme dorsal cristalina que, desde Argelia, se extiende hasta las proximidades de Akjoujt, en Mauritania. Sus puntos culminantes en el Sahara español son los granitos, las sienitas y los ortogneiss de la facies de Auserd.

El sinclinal de Leglat, de dirección NNE., atraviesa el Precámbrico del Sahara español desde el sur de Bir Enzaran hasta las proximidades de Tichla. En esta depresión, que se puede considerar como una ramificación o, lo que es más probable, como el extremo meridional del sinclinal de Tinduf, se encuentran las formaciones paleozoicas, ligeramente metamorfizadas, de la serie de Amgala. Formaciones que se prolongan hacia el norte por el escalón tectónico del Zemmur, dando lugar al borde oriental de la depresión del Aaiún.

El anticlinal del Adrar, de dirección NNE., constituye una bóveda interpuesta entre el sinclinal de Leglat y la depresión tectónica de la costa. Sus puntos culminantes son las rocas charnockíticas del Adrar Suttuf.

Anticlinales del Tiris y del Adrar.—Aunque es imposible conocer con detalle la evolución tectónica de las cadenas precámbricas que forman los anticlinales del Tiris y del Adrar, es, sin embargo, muy clara la dirección paralela submeridiana que siguen los pliegues en su conjunto.

En cualquier caso, parece indudable que en el carácter de los pliegues ha influido decisivamente la naturaleza de las rocas que forman la serie de Auhafrit, porque mientras las rocas de la facies de Auserd suelen estar plegadas más desordenadamente, las rocas de la facies de Bulautad poseen un estilo claramente isoclinal e, incluso cuando se

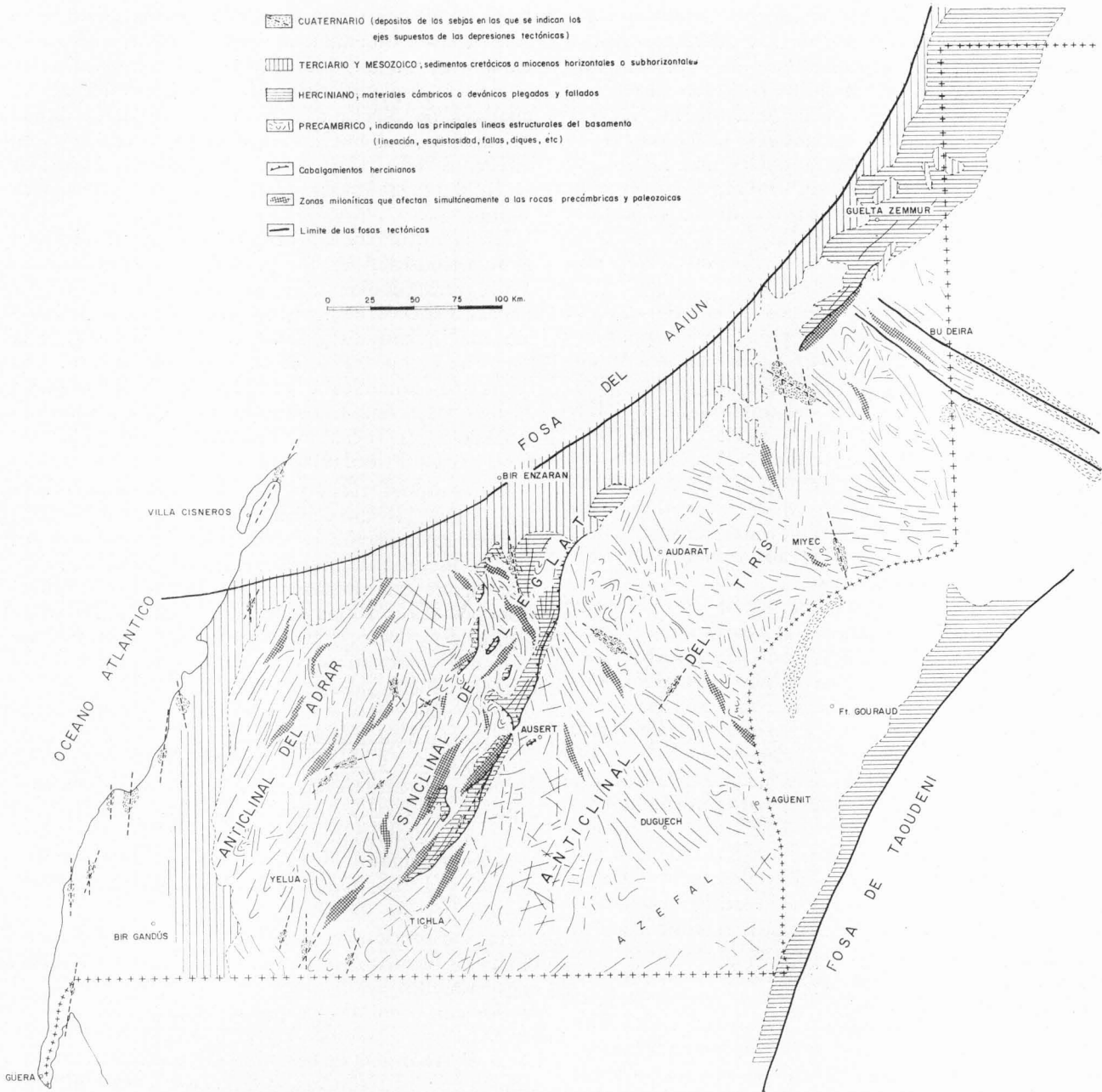


Fig. 20.—Principales unidades estructurales y esquema tectónico del Precámbrico del Sahara meridional español. Basado parcialmente en observaciones de Alía (1960), Arribas (1960) y Rosso (1963).

trata de la asociación mármol-anfibolita-cuarcita, un estilo apalachiano muy rebajado por la erosión. Caracteres tectónicos que saltan inmediatamente a la vista cuando se atraviesan las zonas centrales de los dos grandes anticlinales precámbricos en dirección normal a los pliegues.

Hay que destacar, además, que la dirección de

los pliegues de las dos grandes unidades anticlinales precámbricas —las cuales coinciden, por otra parte, con las dos grandes cuencas de sedimentación en que se divide la serie de Auhaifrit (ver 5.1)— tienen una diferencia fundamental.

En el anticlinal del Adrar, las rocas de la facies de Bulautad y los gneiss de la facies de Ausert

están dirigidos, en conjunto, al NNE.; exceptuando naturalmente las variaciones de detalle que tienen lugar principalmente en los contactos con la serie de Amgala —especialmente en el área de Auhafrit y en la de Gleibat Lefhuda, donde las estructuras se dirigen muy frecuentemente al NNW— o con las intrusiones graníticas sintectónicas de Bulautad, Hayera el Beida y Derraman. No hay diferencias importantes, sin embargo, en el contacto con los plutones básicos de la facies del Adrar, donde los gneiss hipersténicos y otras rocas de la serie charnockítica se dirigen al NNE. con una continuidad sorprendente.

Es probable, además, que los altos valores de la gravedad en la zona de dirección NNE., que atraviesa el Sahara español desde Agracha hasta el Janfra, en la frontera con Marruecos (Querol, 1966), indiquen la prolongación del anticlinal del Adrar bajo la cubierta de materiales terciarios, mesozoicos y paleozoicos que ocupan la depresión del Aaiún. A estos últimos corresponderían las rocas halladas en el fondo de los sondeos Huetat A1-41, de Amospain, y 56-1, de Tidewater, cuyas edades absolutas han resultado ser 304 y 605 m. a. respectivamente (Querol, 1966).

El sondeo Uetat A1-41 (25° 55' 31" N. y 12° 52' 27" W.) terminó en dolomías, posiblemente infra-cámbricas (*), que habrían sido ligeramente metamorfizadas durante la orogenia herciniana. Por ello, podrían ser consideradas como la representación más occidental del Paleozoico del Zemmur.

El sondeo Tidewater 56-1 (24° 23' 59" N. y 14° 10' o 1" W.) terminó en unas cuarcitas micáceas, cuya continuación no ha podido ser confirmada hasta ahora en el Sahara meridional español, que podrían indicar la existencia de un Precámbrico superior bajo la cubierta de materiales sedimentarios de la depresión del Aaiún, al N. de Bir Enzaram.

En el anticlinal del Tiris, por el contrario, la dirección dominante en las rocas precámbricas es la NNW., e incluso NW., como ocurre en Bu Deira, en la continuación de los Sfariat mauritanos. Sin embargo, en la mitad meridional de esta unidad anticlinal, que, como ya se ha indicado antes, coincide aproximadamente con la cuenca oriental de sedimentación precámbrica, la dirección de los pliegues va cambiando de norte a sur para pasar de la dirección NNW. a la N., e incluso a la NNE., y terminar poniéndose casi paralela a la dirección dominante en las rocas del anticlinal del Adrar.

Por esta razón, uno de los factores estructurales más importantes en el anticlinal del Tiris sería el enorme doble arco de más de 500 km. de longitud que, en líneas generales, se dirige desde el borde

de la hammada del Carb, al oeste de Smamit, hasta el norte de Akjoujt, en Mauritania. Esta línea pasaría aproximadamente por Audarat, Gleib Sidi Enhamed, Gleibat Laadam y Galb Sel Aurich, en el Sahara español, cambiando la dirección de los pliegues de NNE. a NW.; y continuaría dando la vuelta por el este de Agüenit para seguir, ya en dirección NE., por la serie de Amsaga, desde Dar el Kelb hasta Malichigdane, en Mauritania occidental.

Esta enorme curvatura que, siempre en términos generales, describen los pliegues del anticlinal del Tiris, sería debida a la presencia en el sur del Sahara español de la gran masa de ortogneiss y plutones graníticos y sieníticos que constituyen la parte más importante de la facies de Auserd. Las rocas que forman esta facies habrían hecho el papel de bloques resistentes contra los cuales se habrían moldeado las rocas metamórficas, más plásticas, de la facies de Bulautad.

En cualquier caso, y a pesar de la importancia que tienen las direcciones atlánticas, submeridianas, en la evolución tectónica del Precámbrico del Sahara meridional español, hay que destacar la influencia de las alineaciones atlásicas en la evolución posterior de los materiales rígidos del basamento. En efecto, gran parte de las dislocaciones tectónicas precámbricas, o de las que tuvieron lugar en épocas posteriores, tiene dirección ENE. o la normal a ésta. Su influencia es claramente visible en la distribución de los haces de diques de rocas ácidas y básicas, especialmente de estas últimas, que atraviesan el Precámbrico del Sahara español, los cuales lo hacen según una red que resulta ser combinación de las dos direcciones tectónicas principales, NNE. y ENE., de las normales a ellas, y de las bisectrices producidas por cizallamiento (Rosso, 1963).

En este sentido, ya Alía (1960) destacó la importancia de las dos direcciones tectónicas principales, especialmente de la atlántica, en el desarrollo de las formas costeras, ya que la actual línea de borde sería el resultado del basculamiento gravitacional hacia el Atlántico de los bloques precámbricos divididos por las fracturas de dirección submeridiana.

Por otra parte, la combinación de las fracturas de dirección atlántica y atlásica ha dado lugar a una tectónica en arcos que Alías (1948 a) definió en el Sahara septentrional español. En las zonas meridionales, esta tectónica estaría representada por las formas ligeramente arqueadas del borde oriental del sinclinal de Leglat y por la curvatura del escarpe de la hammada entre el Guelta de Zemmur e Imilili.

En cualquier caso, los efectos morfológicos más recientes que han tenido lugar en el interior de las

(*) QUEROL, R.: Comunicación personal.

áreas precámbricas según las dos direcciones estructurales principales, han sido el desarrollo de la red fluvial cuaternaria y la formación de las sebjas (Alía, 1959). Estas últimas depresiones, de edad generalmente terciaria, se han producido según direcciones estructurales bien definidas y muy frecuentemente en el cruce de dos o más de ellas entre sí; dando lugar, a veces, a hundimientos de forma más o menos circular, como en el caso del Haforat de Tercat, en el borde occidental del Adrar Suttuf.

Sinclinal de Leglat.—Esta larga zona de dirección submeridiana, NNE., que mide más de 250 kilómetros de longitud y que debió tener, por lo menos, 50 km. de anchura en algunos puntos, corresponde a una gran depresión tectónica que en tiempos precámbricos separó los anticlinales del Adrar y del Tiris. Esta unidad estructural representa probablemente el extremo meridional del sinclinal de Tinduf y ha servido, como éste, de cuenca de sedimentación a los materiales paleozoicos de la serie de Amgala depositados al sur del Zemmur. En ella se encuentran las raíces de la gran cadena herciniana de las Mauritanicas (Sougy, 1962 *b*), en la parte correspondiente al Sahara meridional español.

En la mitad septentrional del sinclinal de Leglat, los materiales paleozoicos están interrumpidos por bloques de rocas precámbricas que separan entre sí las alineaciones occidentales —El Uarma, Amgala—, las centrales —Auarec, Yemeaia— y las orientales —Lasc, Tisnagaten, Amechcarif, Leglat—.

En la mitad meridional, al sur de Leglat, las rocas de la serie de Amgala se acunian y dan lugar solamente a dos alineaciones: la oriental, formada por las corridas de Buleriah, Gursiat y Doloo Esder, y la occidental, mucho más reducida, representada por los materiales paleozoicos, más variados, de Gleibat Lefhuda, Atil y El Fernan, y de Lehauida.

En el extremo meridional, las dos alineaciones se convierten en una sola que da lugar a las corridas de cuarcitas de Tleha y de Eig, al norte de Tichla.

Desde el punto de vista tectónico, el hecho más importante ha sido la repercusión que los movimientos orogénicos hercinianos han tenido no sólo sobre los materiales paleozoicos, sino también sobre los bloques encajantes del basamento precámbrico.

Por lo que se refiere a los primeros, y de acuerdo con las ideas de Sougy (1962 *a*), existen unas unidades autóctonas, monoclinales, claramente discordantes sobre el zócalo (fig. 21), y otras alóctonas, epimetamórficas, volcadas y arrastradas sobre los propios materiales paleozoicos o directamente sobre el basamento precámbrico (fig. 22).

Los dos grupos, y sobre todo el alóctono, muestran deformaciones cataclásticas —Buleriah, Doloo Esder, Tisnagaten—, plegamientos más o menos

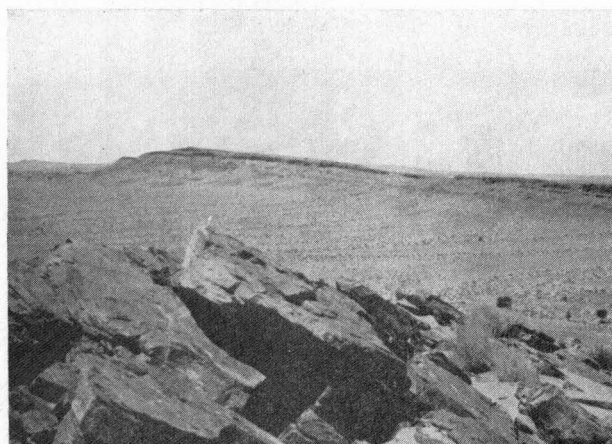


Fig. 21.—Aspecto de un pliegue monoclinal en la sebjá Doloo Esder. La discordancia entre el Paleozoico y el Precámbrico es muy clara en estas unidades autóctonas de la serie de Amgala.

intensos —Amgala, Auarec—, y pinzamientos muy apretados —Yameaia, Gursiat, Thela, Eig—, en los que a veces resulta difícil distinguir los esquistos

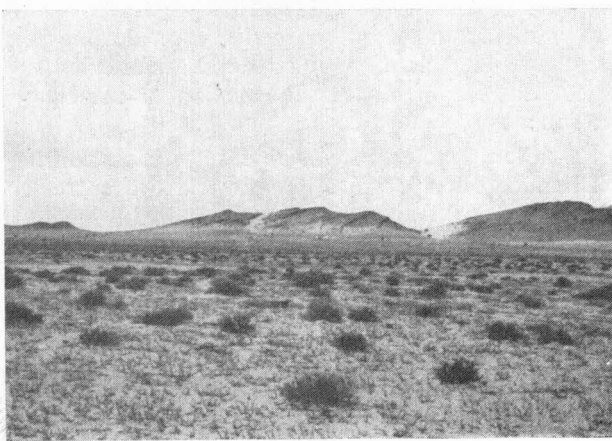


Fig. 22.—Unidades alóctonas de la serie de Amgala, en la localidad de este nombre. Los sinclinales que se ven en la fotografía están formados por cuarcitas y micacitas alternantes, volcadas hacia el Este.

paleozoicos, epimetamórficos y más o menos milonitizados, de los materiales precámbricos análogos (fig. 23). Porque el efecto más interesante de

los movimientos orogénicos hercínianos sobre las rocas del basamento ha sido el desarrollo de enormes zonas de cataclasis, generalmente de dirección submeridiana, que puedan llegar a tener más de 100 km. de longitud y 10 km. de anchura.

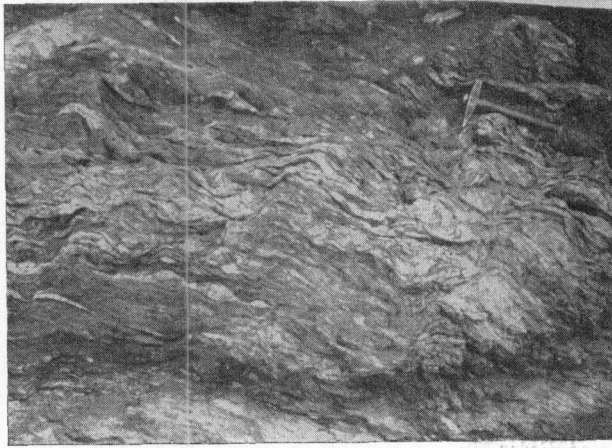


Fig. 23.—Cuarcita sericítica, milonitizada, de la serie de Amgala, en Leglat. Las rocas paleozoicas fueron aplastadas aquí contra el horts precámbrico de Derraman.

Estas zonas de cataclasis se reconocen por la abundancia de rocas miloníticas que existen indistintamente en todos los materiales de la serie de Auhaifrit, incluidos las migmatitas y granitos, por lo que es indudable que se produjeron después de terminado el ciclo orogénico del Precámbrico inferior. Las características de estas zonas cataclásticas son:

La milonitización es variable según los puntos, existiendo todos los términos de tránsito entre las

formaciones ligeramente cataclásticas y las miloníticas en las que resulta imposible reconocer las rocas originales.

Las zonas cataclásticas que afectan a las rocas de la serie de Auhaifrit se caracterizan frecuentemente por la importancia de los procesos de metamorfismo retrógrado, aunque éstos no sean exclusivos de dichas zonas.

Las rocas miloníticas aparecen casi siempre verticales y con esquistosidad muy marcada, especialmente las que derivan de gneiss micáceos y anfibólicos, y anfibolitas.

Las zonas cataclásticas más importantes se encuentran en las áreas adyacentes al sinclinal de Leglat y en muchos casos afectan simultáneamente a las series de Auhaifrit y de Amgala.

Es posible que algunas zonas miloníticas se produjeran durante el Precámbrico superior. Las más importantes, sin embargo, tienen direcciones paralelas a los accidentes hercínianos y deben ser, por lo tanto, de esta edad; aunque estos accidentes sigan direcciones tectónicas que también son características del zócalo precámbrico.

5. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

5.1. Procesos petrogénicos en el Precámbrico

Los resultados obtenidos en el estudio petrográfico y del metamorfismo de las rocas precámbricas, así como las observaciones de campo, permiten sacar algunas conclusiones sobre la evolución geológica de los materiales que constituyen la serie de Auhaifrit (fig. 24).

Dentro de esta serie, el complejo constituido por las potentes formaciones de gneiss micáceos y anfibólicos, y gneiss granatíferos y leptinitas, en las que aparecen intercalados cipolinos, anfibolitas y

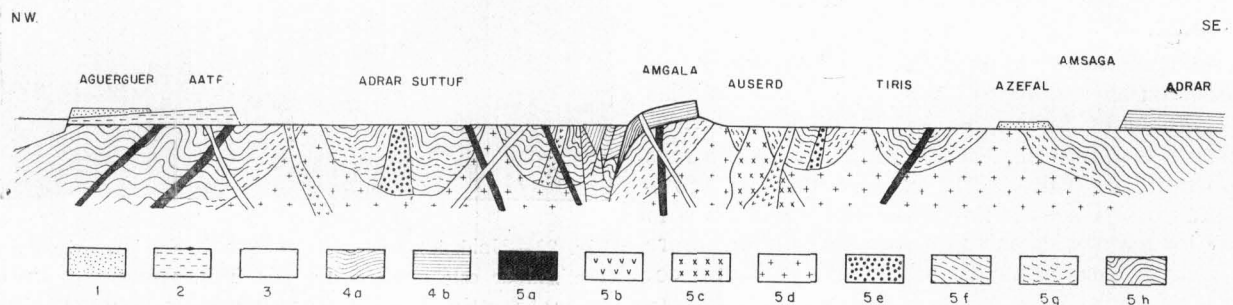


Fig. 24.—Sección transversal generalizada del Precámbrico del Sahara meridional español. 1, Cuaternario; 2, Terciario y Mesozoico; 3, diques de cuarzo post-paleozoicos; 4, Paleozoico (serie de Amgala): a, alóctono; b, autóctono; 5, Precámbrico: a, rocas básicas modernas (diabasas); b, rocas ácidas (microgranitos, riolitas y cuarzo); c, sienitas sincinemáticas; d, granitos y granodioritas sincinemáticas; e, rocas básicas antiguas (hiperitas, gabros y piroxenitas); f, facies del Adrar (charnockitas); g, facies de Auserd (ortogneises y migmatitas); h, facies de Bualautad (paraneises).

cuarcitas, tendría un origen sedimentario y correspondería a lo que hemos llamado facies de Bulautad.

En relación con esta facies, el conjunto de rocas charnockíticas que varía desde gneiss y cuarcitas hipersténicas hasta gabros, noritas y piroxenitas hipersténicas, tendría un origen mixto, y habría sido debido al metamorfismo de las rocas ígneas básicas y sedimentarias que constituyen lo que se ha llamado facies del Adrar.

La distribución, en la facies de Bulautad, de los niveles de origen detrítico, químico y orgánico—cuarcitas y calizas cristalinas— indica la existencia de dos grandes cuencas de sedimentación durante el Precámbrico. Una de estas cuencas, dirigida aproximadamente al NNE., estaría situada en la mitad occidental del Sahara meridional español, entre Auserd y la costa atlántica. La otra, dirigida al NNW., ocuparía la mitad norte oriental, aproximadamente entre el Zemmur y el paralelo 33° de latitud norte, aunque algunas masas importantes de rocas pertenecientes a esta cuenca se extienden hasta el paralelo 22° latitud N.

La diferencia fundamental entre las dos cuencas sería, aparte los cambios generales de dirección de las rocas metamórficas, la repartición y naturaleza de las facies charnockíticas. Así, en la cuenca occidental, las rocas hipersténicas son generalmente básicas y están concentradas en su mayor parte en el Adrar Sutuff, con algunos afloramientos más reducidos entre Auarec y la sebja de Tenuaca. En la cuenca oriental, por el contrario, las rocas charnockíticas son más ácidas y su distribución es mucho más irregular. Están repartidas en varios núcleos importantes localizados principalmente a lo largo de la frontera con Mauritania, entre Agüenit y Miyec, concretamente.

Por otra parte, entre las rocas sedimentarias que dieron lugar a la facies de Bulautad, debieron existir intrusiones de rocas ácidas y básicas cuyo metamorfismo originó las grandes masas de ortogneiss biotíticos y las más pequeñas de anfibolitas y serpentinas que existen intercaladas en aquella facies. Estos ortogneiss biotíticos son los que iban a constituir la facies de Auserd, junto con las migmatitas y granitos sincinemáticos a los que vamos a aludir más adelante.

Como ya se ha citado antes, el metamorfismo regional que transformó en esquistos cristalinos todas las rocas ígneas y sedimentarias de la facies de Bulautad corresponde a la catazona y, sólo localmente, en las facies menos profundas, a la mesozona. Por lo que se puede afirmar que una gran cantidad de rocas precámbricas desapareció antes del depósito de los sedimentos paleozoicos.

En general, el metamorfismo regional de los materiales precámbricos tuvo lugar antes de que

se produjeran las principales fases de plegamiento. A pesar de ésto, no es posible conocer en detalle la evolución tectónica de los diferentes períodos orogénicos, ya que el metamorfismo ha borrado casi todo vestigio de las estructuras originales. Solamente se ve claro el estilo isoclinal, de dirección submeridiana, en las rocas de las facies de Bulautad, exceptuando naturalmente las complicaciones de detalle y los importantes cambios de dirección de la zona oriental a los que se ha aludido en el apartado anterior.

El intenso plegamiento y metamorfismo de los sedimentos profundos de la facies de Bulautad fueron acompañados por un gran desarrollo de migmatitas y por la formación de granitos de anatexia en los que se puede seguir la traza, más o menos transformada, de las estructuras metamórficas originales.

Aunque es posible que haya habido más generaciones de rocas plutónicas en el Precámbrico del Sahara meridional español, hasta ahora sólo se han podido distinguir tres tipos bien definidos. El más antiguo corresponde a los granitos biotíticos, sincinemáticos, generalmente orientados y frecuentemente migmáticos, de Tichla; es el más abundante dentro de la facies de Auserd, porque si bien los granitos de Bulautad y Hayera el Beida son probablemente de la misma edad, el aspecto porfídico, los abundantes enclaves, y la menor orientación de sus minerales, hacen suponer que ellos corresponden a una fase posterior del mismo período de granitización.

De la misma época que los granitos, y también sincinemáticas, son las sienitas nefelínicas, cuyas intrusiones están frecuentemente transformadas en gneiss egrínicos en los bordes de los pequeños batolitos.

Finalmente, los procesos de granitización se terminaron en el Sahara meridional con la aparición de los granitos y microgranitos moscovíticos que, en puntos muy localizados, atraviesan a todas las rocas plutónicas citadas anteriormente.

En el Sahara septentrional español, la mayor parte del Precámbrico está constituida por los granitos recientes del Zemmur, de composición variable entre la de las granodioritas y los granitos alcalinos. Estos granitos son posteriores a los del Sahara meridional y, de acuerdo con Rocci (1957), corresponderían a los granitos precámbricos más modernos existentes en otros países africanos. Este autor los compara concretamente con los «granites jeunes» del Air y con los «younger granites» de Nigeria, pero las últimas determinaciones de edad no parecen confirmar que estos granitos sean ciertamente precámbricos.

Por lo que se refiere al emplazamiento de las

rocas básicas antiguas —gabros, noritas y piroxenas— que se encuentran repartidas por toda la serie de Auhaifrit, pero concentradas especialmente en la facies del Adrar, aquél parece ser anterior a las intrusiones de granitos y sienitas, ya que dentro de estas rocas se encuentran las inclusiones de hiperitas biotíticas que parecen derivar de antiguos gabros y noritas. Por el contrario, no cabe lugar a dudas de que, en el Sahara español, la enorme red de masas y diques de microgabros y diabasas que ascendieron y ocuparon las fracturas del escudo precámbrico cuarteado, constituyendo las raíces de un gran sistema de basaltos de inundación, es anterior al Paleozoico, ya que los materiales de la serie de Amgala no están penetrados por ellos y además los cubren en discordancia.

El mayor problema en cuanto a la edad lo plantean las masas de micropórpidos riolíticos que atraviesan las rocas de la facies de Bulautad en puntos muy localizados del Sahara español, el más importante junto a Leglat. Se trata de rocas análogas a las que Lelubre (1952) ha descrito en el Ahaggar, en la base del Farusiense, y Gevin (1951), Rocci (1957) y Sougy (1960), en Mauritania. Este último encuentra difícil precisar la posición exacta de estas rocas que unas veces parecen estar relacionadas con las series de Aïoun Abd el Malek y de Imourène, atribuidas al Precámbrico superior, y otras reposan sobre los granitos últimos del tipo Aïn Ben Tili, es decir, aún más recientes.

Por todo ello, cabe pensar que las riolitas del Sahara español puedan pertenecer al Precámbrico medio o superior, y que hayan hecho intrusión en la serie de Auhaifrit para ser más tarde ligeramente metamorfizadas.

En este caso, las intrusiones de diabasas y riolitas, así como el emplazamiento de algunos diques de cuarzo, serían las únicas manifestaciones petrogenéticas ígneas posteriores a la serie de Auhaifrit, en el Sahara español. Aparte, naturalmente, las modificaciones debidas al metamorfismo retrógrado o a los procesos cataclásticos que tuvieron lugar más tarde como consecuencia de la orogénia herciniana.

5.2. Relaciones con sistemas geológicos más modernos

Sobre el zócalo precámbrico metamorfizado, plegado, granitizado y penillanurizado, se depositaron discordantes los materiales paleozoicos de la serie de Amgala, del Zemmur, de Tinduf, y del Adrar Mauritano. Sobre estos materiales, subhorizontales o plegados, se depositaron a su vez las formaciones mesozoicas, terciarias y cuaternarias,

horizontales, que limitan los terrenos precámbricos por el norte y el oeste.

A continuación, se resumen los principales caracteres geológicos y los procesos tectónicos que tuvieron lugar durante estos períodos, especialmente los que produjeron modificaciones —milonización y metamorfismo retrógrado— sobre los materiales precámbricos que sirvieron de base a las rocas sedimentarias.

5.2.1. Paleozoico.

Los materiales paleozoicos situados dentro de las áreas precámbricas del Sahara español tienen mayor extensión de lo que se pensó en un principio (Alía, 1960), ya que las observaciones de Sougy (1962 *a*) han venido a demostrar que la serie de Amgala, considerada anteriormente como precámbrica (Alía, 1954; Arribas, 1960), está formada en realidad por materiales sedimentarios paleozoicos depositados sobre el Precámbrico inferior.

Los materiales de la serie de Amgala forman corridas o elevaciones aisladas de no mucha altitud —Lasc, Tisnagaten el Beida y el Jadra, Amechcarif, Auarec, Amgala, El Uarma, Yemeaia, Leglat, Agailas, Buleriah, Gursiat, Doloo Esder, Gleibat Lefhuda, Atil y el Fernan, Lehauida y Eig—, distribuidas en el llamado sinclinal de Leglat, la gran zona de fractura de dirección NE., y más de 200 kilómetros de longitud que, desde el Precámbrico, ha venido funcionando hasta épocas recientes.

El Paleozoico está formado, en general, por materiales ordovicienses —cuarcitas, areniscas, y silts-tones de color blanco, negro, amarillo, rosa y verde, y esquistos y filadios de color rojo, verde, marrón claro, azul y malva, sobre los que se disponen las calizas azules, grises y moradas gotlandienses, con Orthoceras y a veces fétidas, y los esquistos, calizas y areniscas devónicas. Las cuarcitas de la base se consideran aquí como ordovicienses y no como cambro-ordovicienses, porque creemos, siguiendo a Querol (1966), que en el Sahara español solamente se pueden atribuir con certeza al Cámbrico las calizas de Arqueociátidos que afloran entre Smara y el Guelta de Zemmur, al SW. de Smara (26° 10' N. y 12° 10' W.). Al sur del Guelta, sólo se habrían encontrado hasta ahora el Silúrico y el Devónico inferior.

Por otra parte, de acuerdo con las observaciones de Sougy (1962 *a*) y de Lindner y Querol (Querol, 1966), se puede afirmar ahora que todos los materiales paleozoicos del sinclinal de Leglat están divididos en dos tipos de unidades estructurales: autóctonas y alóctonas.

Las unidades paleozoicas autóctonas se disponen

en pliegues monoclinales netamente discordantes con las rocas metamórficas de la serie de Auhafrit. Hacia el oeste, sin embargo, los materiales paleozoicos se pliegan y quedan pinzados, subverticales, entre los bloques fracturados del zócalo precámbrico.

El Paleozoico autóctono, plegado o no, está tanto más fracturado cuanto más cerca se halla del contacto tectónico, el cual se reconoce por las abundantes milonitas que separan el Paleozoico monoclinado de las unidades alóctonas (Sougy, 1962).

Por lo que se refiere a las unidades alóctonas —encajadas entre bloques precámbricos en los que son visibles los efectos cataclásticos y los debidos al metamorfismo retrógrado—, sus materiales, verticales o subverticales, están formados por rocas epimetamórficas. Lo que se debe en gran parte a los desplazamientos tangenciales que transformaron las rocas sedimentarias paleozoicas en cuarcitas y micacitas cloríticas y sericíticas, con calcita, albíta, zoisita y epidota.

Los sedimentos paleozoicos del sinclinal de Leglat se prolongan hacia el norte, en forma discontinua, con las cuarcitas y calizas del Carb (Alía, 1948 a) y de los Yebeilat, cubriendo en discordancia el Precámbrico del Sahara meridional español entre la sebja de Tenuaca y Aguelmil Mel-las, al noreste del Guelta de Zemmur. Más al norte, ya en el Sahara septentrional español, estos sedimentos paleozoicos se disponen sobre los granitos precámbricos recientes del Zemmur y del Yetti (Alía, 1949), desde Morcha, al sur de Smara, hasta la frontera con Mauritania, siguiendo el borde meridional de la cuenca de Tinduf en el Sahara español (Alía, 1949; Rocci, 1957; Sougy, 1959 y 1960).

Por último, en el mismo ángulo sureste del Sahara español, se encuentran los sedimentos cámbricos —areniscas de Agüeni y esquistos de Azouguí— con los que comienza la enorme cuenca sedimentaria de Taoudeni. Estos sedimentos se disponen en capas subhorizontales cubriendo en discordancia los ortogneiss biotíticos de la serie de Auhafrit.

Hasta ahora no se ha podido comprobar que los materiales paleozoicos de la serie de Amgala estén atravesados por rocas filonianas, si se exceptúan los diques de cuarzo, ya que en el Sahara español las diabasas que atraviesan la serie de Auhafrit están siempre cubiertas en discordancia por los materiales paleozoicos.

5.2.2. Mesozoico y Terciario.

Después del Devónico, hubo en el Sahara meridional español una amplia regresión que corres-

ponde a la que, durante el Westfaliense, se produjo en la zona septentrional, y que habrían de continuar hasta finales del Secundario, si se exceptúa la transgresión jurásica que ha sido puesta de manifiesto por sondeos en la depresión del Aaiún (Quero, 1966). Este amplio período, que comprende el «Continental intercalar» y «terminal» (Kilian, 1961), fue interrumpido por la transgresión cretácico-eocena, la cual habría de dar lugar a la sedimentación de los materiales de la hammada del Draa, que aparecen subhorizontales sobre el Precámbrico del Yetti, al este de Lemcaiteb, y a los sedimentos calcoareniscos horizontales, de las hammadas de Negyir y del Carb, en el Sahara meridional, que se depositaron directamente sobre el Mesozoico, Paleozoico o Precámbrico (Alía, 1954 a; Arribas, 1960). En este último caso, como ocurre en Smamit, Agsumal o Icher-gan, fosilizando una superficie de erosión premiocena (Alía, 1948 y 1954 c).

En la zona costera, por el contrario, los materiales miocenos son areniscas salinas y yesíferas que, en algunos puntos, contienen glauconia y restos vegetales silicificados.

Finaliza el Terciario con las lumaquelas costeras, pliocenas, y las areniscas calcáreas y limonitas del interior, afectadas frecuentemente por una tectónica reciente que ha participado en la formación de las numerosas sebjas que aparecen distribuidas por todo el Precámbrico del Sahara meridional español: Tidsit, Bulautad, Agreich, Matal-la, Afuidich, Ichniun, Legüeir, Lahmar, Tenuaca, Gursiat, Doloo Esder, Dumus, Um Dueiat, Saassaiat, Agsumal, etc.

5.2.3. Cuaternario.

Los materiales cuaternarios más antiguos están representados por las costras calizas, síliceas y limoníticas que cubren extensas áreas del Precámbrico, especialmente al este del Adrar Suttuf, y las areniscas calcáreas, azoicas o con *Helix gruvelli*, de la costa y del Aguerguer.

Los materiales cuaternarios más recientes son consecuencia de la intensa acción desértica que actúa sobre el territorio (Pérez Mateos, 1950; Arévalo y Arribas, 1960), y que ha dado lugar a los importantes depósitos de arenas que cubren las extensas plataformas precámbricas, especialmente en el Azefal. Estos depósitos se pueden clasificar en cuatro grupos:

Los ergs, que cubren la superficie del terreno y que son tanto más finos cuanto más se alejan de los relieves montañosos.

Los materiales que forman las cadenas de dunas.

Los sedimentos arenosos y salinos que rellenan las sebjas.

Los depósitos acumulados a lo largo de los ríos, los cuales, como las sebjas, coinciden en general con grandes líneas de fractura.

Siendo de destacar que, para algunos geólogos (Fernández Casado, 1949), la acción erosiva, submeridiana, de los vientos alisios, puede haber intervenido decisivamente, además de los fenómenos tectónicos, en la formación de las sebjas del Sahara español.

5.3. Correlaciones con otras regiones africanas

Los materiales que constituyen la serie de Auhaifrit son comparables a los que forman el Precámbrico inferior o Dahomeyense identificado en varias regiones del Africa occidental —Dahomey, Togo, etc.— y a los del Suggariense del Ahaggar y del Adrar des Iforas (Lelubre, 1952). Sus analogías con estas formaciones son numerosas, especialmente el grado de metamorfismo sufrido por los materiales precámbricos, la composición mineralógica de las rocas metamórficas y la frecuente asociación cuarcitas-cipolinos-anfibolitas.

Comparada la serie de Auhaifrit con la serie de Amsaga, que definió y estudió Blanchot (1955) en Mauritania occidental y que es la más próxima a nuestro territorio, también en ella distingue este autor dos conjuntos petrográficos dentro del Precámbrico inferior: uno de rocas parametamórficas, análogo a la facies de Bulautad, y otro de rocas ortometamórficas, análogo a la facies de Auserd. Por otra parte, las charnockitas de la facies del Adrar son comparables a las rocas que constituyen la facies de I-n-Ouzzal, en el Sahara central, y a la serie de gneiss con hiperstena de Mauritania septentrional y occidental.

Por lo que se refiere a las formaciones precámbricas de Ouassat y de Sfariat, en Mauritania septentrional, atribuidas por Rocci (1957) a la serie de Amsaga, es interesante destacar que, por sus características petrográficas —p. e., naturaleza y abundancia de leptinitas y charnockitas, escasez de gneiss silimaníticos y cordieríticos, presencia de gneiss egrínicos, etc.—, la serie de Auhaifrit muestra más analogías con las formaciones precámbricas de Mauritania septentrional que con las de Mauritania occidental. Y lo mismo se puede decir con respecto a las series de Ghallaman (Sougy, 1960) y Chegga (Gevin, 1951) que tantas analogías petrográficas muestran con las rocas de la serie de Auhaifrit.

Sin embargo, y de acuerdo con Choubert (1955), pensamos que la serie de Zenaga del Anti-Atlas —es decir, el Precámbrico I de dicho autor— mues-

tra tantas diferencias en lo que se refiere a la naturaleza de los granitos y al grado de metamorfismo sufrido por sus materiales, que no se puede comparar exactamente con las rocas de la serie de Auhaifrit.

Por último, la serie de Amgala, que había sido considerada por Alía (1954 b) y Arribas (1960) como contemporánea del Farusiense del Africa occidental y de la serie de Akjoukt de Mauritania, debe ser atribuida al Paleozoico. Especialmente después de los trabajos de Bassot y Delpy (1960), Destombes y Spindler (1961), Tessiers, Dars y Sougy (1962 b), Bonnici y Giraudon (1963), y Giraudon y Sougy (1963), en Mauritania, y Sougy (1962 a), en el Sahara meridional español. Como la serie de Akjoukt para aquellos autores, la serie de Amgala corresponde a un paleozoico epimetamórfico pinzado entre los bloques precámbricos de la serie de Auhaifrit y afectado en parte por una tectónica tangencial.

BIBLIOGRAFÍA

- (Abreviaturas: R. S. E. H. N. = Real Sociedad Española de Historia Natural; I. E. A. = Instituto de Estudios Africanos; I. G. M. E. = Instituto Geológico y Minero de España.)
- ALÍA, M.: *Características morfológicas y geológicas de la zona septentrional del Sahara Español*. Inst. José Acosta. «Ser. Geol.», 2 (1945).
- ALÍA, M.: *Primeros resultados de dos expediciones geológicas al Sahara Español*. «Bol. R. S. E. H. N.», 46, 725 (1948 a).
- ALÍA, M.: *La tectónica en arcos del Sahara Español*. «Las Ciencias», 2, 335 (1948 b).
- ALÍA, M.: *Contribución al conocimiento geomorfológico de las zonas centrales del Sahara Español*. I. E. A. Madrid (1949).
- ALÍA, M.: *Sobre el Paleozoico del Tiris (Sahara Español)*. «Not. y Com. I. G. M. E.», 20, 91 (1950).
- ALÍA, M.: *Interpretación de algunas estructuras petrográficas del Sahara Meridional Español*. «Arch. del I. E. A.», 20, (1952 a).
- ALÍA, M.: *Bosquejo geológico del Sahara Español 1: 2.000.000*. I. E. A. Madrid (1952 b).
- ALÍA, M., y ARRIBAS, A.: *Formaciones ferruginosas en el Sahara Español*. «Cong. Geol. Intern. Compt. Rend. 19 Cong. Alger, 1952, 10, 39 (1953).
- ALÍA, M.: *La arquitectura geológica del Sahara Meridional Español*. «Arch. I. E. A.», 24, 7 (1953).
- ALÍA, M.: *Algunos depósitos recientes en el Precámbrico del Sahara Meridional Español*. «Bol. R. S. E. H. N. Tomo extraordinario», 43, (1954 a).
- ALÍA, M.: *El Precámbrico del Sahara Meridional Español*. «Cong. Geol. Intern. Compt. Ren, 19 Cong. Alger. 1952», 20, 73 (1954 b).

- ALÍA, M.: *Sobre la existencia de formaciones de hammada neógena en el Sahara Meridional Español*. «Arch. I. E. A.», 29, 49 (1954 c).
- ALÍA, M.: *Esquema geológico del Sahara Español 1: 2.000.000*. I. E. A. Madrid (1958).
- ALÍA, M.: *El origen tectónico de las sebjas del Sahara Español*. «Cong. Geol. Intern. Ses. 20, México, 1956, Asoc. Serv. Geol. Afri.», 341 (1959).
- ALÍA, M.: *La tectónica del Sahara Español*. Intern. Geol. Congr., 21 Session, Norden, 1960, Part. 18, 193 (1960).
- ARÉVALO, P., y ARRIBAS, A.: *Estudio mineralógico de los sedimentos cuaternarios actuales de la región occidental del Sahara Meridional Español*. «Est. Geol.», 16, 163 (1960).
- ARRIBAS, A.: *El Precámbrico del Sahara Español y sus relaciones con el Precámbrico de otros países africanos*. Intern. Geol. Cong., 21 Session, Norden, 1960, Part. 9, 51 (también en «Est. Geol.», 1960, 16, 199) (1960).
- BASSOT, J. F., y DELPHY, J.: *Sur l'âge Cambro-Ordovicien de la serie d'Akjoujt (Mauritanie)*. «C. R. Acad. Sci.», 250, 3,206 (1960).
- BLANCHOT, A.: *Le Précambrien de Mauritanie occidentale (Esquisse géologique)*. «Bull. Dire. féd. Min. Géol. A. O. F.», 17 (1955).
- BONHOMME, M.: *Contribution à l'étude géochronologique de la Plateforme de l'Ouest Africain*. «Ana. Fac. Sci. Univ. Clermont», 5 (1962).
- BONNICI, J. P., y GIRAUDON, R.: *Le Groupe du Tasiast. Nouvelle-unité lithostratigraphique du socle antécambrien de la Mauritanie occidentale*. «Bull. Soc. Geol. France», 5, 1,118 (1963).
- CHOUBERT, G.: *Géologie du Maroc. Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas*. «Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc», Rabat, 100 (1952).
- DESCOMBES, J. P., y SPIN-LER, J. P.: *Sur la structure de la région d'Akjoujt (Mauritanie)*. «Bull. Soc. Géol. France», 3, 186 (1961).
- EBERHARDT, P.; FERRARA, G.; GLANGEAUD, L.; GRAVELLE, M., y TONGIORGA, E.: *Sur l'âge absolue des séries métamorphiques de l'Ahaggar occidental dans la région de Silet-Tibehaouine, Sahara Central*. «C. R. Acad. Sci.», 256, 1,126 (1963).
- FERNÁNDEZ CASADO, J. L.: *Notas sobre la morfología de la zona costera en el sur del Sahara occidental*. «Bol. R. S. E. H. N.», 47, 193 (1949).
- FURON, R.: *Géologie de l'Afrique*. Payot. Paris (1960).
- GAVALA, J.: *Nota sobre los criaderos de hierro del Sahara Español*. «Not. y Com. I. G. M. E.», 20, 91 (1952).
- GEVIN, P.: *Sur la structure du Massif cristallin Eglab-Yetty*. «C. R. Acad. Sci.», 233, 1,129 (1951).
- GEVIN, P.: *Sahara Occidentale. Carte Géol. Nord-Ouest de l'Afrique, au 2.000.000, feuille n.º 3*. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris (1962).
- GIRAUDON, R., y SOUGY, J.: *Position anormale du socle granitisé des Hajar Dekhen sur la série d'Akjoujt et participation de ce socle à l'édification des Mauritanides Hercyniennes (Mauritanie occidentale)*. «C. R. Acad. Sci.», 257, 937 (1963).
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E., y HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: *Sahara Español*. Univ. Madrid (1942).
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E.; HERNÁNDEZ-PACHECO, F.; ALÍA, M.; VIDAL, C., y GUINEA, E.: *El Sahara Español*. I. E. A. Madrid (1949).
- JEREMINE, E., y NICKLES, M.: *Note préliminaire sur les roches éruptives et métamorphiques recueillies par F. Jacquet dans le Sahara occidental*. «Bull. Dir. féd. Min. Géol. A. O. F.», 6, 79 (1942).
- JEREMINE, E.: *Sur quelques roches du Tasiast*. «Bull. Dir. féd. Min. Géol. A. O. F.», 6, 87 (1942 a).
- JEREMINE, E.: *Contribution à l'étude pétrographique des roches cristallines et métamorphiques de la Mauritanie*. «Bull. Dir. féd. Min. Géol. A. O. F.», 6, 99 (1942 b).
- KILIAN, C.: *Des principaux complexes continentaux du Sahara*. «C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.», Paris, 109 (1931).
- LELUBRE, M.: *Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central)*. «Bull. Serv. Carte. Géol.» Algérie 2.^a sér., 22 (1952).
- MENCHIKOFF, N., y NICKLES, M.: *La géologie des confins de la Mauritanie septentrionale d'après les travaux de F. Jacquet*. «Bull. Dir. féd. Min. Géol. A. O. F.», 6, 51 (1942).
- MENCHIKOFF, N.: *Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental*. «Ann. Hébert et Haugh», 7, 308 (1949).
- MINGARRO, E., y ARRIBAS, A.: *Consideraciones sobre la edad absoluta de la Serie de Bulsutad*. Cong. Geol. Intern., Sesión 20, México, 1956 (1957).
- MITCHELL-THOMAS, R. C.: *The Precambrian of West Africa*. «Geol. Runs.», 54, 1088 (1964).
- FÉREZ MATEOS, J.: *Estudio mineralógico de algunas muestras de arena del Sahara Meridional Español*. «Arch. I. E. A.», 14, 77 (1950).
- QUEROL, R.: *Regional geology of the Spanish Sahara* «Ass. Serv. Géol. Africaines», 1, 27 (1966).
- QUIROGA, F.: *Observaciones geológicas hechas en el Sahara occidental*. «Anales R. S. E. H. N.», 18 (1889).
- ROCCI, G.: *Formations métamorphiques et granitiques de la partie occidentale du pays Reguibat (Mauritanie du Nord)*. «Bull. Dir. féd. Min. Géol. A. O. F.», 21, (1957).
- ROSSO DE LUNA, I.: *Contribución al estudio regmagénico del Sahara Español*. «Bol. R. S. E. H. N.», 61, 239 (1963).
- SIERRA, J.: *Modernas técnicas de la investigación minera: La microsonda de Castaing en el estudio de los criaderos de Agracha (Sahara español) y Rodalquilar (Almería)*. Seg. Jorn. Noc. Minero-Metalúrgicas, Sevilla, 1964 (1966).
- SOUGY, J.: *Le Zemmour, point de jonction des types marocaines et sahariennes du «Cambro-Ordovicien»*. Cong. Géol. Intern. Ses. 20, México, 1956. «Asoc. Géol. Afri.», 275 (1959).

- SOUGY, J.: *Les séries précambriennes de la Mauritanie Nord-Orientale (A. O. F.)*. Inst. Géol. Cong., 21 Session, Norden, 1960. Part. 9, 59 (1960).
- SOUGY, J.: *Contribution à l'étude géologique des Guelb Bou Leriah (Région d'Aoucert, Sahara Espagnol)*. «Bull. Soc. Géol. France», 4, 436 (1962 a).
- SOUGY, J.: *West African Fold Belt*. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 73, 871 (1962 b).
- TESSIER, F.; DARS, R., y SOUGY, J.: *Mise en évidence de charriage dans la série d'Akjoujt*. «C. R. Acad. Sci.», 252, 1,186 (1961).
- VIDAL, C.: *La morfología de montes islas del Sahara Español*. «Las Ciencias», 9, 4 (1945).
- VIDAL, C.: *Las rocas eruptivas del Sahara Español*. «Bol. R. S. E. H. N. Tomo extraordinario», 405 (1949).

Recibido: 4-I-1967,

Nuevas reservas de pórfidos cobrizos en Río Tinto^(*)

por F. RAMBAUD^(**) y F. SOBOL^(***)

RESUMEN

Se expone el proceso y resultados parciales de la exploración y evaluación de Cerro Colorado, en Minas de Río Tinto (Huelva).

Durante tres años se han realizado 14.000 metros de sondeos en un área de aproximadamente, un millón de m², que han demostrado un yacimiento de pórfidos cobrizos, cuya cubicación es del orden de 30 millones de Tm. y ley cercana al 1 por 100 de Cu. Asimismo, se demostró la existencia de unos 15 millones de Tm. de óxidos de hierro de montera, con leyes recuperables de metales nobles. La evaluación del yacimiento no está terminada y existen extensiones del mismo aún no investigadas.

SUMMARY

Methods and partial results of the exploration and evaluation of Cerro Colorado, Rio Tinto Mines, Huelva-Spain, are given.

14,000 mts diamond drilling carried out during three years over an area of one million m², have shown a deposit of disseminated cupreous porphyry, with a total cubication of about 30 million tons, with a copper content less than 1 %. It also showed 15 million tons of gossan with recoverable precious metals. Evaluation of the deposit also has extensions which are in process of investigation.

Una buena mina no se acaba nunca. Esta frase, oída a un conocido Ingeniero de Minas, es aplicable a los pórfidos mineralizados de Río Tinto. Varias veces la explotación para pórfidos de Salomón,

Dehesa y Quebrantahuesos, ha sido parada y vuelta a emprender. Las leyes de cabeza del concentrador fueron reduciéndose en cada reapertura. Los métodos de explotación se mecanizaban cada vez más.

(*) Este trabajo explica el proceso y resultados parciales de la prospección de pórfidos mineralizados llevada a cabo en Río Tinto y dirigida por el autor hasta marzo de 1967, fecha en que la responsabilidad de la investigación y evaluación de resultados pasó a N. Rodhen, Jefe Geólogo del Proyecto de Explotación de Cerro Colorado, bajo la dirección del Director del Proyecto, R. N. Pryor.

Geológicamente, Río Tinto es un amplio anticlinal de rocas volcánicas ácidas carboníferas, en el que los famosos yacimientos de piritas se presentan en el nivel superior piroclástico. Estratigráficamente encima se presenta un potente espesor de pizarras y grauwackas. Bajo las volcánicas ácidas alternan diferentes niveles de espilitas, pizarras y cuarcitas que pertenecen ya al Devónico Superior. Todo el conjunto está plegado en el Herciniano.

Los datos que en este trabajo se exponen, representan solamente los resultados parciales de la investigación hasta tal fecha. La prospección sigue su curso y según se ha dado a conocer en la Prensa nacional, en julio de 1967, se calcula una cubicación de 30 millones de Tm. de baja ley en cobre explotable a cielo abierto y tratamiento por flotación diferencial en un concentrador del orden de 10.000 Tm./día de mineral.

La roca matriz de la mineralización no son riolitas debido a su absoluta carencia de álcalis; por tanto, se mantiene el término pórfidos.

(**) Jefe del Servicio de Prospección de Río Tinto Patiño.

Los yacimientos de piritas están estrechamente unidos a las rocas volcánicas, de tal forma, que dichas enormes masas tienen origen en procesos fumarólicos y tardiexalativos de aquel volcanismo preherciniano. Los pórfidos mineralizados, según las más recientes interpretaciones, son producto de mineralizaciones en cuellos volcánicos y pipas

(***) Jefe del Departamento Geológico en la Compañía Española de Minas de Río Tinto (Huelva).

de brecha, por la que escapaban al mar, o a la atmósfera, los gases y soluciones que constituían las fumarolas. En tales cuellos, en unos casos se depositaban piritas. En otras, la pirita era acompañada de la de cobre. Pueden reconocerse en Río Tinto hasta una decena de tales fumarolas, de las que cuatro son cobrizas.

En 1964, las reservas de pórfidos estaban agotándose. Al ritmo de 250.000 Tm. anuales, la explotación de Corta Salomón tenía vida para un máximo de cinco años, con recuperación de pilares y labores de rapiña en ciertas áreas. En junio de aquel año, la Dirección de la Compañía Española de Minas de Río Tinto, decidió iniciar un programa de prospección en las áreas que el Doctor D. Williams, asesor de la Empresa y profundo conocedor de la geología de Río Tinto, llamaba la «Terra Incógnita» de Cerro Colorado.

Cerro Colorado es un monte que domina el paisaje de Río Tinto. Como su nombre indica, el color rojo de sus tierras, formadas por los óxidos de hierro de la montera, es extremadamente llamativo.

En total, ocupa una extensión de más de un kilómetro cuadrado, en el que solamente se conocían indicios de cobre en los Bancos de F. Sur, fondo de Corta Dehesa y las explotaciones en marcha de Corta Salomón. Se tenían reconocidas por galerías y sondeos (en la cara Norte del Cerro) una pequeña masa algo cobriza (fig. 1).

A 200 metros bajo la superficie, el llamado Túnel Central cruza la totalidad del monte de Norte a Sur, y sólo presenta débiles indicios que desanimaban a cualquier investigación.

En 1960 y 1962 se habían reconocido por métodos gravimétricos y electromagnéticos la totalidad de las concesiones que rodean Río Tinto, no evidenciándose ninguna anomalía indicadora de posibles masas de pirita, objetivo principal de tal prospección, ya que el método electromagnético no era adecuado para la localización de pórfidos mineralizados y el gravimétrico era impotente para detectar el pequeño incremento de densidad, debido a la mineralización de los pórfidos.

A pesar de todo ello, y en vista que no quedaba otro método de prospección que el directo por sondeos, en julio de 1964 se inició una campaña de perforaciones. Siguiendo tal programa, se realizaron en 1964 y la primera mitad de 1965 hasta 10 sondeos, que evidenciaban posibles áreas explotables, que en la actualidad van a dar lugar a un yacimiento capaz de producir, si se decide la explotación del proyecto, unas 20.000 Tm. de cobre metal al año y cantidades menores de oro y plata.

Para tal explotación y la construcción en Huelva de una nueva Fundición de Cobre, con capacidad de 40.000 Tm. año, ampliable a 55.000 Tm. de

blíster, así como la exploración y en su caso explotación de yacimientos minerales, se constituyó la Compañía Río Tinto Patiño, S. A., con un 55 por 100 de capital de Compañía Española de Minas de Río Tinto, S. A., 40 por 100 de Patiño Mining Co. y 5 por 100 de Río Zinc Ltd. Tal fundición, refinado electrolítico subsiguiente y básicamente la minería, supone un gran esfuerzo para abastecer el mercado nacional de cobre, metal básico para el desarrollo industrial del país.

1) PLANTEAMIENTO DE LA PROSPECCIÓN

Antes de iniciarse el primer plan de sondeos, se conocían datos de una sección parcial en la parte central del Cerro Colorado, que ponía de manifiesto las unidades siguientes:

a) Un recubrimiento de montera de hierro con un espesor medio de 20-30 m. leyes de Fe cercanas a 45 por 100 y un contenido de metales nobles que por desmuestres superficiales se evaluaba en 2-3 g/Tm. de Au y 40-50 g/Tm. de Ag. Un contenido de más del 1 por 100 de Pb en forma de sulfato y, por tanto, irrecuperable, y muy similar porcentaje de arsénico. Estos dos elementos hacen de difícil venta el posible mineral de Fe que supone tal montera.

b) Por pocillos y sondeos antiguos se conocía bajo la montera una capa de pórfido lixiviado, sustituido por hierro en cierta proporción y sin elementos de interés económico.

c) Las labores del cuarto banco de Dehesa en forma de galerías, pozos y sondeos, reconocían una capa de pórfidos lixiviados con enriquecimiento secundario de cobre en forma de calcosina, se cubicaba algo más de 500.000 Tm. de pórfidos con ley cercana al 1,5 por 100 de Cu.

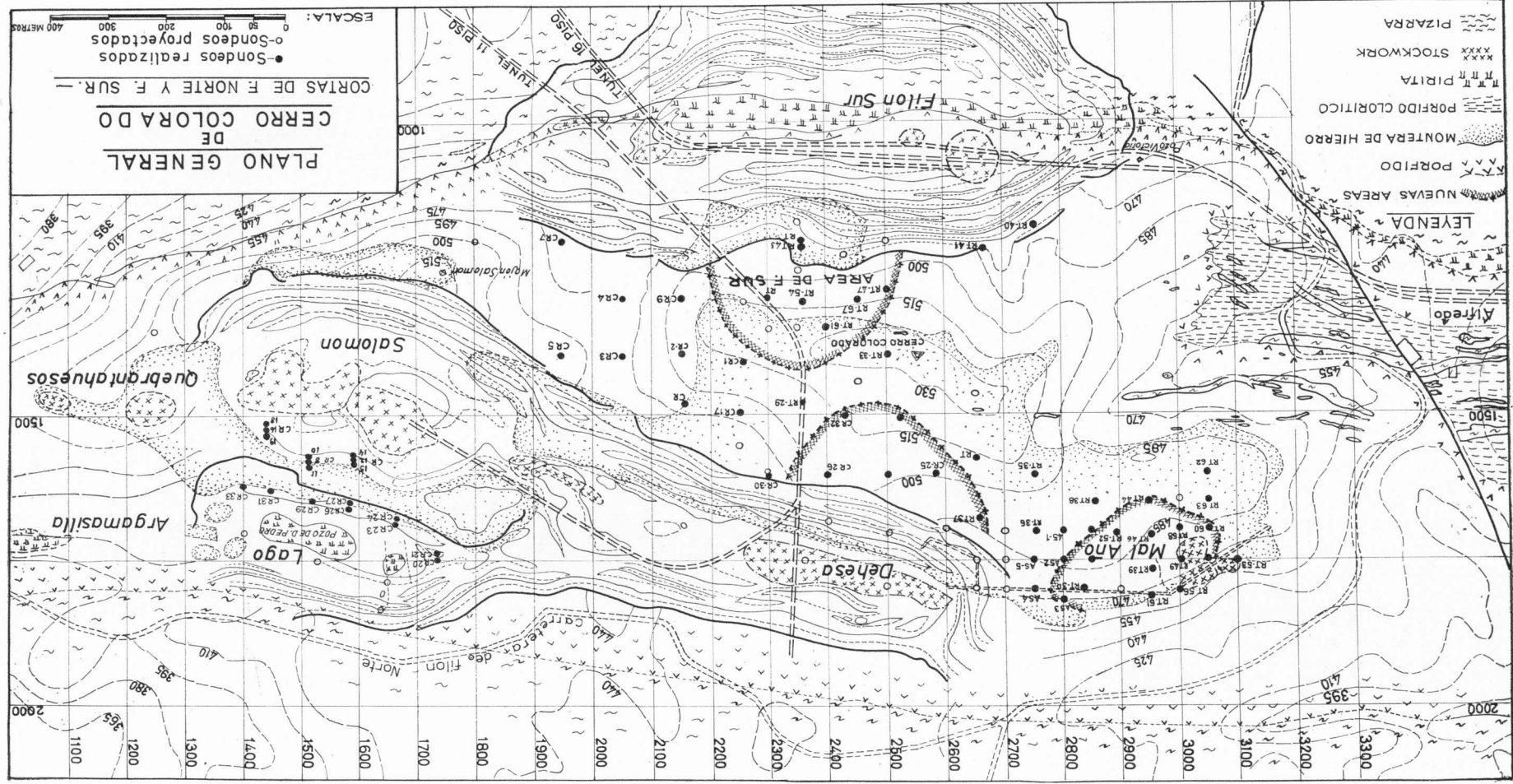
El recubrimiento de más de 30 m. de montera hacía antieconómica la operación a cielo abierto. Debido a las características del mineral, y a la blandura de las rocas de caja, la extracción por minería interior era muy problemática.

d) En tránsito gradual se pasaba de la capa anterior a pórfidos inalterados con contenidos muy variables de cobre que oscilaban desde totalmente estériles a zonas de enriquecimiento alto, mayor del 2 por 100.

Según puede verse en la figura 2, el área a investigar sobre el Túnel Central, Cota 320, era de unos 100.000 m², que multiplicado por una longitud de más de 1.500 m., arrojaba un volumen de roca desconocido del orden de 150.000.000 m³. En el cual se conocían indicios de cobre en varios lugares, como parte de los bancos de las cortas, algunos sondeos antiguos, y las viejas labores de Mal Año y Dehesa. En general, restos de masas agotadas.



Fig. 1.—Plano general de Cerro Colorado.



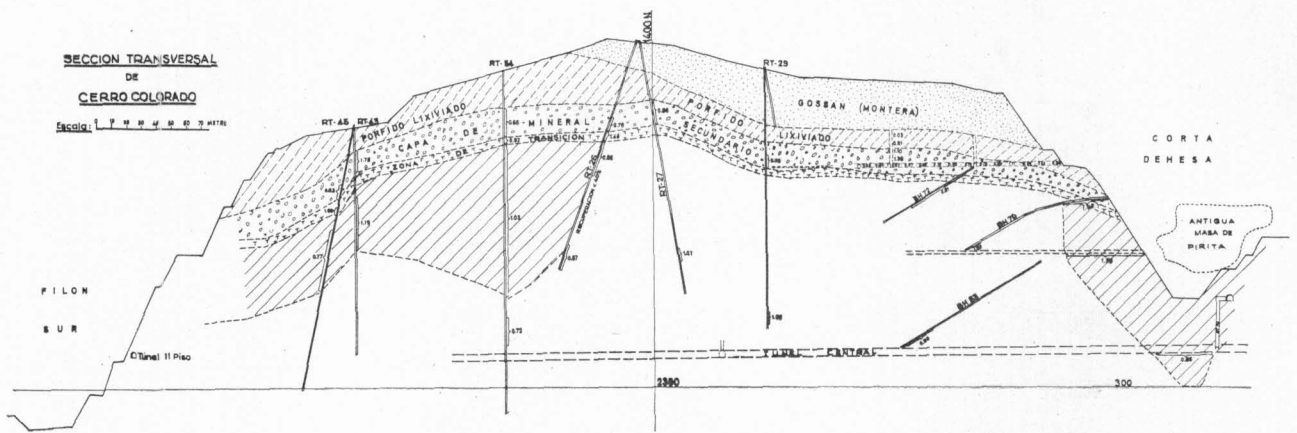


Fig. 2.—Sección N.-S. de Cerro Colorado por el túnel central.

La existencia en el tercio oriental del anticlinal de Río Tinto, de masas ampliamente explotadas, como Solomón y Quebrantahuesos, hacía suponer la posible existencia de mineralizaciones análogas bajo la capa de montera, y podía también suponerse la existencia de masas piríticas altamente enriquecidas de cobre, por su nivel alto respecto de la topografía general. Tales masas, de existir, no podían ser muy grandes, puesto que hubieran sido detectadas por los métodos gravimétricos y electromagnéticos aplicados en las campañas de 1960-62.

Las dimensiones de la masa de pórfidos mineralizados de Quebrantahuesos, cercana a dos millones de Tm. y un desarrollo según la horizontal de 150×100 m., indicaban una malla cuadrada de investigación con un espaciado de 100 m. entre sondeos.

En las zonas que aparecieran indicios interesantes se reduciría a 50 m. La profundidad de los sondeos se calculó en 200 m. para alcanzar el referido nivel del Piso 11 (Cota 320).

Por no existir en España en aquel entonces equipos de Polarización Inducida (I. P.), y por las dudas que surgían ante su aplicabilidad a un área que podía suponerse más o menos mineralizada en piritas diseminadas, no se planificó un programa de perfiles de I. P. que aportara datos sobre las posibles zonas enriquecidas.

2) DESARROLLO DE LA PROSPECCIÓN

En julio de 1964 se inició el primer sondeo, denominado RT-26, sobre el Túnel Central e inclinado hacia el Sur, con idea de cortar alguna posible masa de piritas que pudiera existir bajo la montera y que, como es normal en Huelva, buzara hacia

el Norte; la máquina empleada fue una Craelius XCH-60 para 300 m. y equipo convencional.

Este primer sondeo tuvo dificultades en la perforación por falta de experiencia en aquellos terrenos, y las recuperaciones de testigos fueron muy bajas.

Se prosiguió con los sondeos RT-27 y 29 en la misma sección, comprobándose la extensión hacia el Sur de la capa de minerales secundarios e indicios en algunas áreas de mineralizaciones primarias de cobre interesantes.

El sondeo siguiente RT-31 fue vital para la prosecución del programa. Siguió ampliando hacia el Sur y el Oeste, la capa de secundarios y a lo largo de todo el sondeo cortó mineralizaciones de cobre que renovaron el interés por la prospección. Junto con el RT-33, cortó una capa de minerales primarios en una matriz pizarrosa asociada a piroclásticas finas y muy deficitarias de pirita, pero de ley interesante de cobre. En principio se desconocía la estructura, por lo que no se pudieron hacer correlaciones.

A lo largo de 1965 la investigación llevaba un desarrollo lento, hasta que en junio de 1965 la Dirección de la Compañía decidió atacar el problema a fondo.

De tal forma, que se trasladó al Cerro Colorado otra máquina más potente, una Craelius XF-90H para 500 m. Por otra parte, se contrató a la Compañía Craelius la realización de 2.000 m. adicionales con dos máquinas.

Al terminar 1965 se pudo realizar un primer informe de evaluación de los resultados obtenidos, en el que se indicaban las siguientes zonas bien mineralizadas:

a) La capa de secundarios se extendía bajo la casi totalidad de la montera, con una cubicación

del orden de tres millones de Tm. y ley superior al 1 por 100 de Cu.

b) En la zona de Mal Año, el sondeo RT-39 marcó un hito en la prospección, al cortar más de 50 m. con ley media del 1,79 por 100 de Cu.

c) La campaña llevada a cabo por Craelius, Cr. 1, 2, 3, 4, etc., estaba demostrando en profundidad una capa de minerales primarios que dio lugar al horizonte mineralizado de Túnel Central, con una potencia media de 10 m. y leyes del orden de 0,9 por 100 Cu.

d) En Filón Sur y Corta Dehesa se indicaban posibles áreas todavía no bien determinadas.

e) Se realizó también un tanteo de estudio de ampliación de la Corta Salomón, uniéndola a la de Lago con objeto de extraer a cielo abierto los restos de pórfidos mineralizados de la explotación en marcha. Por otra parte, se presentaba la posibilidad del beneficio de minerales piríticos diseminados, bajos en arsénico, que se presentaban en la zona de Corta Lago.

3) PROCESO DE DESMUESTRE

Desde el primer día se organizó un servicio geológico para el estudio sistemático del testigo obtenido.

Diariamente se trasladaban las cajas de testigo al taller de preparación de muestras, en donde los geólogos realizaban un estudio sistemático del testigo, metro a metro, del que se consignaban, en libros al efecto, todas las características mineralógicas, estructurales, alteraciones, tamaños de grano, abundancia relativa y una estimación, según un código establecido, de orden de mineralización pirítica y calcopirítica, así como su aspecto y estructura.

Después del estudio geológico se procedía al corte por la mitad del testigo mineralizado, bien sea partiéndole con un cortador de testigo por percusión, bien sea con una sierra de diamante, si la blandura y estructura del cilindro no aconsejaba la operación anterior, con objeto de obtener una sección lo más perfecta posible.

Cada dos metros se embolsaba en saquitos de lona y se enviaban al taller de preparación de muestras, en donde se trituraba a media pulgada, cortándose la muestra en un corta-muestras, varias veces para reducir la misma. A continuación se molía a 80 mallas, enviándose al Laboratorio una bolsita con aproximadamente 25 g. de muestra homogeneizada y representativa de la totalidad de los dos metros. El análisis se realizaba para cobre y azufre en pórfidos, y oro, plata y plomo en las monteras, por procedimientos clásicos.

El resto de la muestra analizada se conservaba

para ulteriores comprobaciones de análisis y pruebas de concentración.

La mitad del testigo no analizado se conservaba en las cajas de madera, debidamente rotuladas y archivadas en estantes, de tal forma que se puede revisar o estudiar en cualquier momento, cualquier metro determinado de sondeo. Periódicamente se cortaban dos metros de la mitad restante del testigo, y el cuarto obtenido era enviado al taller de trituración y Laboratorio para comprobación de resultados, control de contaminaciones o errores en el rotulado. Estas comprobaciones suponían un 10 por 100 del total del metraje analizado.

Cuando las características así lo aconsejaban, se realizaban secciones delgadas de los testigos para su estudio en el microscopio. También se han realizado estudios de secciones pulidas de las mineralizaciones, con objeto de desentrañar relaciones genéticas y aportar datos para el estudio de la concentración de aquellas masas.

4) CÁLCULO DE RESERVAS Y LEYES

Hasta la fecha (ver nota (1)), se han llevado a cabo más de 14.000 m. en 65 sondeos de exterior.

Todos los resultados geológicos y de análisis de testigo de sondeo, eran llevados a perfiles de escala 1:500, en los que se reflejaban y correlacionaban los resultados. Asimismo se realizaban planas cada 10 m., en las que se refleja la distribución de la mineralización.

El cálculo de leyes se basaba exclusivamente en los análisis de testigos. En los minerales primarios la recuperación oscilaba entre 90 y 100 por 100. En los secundarios la recuperación media era de 85 por 100, y en las monteras, muy irregular y de orden máximo total de 40 por 100.

Solamente en Salomón se hacía comparación con los valores de galerías.

Respecto del grado de precisión, en el ensayo era de un 2 por 100.

Al cortar la segunda mitad del testigo, enviándola a trituración y análisis bajo una denominación distinta, la dispersión de los valores era menor del 10 por 100.

Podía considerarse el primero y segundo corte del testigo, como si fueran dos sondeos paralelos separados entre sí por unos centímetros. En resumen, podíamos admitir un grado de error en una sola muestra de ± 10 por 100 sobre el real.

En un principio las cubicaciones se realizaron por triangulaciones y secciones con una ley límite o «cut-off» de 0,5 por 100 Cu sobre 8 m.

Ley límite o «cut-off» es la expresión que se utiliza en los grandes yacimientos de baja ley para indicar el número máximo de unidades de longitud

con ley parcial inferior a la indicada, de tal forma que esa longitud sea representativa de un volumen tratable económicamente en el concentrador, según las circunstancias vigentes de precio del metal en el mercado y costes. Así, en la serie de análisis de cobre metro a metro de un sondeo de 10 m.

1.2 — 0.4 — 0.3 — 0.4 — 0.9 — 0.3 — 0.2 — 0.4 — 1.5 — 0.80 por 100 Cu, aplicando una ley límite de 0,5 por 100 Cu sobre 8 m., la totalidad de los 10 m. serán considerados mineral tratable con ley media de 0,64 por 100 Cu. Pero si la serie fuera: 2.7 — 0.4 — 0.3 — 0.4 — 0.4 — 0.3 — 0.2 — 0.4 — 0.3 — 0.8 por 100 Cu, únicamente sería considerado mena el primero y el último metros.

Como puede suponerse, el aplicar diferentes leyes límite al cálculo de reservas y leyes, las alternativas de cubriciones y leyes de cabeza de concentración son muy numerosas, e influyen básicamente en la viabilidad económica de la explotación en estudio.

Posteriormente, las cubriciones se están realizando por métodos de análisis estadístico con leyes de límite de 0.1 — 0.2 — 0.3 — 0.4 y 0.5 sobre 10 m.

Para este cálculo se utiliza un ordenador electrónico IBM-1440.

5) RESULTADOS

Hasta la fecha (marzo 1967) las conclusiones de tipo geológico y minero eran las siguientes:

a) Conclusiones de tipo geológico.

a-1) La parte central del anticlinal de rocas volcánicas ácidas del Carbonífero de Río Tinto presenta una mineralización pirítica y calcopirítica con estructura de red, en vetas que oscilan desde 10-0,1 cm. de potencia, en una matriz rocosa, porfídica, silíceo, altamente clorítica, sin grandes variaciones petrográficas observables, excepto ciertas texturas bréccicas cementadas por sílice y cloritas (pórfidos).

a-2) La distribución de leyes en cobre es errática, con concentraciones hasta ahora imprevisibles dentro de la masa del eje del anticlinal. Pueden intuirse diferentes estructuras de aparatos fumarólicos a través de brechas que fueron mineralizadas.

a-3) Parte del área explotable está cubierta por una capa de monteras, de 20-40 m. de potencia *in situ* o transportado, con leyes de oro y plata.

a-4) Bajo una zona de pórfido lixiviado se presenta una capa irregular de minerales secundarios de cobre (calcosina principalmente) con un espesor medio de 10 m. y leyes cercanas al 1 por 100 Cu.

a-5) Las áreas de minerales primarios se distribuyen con irregularidad en varias pipas de brecha de las cuales tenemos localizadas una en Mal Año, otras en Dehesa, F. Sur, y la mayor, en Salomón, de intensa explotación desde hace años.

a-6) Otro tipo de mineralización asociada a tobas finas y materiales pizarrosos, se presenta en profundidad (T. Central) en una capa que sigue la estructura anticlinal. En este caso la calcopirita se presenta diseminada en granos pequeños y finas vetillas con escasa pirita asociada.

a-7) Aproximadamente el 19 por 100 de los metros sondeados han cortado valores de cobre, considerando la montera como estéril. Este suele representar el 20 por 100 de los metros de sondeo.

b) Conclusiones de tipo minero. (Ver nota (1)).

b-1) Área de Mal Año. Se estimaba una cubrición explotable a cielo abierto de 4 millones de Tm. de minerales primarios y ley del 1,15 por 100 de Cu (fig. 3).

b-2) Área de Filón Sur. Se estimaba unos 3 millones de primarios y ley de 0,95 por 100.

b-3) Área de Dehesa. No se tenían suficientes resultados, pero podía estimarse unos 3 millones.

b-4) Túnel Central. Se estimaba una cubrición de unos 6 millones de Tm. y ley indicada de 0,95 por 100 Cu; la explotación por minería interior depende de factores económicos.

b-5) Salomón. Podían estimarse también varios millones de Tm. de ley, cercana al 1 por 100 si fuera factible la explotación a cielo abierto, y del orden de 5 millones.

b-6) Secundarios. Aunque la recuperación de testigo era relativamente baja, podían cubicarse unos 6 millones de Tm. y ley de 1,1 por 100 Cu.

b-7) Monteras. Puede estimarse unas reservas del orden de 15 millones de Tm. y contenidos de oro del orden de 2,5 g/Tm. y 40 g/Tm. de plata.

b-8) Se proyectaba (ver nota (1)) una minería del orden de 3 millones de Tm. de mena al año para producir 10.000 Tm. de cobre metal. Un movimiento de tierras función de la proporción de estéril a mineral tratable que oscilará entre 2,5 a 3,5, según las leyes límite adoptadas, incluido montera y estéril.

(Todas estas cifras están sujetas a modificaciones, puesto que la prospección no está terminada y en ciertas zonas las posibilidades de aumento de cubriciones está abierta.

b-9) Todos los minerales encontrados no presentan problemas demasiado difíciles de tratamiento, siendo buenas las esperanzas de recuperación.

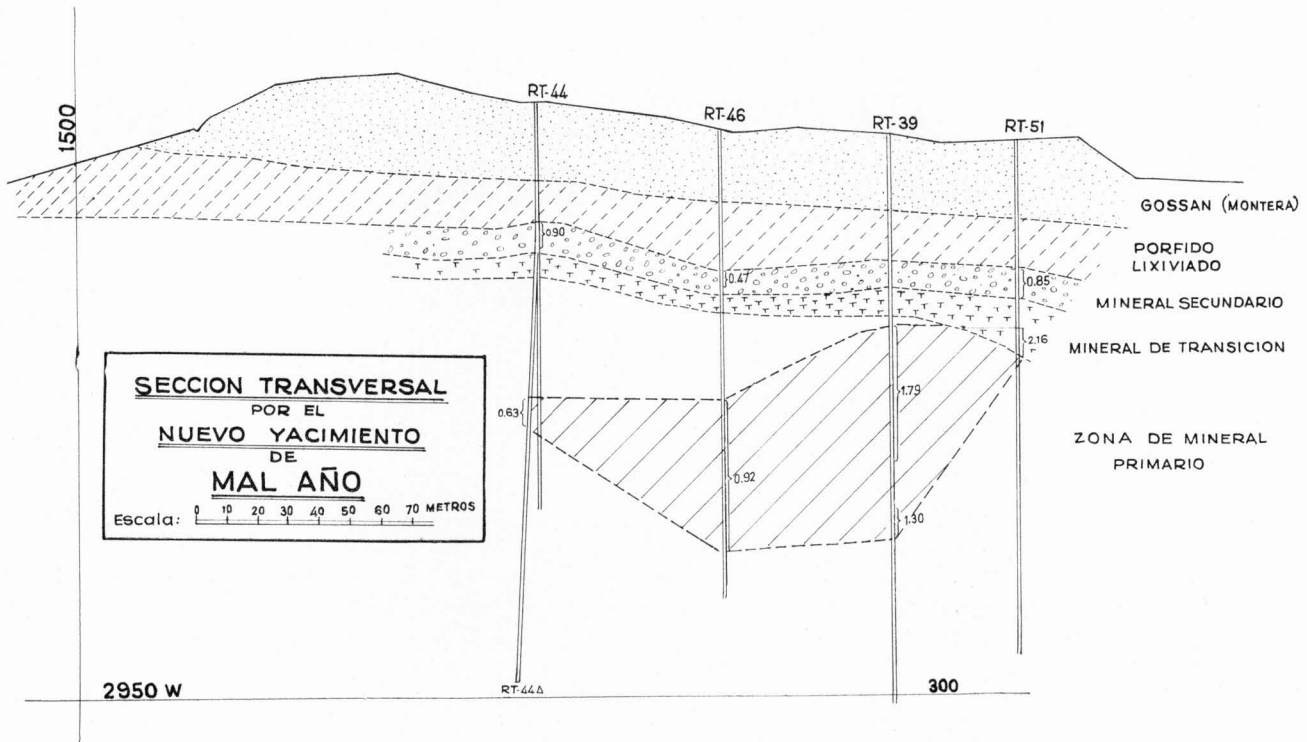


Fig. 3.—Sección de Mal Año.

RECONOCIMIENTO

Esta investigación fue iniciada por la Compañía Española de Minas de Río Tinto, S. A. y proseguida en 1966 por la Compañía Río Tinto Patiño, S. A. Nuestro agradecimiento a la Dirección de ambas Compañías que nos han permitido la

publicación de esta nota. Nuestro agradecimiento también al Director del Proyecto de Cerro Colorado, R. N. Pryor, por las sugerencias realizadas en el manuscrito. Finalmente, recordamos al Em. Prof. D. Williams, asesor geólogo de ambas Empresas, guía, maestro y sostén de los autores en éste y otros muchos trabajos.

Recibido: 10-VII-1968.

Geotermometría de blendas en las manifestaciones metálicas de las Hojas 484 y 509 (prov. de Madrid) ^[1]

por C. CANEPA y P. SALVADOR SALVADOR (*)

RESUMEN

De acuerdo con el método de Kullerud (9), se ha determinado la temperatura de formación de muestras de blendas correspondientes a ocho depósitos diferentes. La determinación del contenido de FeS disuelto en la red de la blenda se ha realizado por difracción de rayos X, haciendo uso de la técnica descrita por uno de los autores (11), que permite el empleo de difractómetro automático en casos en que sólo se dispone de pocos miligramos de muestra.

La ausencia de Mn y la presencia de Cd en proporción inferior al 1 por 100, son características comunes de las ocho muestras estudiadas.

ABSTRACT

The temperature of formation of sphalerites from eight different mineral deposits, has been determined by the method of Kullerud. The content of the FeS dissolved in the crystal lattice of sphalerite has been determined by means of a X-ray diffraction technique described by one of us.

The absence of Mn and the presence of Cd (less than 1 % b. w) are common characteristics to the eight specimens studied.

INTRODUCCIÓN

El área correspondiente a las hojas 484 y 509 (escala 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional), está constituida esencialmente por un conjunto metamórfico, dentro del cual se intercalan masas dioríticas y granodioríticas. El conjunto grada, de E. a W., desde pizarras poco metamorizadas hasta gneises, pasando por filitas, cuarcitas y micacitas. La edad de las rocas metamórficas desde Silúrica a Cámbrica (?); los granitos se estiman hercinianos y posorogénicos (?) (Heim, Febrel (5)).

Numerosos filones aplíticos, pegmatíticos, cuarcíferos y lamprofídicos, cortan a las masas graníticas y especialmente a las metamórficas. Los rumbos de dichos filones corresponden a dos sistemas principales, NE.-SW. y E.-W.

En el área mencionada se han ubicado 20 manifestaciones metálicas [2], de reducidas dimensiones. Dichas manifestaciones, que en su mayoría poseen estructuras filonianas con rumbos N.-SW. y E.-W., aparecen localizadas en la figura 1.

GEOTERMOMETRÍA

El estudio mineralógico de las muestras determinó la presencia de blendas de diversas características, en las cuales se analizó el contenido de FeS, con objeto de establecer su temperatura de formación.

Según Kullerud (10), el porcentaje de FeS disuelto en la blenda está directamente relacionado con su temperatura de formación, de acuerdo con la curva de la figura 2. Barton y Toulmin (1) con-

[1] Este trabajo forma parte de la tesis doctoral del primero de los autores.

(*) Laboratorio de Rayos X del I. G. M. E.

[2] Se utiliza esta denominación para indicar que se trata de depósitos de escasa importancia económica.

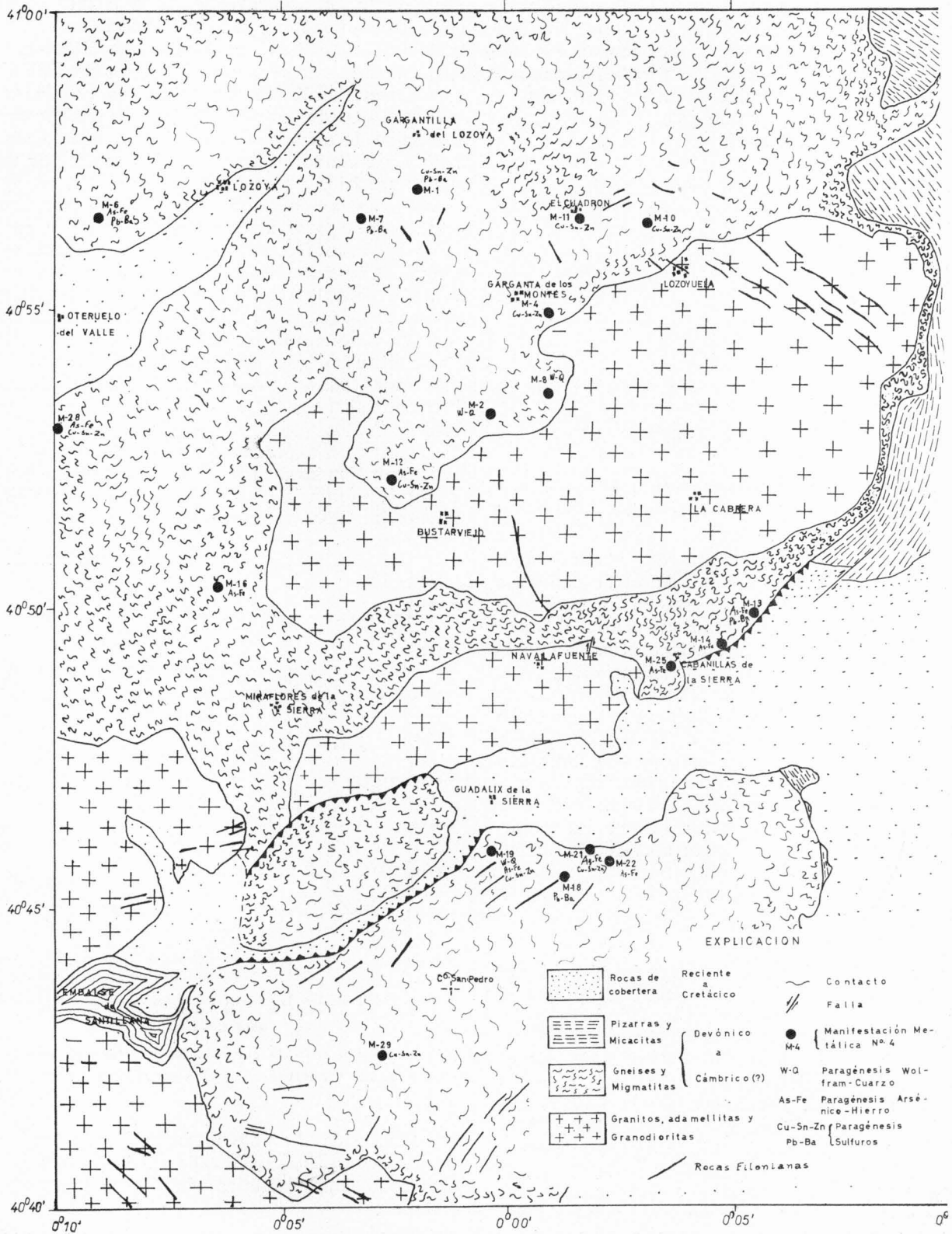


Fig. 1.—Localización de las manifestaciones de las áreas estudiadas

sideran que dicha curva no establece una relación real por haber sido construida sin controlar debidamente la presión de vapor del azufre. Sin embargo Clark (3), demuestra en varias ocasiones, que los resultados obtenidos usando separadamente blendas y pirrotinas como geotermómetros, son bastante concordantes.

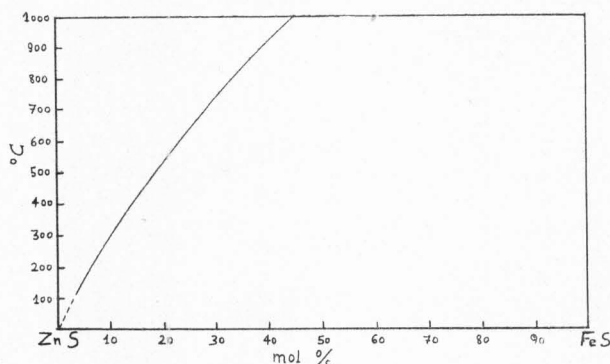


Fig. 2.—Porcentaje de FeS admitido en la red ZnS en función de la temperatura de formación (Kullerud, 10)

Condición indispensable para que los resultados sean representativos es la evidencia de equilibrio en el sistema FeS-ZnS, durante la formación de los cristales mixtos (Kullerud (9)), lo cual puede ponerse de manifiesto únicamente en los exámenes macro y microscópico de la metalización.

Las blendas de las manifestaciones estudiadas poseen, frecuentemente, inclusiones de calcopirita y estannita; por el contrario, no se observa la presencia de pirrotina (excepto en las muestras números 12 y 21), necesaria para confirmar la existencia de equilibrio FeS-ZnS en el momento de la cristalización. Esta es la causa de que las temperaturas que obtengamos deban considerarse como mínimas (Kullerud (9)).

DETERMINACIÓN DEL CONTENIDO DE FeS

La frecuente íntima asociación de las blendas con calcopirita y estannita, indica claramente que el análisis químico no es el más adecuado para la determinación del contenido de Fe disuelto en ellas.

La presencia de átomos de Fe en la red cúbica de la blanda modifica el valor del parámetro a_0 de su celdilla unidad, hecho que según demuestran algunos autores (Kullerud (9), Cambell (2) y Skinner et al. (12)), puede utilizarse para un correcto análisis. La curva reproducida en la figura 3, según Skinner (12), determina la relación existente entre el valor del parámetro a_0 de la celdilla unidad de la blanda y la cantidad de FeS (expresada en moles por ciento) en ella disuelta.

La difracción por rayos X es la técnica idónea para la valoración de a_0 . En nuestro caso, dada la escasa cantidad de muestra de que disponíamos (15 a 30 mg.), la técnica fotográfica de Debidje, normalmente utilizada, fue sustituida por la descrita por uno de los autores (11), la cual permite el empleo de difractor con goniómetro automático y contador Geiger, a fin de conseguir una mayor precisión y rapidez en los análisis.

Las muestras de campo fueron molidas y tamizadas para separar la fracción comprendida entre 0,2 y 0,3 mm. De esta fracción fue separada la ganga, utilizando líquidos pesados. Los concentrados de blanda se obtuvieron por medio de un separador magnético Frantz (Gaudín y Rush (7)); con ayuda de un microscopio binocular, los cristales de blanda fueron separados manualmente de las impurezas todavía presentes. Finalmente fueron finamente porfirizados en mortero de ágata, quedando así aptos para el análisis.

Los errores experimentales introducidos sistemáticamente en las medidas fueron corregidos usando como referencia el parámetro a_0 de la celdilla unidad del CINa, para lo cual nuestras muestras

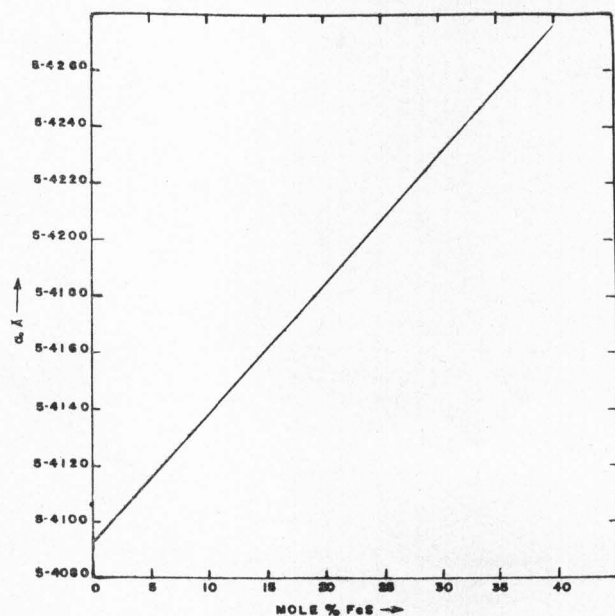


Fig. 3.—Relación entre la composición y el tamaño de la celdilla unidad del mineral (Fe, Zn) S. (Según Skinner, et. al. (12))

fueron mezcladas homogéneamente, en la proporción 3:2, con CINa cristalizado R. A. Merck.

Las condiciones analíticas empleadas fueron las siguientes:

Difractor con goniómetro automático Philips PW/1065.

Contador proporcional.
 Registro gráfico de impulsos.
 Radiación K_{α} de Cu (48 KW \times 20 mA).
 Rendijas } divergencia: $1/2^{\circ}$.
 } recepción: $0,2^{\circ}$.
 Velocidad de exploración del goniómetro: $1/8^{\circ}$ /
 minuto.
 Velocidad de la carta registradora: 160 cm/hora.
 Constante de tiempo: 4 sg.
 Planos cristalográficos de la blenda: (111) y
 (220).
 Planos cristalográficos del ClNa (200) y (220).
 a_0 de ClNa = $5,6403 \pm 0,0002 \text{ \AA}$.

parámetros definitivos representados en el mismo cuadro (columna C). Llevados éstos a la curva de la figura 3, obtenemos el porcentaje de FeS (columna D) disuelto en las distintas blendas, que a su vez llevados sobre la curva de la figura 2, nos conducen a sus respectivas temperaturas de formación (columna E).

CONCLUSIONES

Por las razones ya expuestas, las temperaturas obtenidas, a excepción de las que corresponden a las muestras números 12 y 21, deben considerarse

CUADRO 1

Manifestación N.º	A	B		C	D	E
	Valor de a_0 en \AA	Contenido de Cd S		Valor de a_0 corregido en \AA	Contenido de Fe S en % moles	Tempera- tura en $^{\circ}\text{C}$
		% peso	% moles			
1	5,409 4 ± 3	< 0,1	> 0,1	5,409 4 ± 3	< 0,5	< 140
6	5,416 8 ± 2	{ $\geq 0,1$ < 0,5 }		0,2	5,416 5 ± 2	16,0
7	5,410 3 ± 3	{ $\geq 0,1$ < 0,5 }		0,2	5,410 0 ± 3	1,5
11	5,413 4 ± 2	0,23	0,15	5,413 3 ± 2	8,0	240
12	5,424 4 ± 2	{ $\geq 0,5$ < 0,1 }		0,4	5,423 9 ± 2	31,5
21	5,418 4 ± 2	{ $\geq 0,1$ < 0,5 }		0,2	5,418 1 ± 3	19
22	5,416 2 ± 2	{ $\geq 0,1$ < 0,5 }		0,2	5,415 9 ± 2	14,5
29	5,417 1 ± 2	{ $\geq 0,5$ < 1 }		0,4	5,416 6 ± 2	16,5

- (A) Valores obtenidos directamente por los autores (difracción de rayos X).
- (B) Valores obtenidos según análisis de Espectrografía de rayos X realizados en el Instituto Geológico y Minero de España.
 El valor de la manifestación núm. 11 ha sido tomado de L. Escosura (4).
- (C) Corrección de a_0 según Kullerud (9).
- (D) Según Skinner et al. (12). Fig. 3.
- (E) Según Kullerud (10). Fig. 2.

A partir del valor medio de cuatro medidas de los espaciados reticulares correspondientes a los planos cristalográficos utilizados, se calcularon los respectivos valores del parámetro a_0 de las distintas blendas. Dichos valores, representados en el cuadro 1 (columna A), corregidos de acuerdo con Kullerud (9) según el porcentaje de CdS disuelto en las muestras (columna B), nos conducen a los

como mínimas. Sin embargo, el estudio mineralógico-paragenético de las muestras indica que dichas temperaturas son superiores a las que posiblemente debieron existir; esta diferencia se acentúa principalmente en aquellos dos casos en que el sistema FeS-ZnS debió alcanzar las condiciones de equilibrio (muestras núms. 12 y 21). Este mismo hecho ha sido observado por otros autores

(Kullerud (10)) en estudios similares al nuestro, por lo que se concluye que la línea de equilibrio («solvus») del sistema FeS-ZnS, encontrada por Kullerud (9), precisa modificación.

Las temperaturas de las manifestaciones ubicadas alrededor del plutón de «La Cabrera» poseen una marcada zonación horizontal (fig. 1), zonación en que, como cabría esperar, la temperatura descende al alejarnos de la masa granítica, fig. 1.

Por último queremos hacer resaltar que las blendas del área investigada corresponden a los siguientes tres tipos de generaciones bien diferenciados:

1. Formados por encima de 500° C (manifestación núm. 12).
2. Formados entre 500° y 300° C (manifestaciones núms. 6, 21, 22 y 29).
3. Formados por debajo de 300° C (manifestaciones núm. 1, 7 y 11).

AGRADECIMIENTOS

Damos las gracias a los profesores J. Doetsch y G. Rivas, de la Cátedra de Mineralogía de la E. T. S. de Ingenieros de Minas de Madrid, por habernos permitido utilizar su equipo de rayos X en la obtención de los diagramas de difracción.

REFERENCIAS

- (1) BARTON, P.; TOULMIN, P.: *Sphalerite Phase Equilibria in the System Fe-Zn-S between 580 C and 850 C (Abstract)*: «Geol. Soc. Am. Spec Paper», 76, págs.8-9 (1963).
- (2) CAMPBELL, J.: *The Geology of Torbrit Silver Mine*, «Ec. Geology», V-54; págs. 1461-95 (1955).
- (3) CLARK, L. A.: *Einige Angaben über die Physikalischen Bedingungen für die Bildung von Erzkorkommen. Beitr. 2. Largest, Freib. Forschungsh.*, «CIBG» (1965).
- (4) ESCOSURA, L.: *Análisis de un mineral de zinc de la mina «Cuadrón»*, «Rev. Minera, Ser. A.», t. III; página 569 (1852).
- (5) FEBREL, T.; FÚSTER, J., y DE PEDRO, F.: *Explicación de la Hoja núm. 484*, «Instituto Geológico y Minero de España» (1958).
- (6) FÚSTER, J. y FEBREL, T.: *Explicación Hoja núm. 509*, «Instituto Geológico y Minero de España» (1959).
- (7) GAUDÍN, A., y RUSCH, M.: *Magnetic Separation of Sulphide minerals*. «Am. Inst. of Min. and Metall» (1943).
- (8) HEIM, R.: *Metamorphism in the Sierra Guadarrama* («Tesis Universit Utrech» G. van Boekhoven (1952).
- (9) KULLERUD, G.: *The FeS-ZnS System A. Geological-Thermometer*: «Norsk. Geol. Tids», B. 32, h. 2-4; págs. 61-148 (1953).
- (10) KULLERUD, G.: *Review and evaluation of recent research on Geological Significant Sulfide-type Systems*, «Forschr. Mineral», vol 41; núm. 2; págs. 221-270 (1964).
- (11) SALVADOR SALVADOR, P.: *Medidas de precisión de los parámetros de una red cristalina*, «Boletín Geológico y Minero». T. LXXIX-V (1968).
- (12) SKINNER, B.; BARTON, P.; KULLERUD, G. (1964): *Effect of FeS on the unit cell of Sphalerite. A. revisión*, «Ec. Geol.», vol. núm. 54, núm. 6; pag. 1040 (1955).

Recibido: 1-V-1967.

Medidas de precisión de los parámetros de una red cristalina

por P. SALVADOR SALVADOR (*)

RESUMEN

Se describe un método que permite utilizar las ventajas que ofrece la técnica de difracción de rayos X con difractómetro automático y contador Geiger, en la determinación precisa de los parámetros de una red cristalina, cuando sólo se dispone de algunos mg. (2 ó 3) de muestra para el análisis. Se estudian las fuentes de error que dicho método puede introducir en este tipo de análisis, así como la manera de proceder experimental y teóricamente para tener en cuenta dichos errores.

ABSTRACT

A method is described that allows the utilization of the advantage offered by X-ray Geiger counter diffractometry technique, in the exact determination of the parameters of a cristaline lattic, when only a few mg. (2 ó 3) of sample are available. The source of error that might be introduced in the analisis are discussed, as well as the theory and experimental procedure of the method with the possible errors in mind.

INTRODUCCIÓN

La medida precisa de los parámetros de una red cristalina por difracción de rayos X, es problema que fue atacado en un principio por medio de las clásicas técnicas fotográficas.

El avance de la técnica en el campo de la difracción de los rayos X, ha hecho posible en los últimos años, con la creación de los modernos difractómetros automatizados, que este problema pueda ser resuelto con mayor exactitud en un tiempo mucho menor.

Los modernos difractómetros están dispuestos para trabajar con muestras de superficie extensa y plana, lo que obliga a disponer de una cantidad de muestra mucho mayor que la necesaria en las técnicas fotográficas, en las que son suficientes 2 ó 3 mg. de muestra. Este hecho determina el que en ciertos casos en que no se dispone más que de unos cuantos mg. de polvo cristalino, no haya más remedio que acudir a las antiguas técnicas foto-

gráficas con el consiguiente perjuicio en tiempo y sensibilidad en la medida.

DESCRIPCIÓN DE LA TÉCNICA

Con el ánimo de superar este inconveniente, se pensó en acoplar en una sola técnica las ventajas de ambas.

Este acoplamiento efectuado sobre un difractómetro Philips tipo PW/1050-51, consiste en la adaptación al eje del goniómetro de un nuevo tipo de portamuestras similar en diseño y ejecución al utilizado para el centraje de muestras capilares en las cámaras de polvo (fig. 1.*). Con este tipo de portamuestras es fácil colocar la muestra, en forma de capilar, en el mismo eje del goniómetro. La geometría del sistema no se altera, ya que la muestra queda paralela a las rendijas de divergencia y recepción, y al mismo tiempo situada en un plano que pasa siempre por el centro de la rendija de divergencia y es normal al plano de focalización (figura 2.*).

(*) Laboratorio de Rayos X del I. G. M. E.

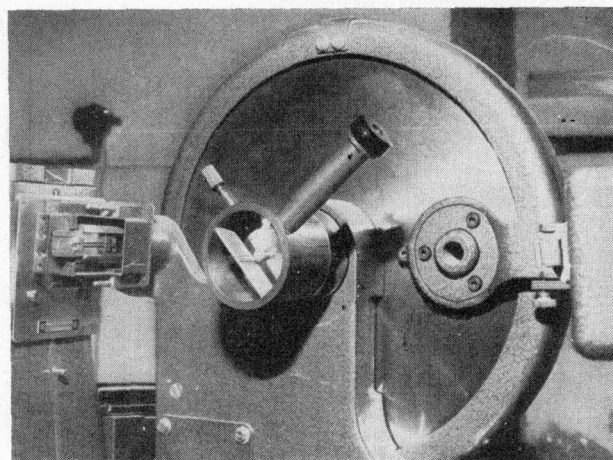
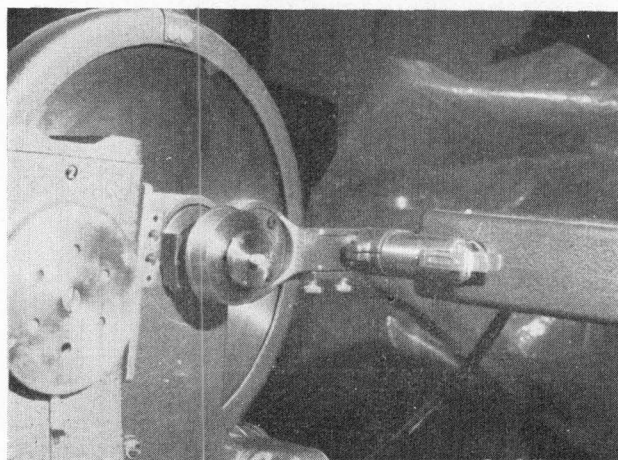


Fig. 1.ª—Portamuestras utilizado y dispositivo que permite centrar la muestra (capilar) en el eje del goniómetro.

JUSTIFICACIÓN Y ANÁLISIS DE LA TÉCNICA

El único inconveniente de esta técnica frente a la que utiliza muestras planas y extensas, es cierta

pérdida en la relación $\frac{I \text{ pico}}{I \text{ fondo}}$ de los diagramas

de difracción, causa de que en ciertos casos (sustancias muy absorbentes) el tiempo empleado en la determinación de parámetros de una red cristalina sea ligeramente superior, aunque siempre incomparablemente menor que el necesario en cualquier técnica fotométrica.

Dado que la técnica antes descrita ha sido pensada para ser aplicada al cálculo de los parámetros de una red cristalina, resulta necesario hacer un análisis de las fuentes de error que ella implica en este tipo de análisis, así como de la mejor manera de corregir dichos errores.

La manera más sencilla de simplificar este análisis es comparar nuestro sistema a una cámara de polvo cuyo radio es el del círculo focal (fig. 2.ª) (distancia entre el eje del goniómetro y la rendija de recepción), cuyo colimador de entrada es sustituido por una rendija fina rectangular paralela a la muestra, cuyo centro es el mismo eje del goniómetro y cuya película es sustituida por un sistema receptor de rendijas y contador Geiger que intercepta uno por uno los distintos conos de difracción a distintos ángulos θ .

De este análisis se deduce que aquellas incontables fuentes de error que la cámara Debye producía, como eran el espesor de la película, radio de la cámara e imperfecto centraje de la muestra, han sido eliminadas o muy reducidas.

ANÁLISIS DE LAS FUENTES DE ERROR Y ERRORES QUE INTRODUCE NUESTRO SISTEMA EN EL PERFIL DE LOS PICOS DE DIFRACCIÓN

La necesidad de este análisis se justifica por la influencia que el perfil de los máximos de difracción tiene sobre la exacta determinación de las constantes de la red (posición exacta de los máximos de difracción).

Hemos considerado las siguientes como fuentes fundamentales de error:

1. Desalineamiento del centro de gravedad del haz primario y eje del goniómetro.
2. Desalineamiento del ángulo $2\theta = 0^\circ$, con respecto al haz primario y eje del goniómetro.
3. Absorción de la muestra.
4. Desplazamiento de la muestra con respecto al eje del goniómetro.
5. Divergencia normal y paralela del haz primario con respecto al eje del goniómetro.
6. Velocidad de giro del goniómetro y constante de tiempo del sistema.
7. Factor de Lorentz y dispersión debida a la muestra.
8. Abertura de la ranura receptora que recoge el haz difractado.
9. Foco de rayos X.

Estudiemos los efectos que cada una de ellas produce:

1. Su efecto será una pérdida de intensidad en los máximos de difracción. Se corrige experimentalmente utilizando un alambre de acero, perfectamente recto y de diámetro inferior a la sección

transversal del haz primario a la altura del eje del goniómetro (variable según la ranura de divergencia empleada), que se centra en el eje del goniómetro por medio de un dispositivo análogo al utilizado en la cámara Debye para el centraje del capilar (fig. 1.^a).

En estas condiciones, el eje del goniómetro será paralelo a la ranura de divergencia y cortará el haz primario en su centro de gravedad, cuando la sombra que produce el alambre en el haz coincide con el centro de gravedad de éste y no se mueve al girar el alambre sobre sí mismo. La comprobación puede realizarse observando la som-

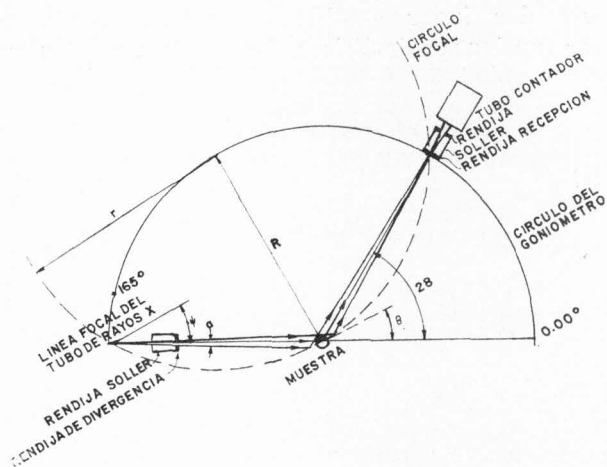


Fig. 2.^a—Geometría del sistema según sección normal al eje del goniómetro.

bra sobre una pantalla fluorescente a los rayos X, o más exactamente haciendo una exploración del haz primario con el mismo goniómetro según se indica en la figura 3.^a.

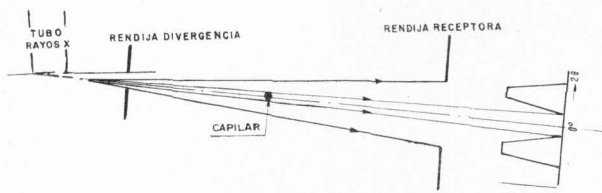


Fig. 3.^a—Procedimiento para alinear el eje del goniómetro con el centro de gravedad del haz primario.

2. Su efecto es una desviación de los máximos de difracción en sentido contrario a la propia desviación del cero. Se corrige experimentalmente explorando el haz primario con el mismo goniómetro y colocando el cero en aquel ángulo al que corresponde el máximo de intensidad obtenido (figura 4.^a).

3. Según la descripción realizada por Bradley y Jay (2), el efecto será de desviación del c. g de los picos hacia ángulos θ positivos y el error podrá corregirse teniendo en cuenta una expresión de la forma:

$$\Delta \theta_{c.g} = \frac{\mu \cdot e}{r} \frac{\text{sen } \theta \cdot \cos \theta}{\theta}$$

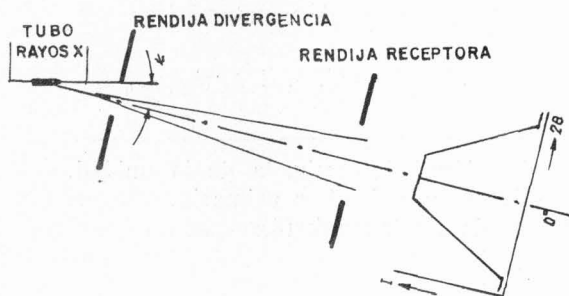


Fig. 4.^a—Procedimiento para colocar el cero del goniómetro correctamente.

Donde

μ = cf. másico absorción real de la muestra en el capilar.

e = diámetro del capilar.

r = radio círculo focalización.

En esta expresión se introduce el error producido por la divergencia del haz en dirección paralela al eje del goniómetro, en nuestro caso muy disminuido por el uso de ranuras longitudinales paralelas a la muestra y «Sollers Sllit».

4. El efecto producido sobre la posición de los máximos se puede desglosar de la siguiente forma:

a) Cuando el descentraje es en sentido vertical, la desviación llevará el mismo signo que éste para ángulos positivos, y contrario para ángulos negativos (se considera descentraje (+) aquel que coloca la muestra por encima del eje del goniómetro). Se puede corregir fácilmente tomando el valor medio del ángulo θ experimentalmente obtenido para ángulos positivos y negativos.

b) Cuando el descentraje es en sentido horizontal, la desviación será del mismo signo que éste, considerando descentraje positivo de la muestra el que ésta tiene cuando está situada entre el foco y el eje del goniómetro.

El error producido según Bradley y Jay (2) se resume en la expresión:

$$\Delta \theta_{c.g} = \frac{\delta \text{sen } \theta \cdot \cos \theta}{r}$$

δ = desviación de la muestra.

r = radio círculo focalización.

5. El efecto producido por la divergencia del haz primario en un plano normal a la muestra es algo complejo; es nulo para $\theta = 45^\circ$, positivo para bajos ángulos, y negativo para ángulos elevados; puede quedar muy disminuido al usar ranuras de divergencia finas, en cuyo caso es despreciable frente a los errores producidos por absorción y excentricidad. Bradley y Jay dan para éste la siguiente expresión matemática:

$$\Delta \theta_{c.g.} = -\frac{1+x}{96} \left(\frac{\alpha}{r} \right)^2 \operatorname{ctg} 2\theta$$

x = fracción indeterminada de la unidad.

α = divergencia del haz primario.

La que da Eastbrook (3)

$$\Delta \theta_{c.g.} = -\frac{1}{48} \alpha^2 \operatorname{ctg} 2\theta$$

es algo diferente y parece más adecuada a nuestro caso, pues considera el uso de rendijas finas-longitudinales paralelas a la muestra, y de «Sollers slit».

La divergencia paralela a la muestra fue ya considerada junto con el efecto de absorción.

6. La velocidad ω de exploración de goniómetro y la constante de tiempo del sistema registrador (T. C.) crean una cierta inercia en el sistema de detección de los máximos de difracción cuando éste es gráfico, de forma que éstos son desviados en el mismo sentido en que se efectúa la exploración, proporcionalmente al producto: $\omega \times T. C.$

El error se corrige experimentalmente registrando los máximos en ambos sentidos (de ángulos mayores a menores y viceversa) y tomando el valor medio de la posición de ambos máximos obtenidos.

Cuando el máximo se registra manualmente, por puntos, en lugar de automáticamente, este error no existe.

7. Ambos efectos producen una distorsión en el perfil de los máximos, que es grande para altos ángulos θ y despreciable para pequeños y medianos.

Pike (4) da la siguiente expresión para corregir este tipo de error:

$$\Delta \theta_{c.g.} = \frac{3v}{\lambda^2} \operatorname{tg}^2 \theta$$

v = anchura media del perfil del máximo de difracción.

λ = longitud de onda utilizada.

8. Su efecto es simplemente un ensanchamiento simétrico del perfil de los máximos de difracción,

sin ninguna desviación de su centro de gravedad. Puede afectar, pues, seriamente a la resolución de los picos en el diagrama.

9. Su efecto es también de ensanchamiento simétrico sin distorsión.

Para los modernos tubos de rayos X en que la intensidad producida por el foco posee una distribución gaussiana, este efecto se minimiza.

Resumiendo: aquellos errores que pueden afectar a la medida exacta de los ángulos de difracción e indirectamente a los parámetros de la red, son los estudiados en los puntos 3), 4), 5) y 7), pues dan lugar a distribuciones caracterizadas por funciones asimétricas. Los restantes están caracterizados por funciones simétricas y sólo afectan a la anchura de los máximos de difracción.

Sumando los efectos de las cuatro funciones asimétricas sobre el ángulo de Bragg tendremos:

$$\Delta \theta_{c.g.} = \frac{\mu e}{r} \frac{\operatorname{sen} \theta \cdot \cos \theta}{\theta} + \frac{(\pm \delta)}{r} \operatorname{sen} \theta \cdot \cos \theta \pm \frac{1}{48} \alpha^2 \left(\frac{1}{\cos \theta} + \frac{1}{\operatorname{sen} \theta} \right) + \frac{3v}{\lambda^2} \left(\frac{\operatorname{sen} \theta}{\cos \theta} \right)^3$$

Esta expresión es aplicable tanto para pequeños como para grandes ángulos θ . Para pequeños ángulos ($0^\circ \leq 2\theta \leq 90^\circ$), el último término es despreciable, y los demás valores tienen signo más, excepto el segundo, cuyo signo depende del de δ . Si queremos traducir el error $\Delta \theta_{c.g.}$ a error sobre los parámetros de la red, bastará aplicar la fórmula de Bragg diferenciada:

$$\frac{|\Delta d|}{d} = \operatorname{ctg} \theta |\Delta \theta|$$

con lo cual obtendremos la nueva expresión

$$\frac{\Delta d}{d} = -\frac{\mu e}{r} \frac{\cos^2 \theta}{\theta} - \frac{(\pm \delta)}{r} \cos^2 \theta \pm \frac{\alpha^2}{48} (\operatorname{ctg}^2 \theta - 1) - \frac{3v}{\lambda^2} \operatorname{tg}^2 \theta$$

(Las medidas de θ se refieren al centro de gravedad de los máximos).

CORRECCIÓN PRÁCTICA DE LOS ERRORES

La manera práctica de corregir estos errores, al menos aproximadamente, es aplicar la fórmula que da la corrección, a la medida experimental del parámetro de la red, para lo cual conviene antes li-

brar a éste de los posibles errores no sistemáticos, tomando el valor medio de determinado número de medidas de θ . Conviene además conocer los valores numéricos de las variables que intervienen en la expresión matemática del error:

- μ = cf. másico de absorción de la muestra.
- e = espesor del capilar.
- r = radio del círculo focal.
- δ = desviación de la muestra respecta al eje del goniómetro.
- α = ángulo de divergencia del haz primario,

lo cual es un grave inconveniente.

La medida de los parámetros de la celdilla unidad de una red cristalina viene afectada por estos mismos errores, y existe amplia literatura que explica la mejor manera de corregirlos, según la importancia relativa de cada uno de ellos.

Dada la similitud de las funciones que en nuestro caso determinan estos errores y las que lo determinan cuando se utiliza la técnica fotográfica de Debye, no habrá inconveniente en aplicar, de modo particular, los métodos de corrección de esta técnica a nuestro caso.

Los principales métodos para corregir el error experimental obtenido en la medida de los parámetros de la celdilla unidad aplicables a nuestra técnica son:

Métodos relativos.

1. Uso de sustancias patrones (5) (6) y (7).

Métodos absolutos experimentales.

2. Aplicación a nuestra técnica del método de Straumanis (8), que trata de disminuir al máximo los posibles errores experimentales por elección adecuada de las condiciones experimentales.

Métodos absolutos matemáticos (9) (2) (10) (11).

3. De extrapolación gráfica para $\theta = 90^\circ$ (en que la mayoría de los errores desaparecen) y extrapolación de $\frac{\Delta d}{d}$ frente a las funciones:

$$\theta: \cos^2 \theta; \frac{\cos^2 \theta}{\sin \theta} + \frac{\cos^2 \theta}{\theta}$$

4. De los «mínimos cuadrados» (12) y (13), equivalente a la extrapolación gráfica, pero de mayor extensión por su aplicación a cristales no cúbicos.

REFERENCIAS

- (1) W. PARRISH y K. LOWITZSCH (1959), «American Mineralogist», vol. 44, 765-787.
- (2) BRADLEY, A. J. y JAY, A. M. (1932), «Proc. Phys. Soc.», 44, 563.
- (3) EASTABROOK, J. N. (1952), «Brit. Jour-App-Phys», 3, 394.
- (4) PIKE, E. R. (1957), «J. Sci. Instr.», 34, 355.
- (5) W. GEVLACH y O. PAULI (1921), «Z. Physik», 7, 116.
- (6) H. OTT (1924), «Bev. d. bauber. Akad. d. Wiss», 31.
- (7) R. J. HAVISHURST; E. MACK y F. C. BLAKE (1924), «J. Am. Chem-Soc.», 46, 2368.
- (8) M. E. STRAUMANIS (1949), «J. Appl. Phys.», 20, 276.
- (9) G. KETTMANN (1929), «Physik», 53, 198.
- (10) A. TAYLOR y H. SINCLAIR (1954), «Proc. Phys. Soc.» (London), 57, 129.
- (11) J. B. NELSON y D. P. RILEY (1945), «Proc. Soc.», 57, 160 (London).
- (12) HESS, J. B. (1951), «Act. Cryst», 4, 209.
- (13) COHEN, M. U. (1936), «Rev. Sci. Instr.», 6, 68.

Recibido: 1-V-1967.

Contribución al estudio de los yacimientos de hierro del Suroeste de España.-(Parte II)

por F. VAZQUEZ GUZMAN (*)

Complemento obligado en todo trabajo geológico es el estudio de rocas al microscopio, tanto para una buena cartografía como para un mayor conocimiento de las vicisitudes sufridas por los sedimentos. Pero entiéndase que dicho estudio ha de realizarse simultáneamente con el trabajo de campo y contando en todo momento con los datos que éste le aporte.

El estudio petrográfico de las formaciones que se presentan en nuestra zona de trabajo, ha sido realizado en el Laboratorio de Petrografía del Instituto Geológico y Minero de España, por Lucas Amado Cueto, sobre más de 200 preparaciones de rocas consideradas como representativas de las existentes en la región.

CAMBRIANO

Las rocas estudiadas pueden dividirse en seis grupos:

- 1) Areniscas.
- 2) Grauvacas.
- 3) Calizas.
- 4) Pizarras.
- 5) Doleritas y Espilitas.
- 6) Rocas metamórficas.

1) Areniscas

Según la naturaleza del agente aglomerante más abundante, se distinguen las siguientes variedades:

a) Areniscas consolidadas en tránsito a cuarcitas.

Rocas de color blanquecino, muy compactas, fractura irregular y grano muy fino, están com-

(*) Doctor Ingeniero de Minas del I. G y M. de España.

puestas por cuarzo recristalizado, alotriomorfo y con extinción ondulante, cuyos granos están, en parte, soldados entre sí o, bien, unidos por escaso cemento, generalmente formado por material arcilloso y óxidos de hierro.

La textura es en mosaico perfecto.

b) Areniscas sericítico-arcillosas.

Son rocas compuestas por un 65 por 100 de cuarzo, 25 por 100 de sericita, 5 por 100 de muscovita y 5 por 100 de material arcilloso.

El cuarzo, principal componente detrítico, se encuentra en granos de formas angulosas a subangulosas, con extinción ondulante y, localmente, recristalizados.

Los feldespatos se presentan, unas veces frescos y otras con diverso grado de alteración, en paso a caolín y sericita.

La fracción sericítico-arcillosa consiste principalmente en sericita, illita, caolinita y clorita. Se observa abundancia de muscovita y entre los constituyentes accesorios detríticos (minerales pesados y otros), la turmalina y los opacos son los más abundantes.

La mayor parte de las partículas clásticas caen dentro del campo de tamaños de las arenas 1/6 a 2 mm., siendo el grado de calibrado muy variable.

El cemento está compuesto por sericita y material arcilloso, y a veces por algo de óxidos de hierro.

c) Areniscas ferruginosas.

Rocas de aspecto negro-pardo, de grano muy fino y compactas. Microscópicamente están compuestas por cuarzo detrítico recubierto por una película de óxidos de hierro. Su color pardo-ro-

jizo y la abundancia de óxidos de hierro las caracterizan.

d) *Areniscas calizas.*

Su composición mineral varía de las estudiadas anteriormente, en el cemento, compuesto de carbonato cálcico, y en la mayor proporción de plagioclasa.

El cuarzo, mineral más abundante entre los detríticos, es en general anguloso, correspondiendo al tipo oligoclasa la plagioclasa que se encuentra en un 8 por 100.

El cemento de calcita presenta considerables variaciones en su tamaño de grano, desde muy fino (casi criptocristalino), pasando por un tamaño medio, hasta cristales muy grandes poiquilíticos y alotriomorfos, cada uno de los cuales incluye un número indeterminado de granos de cuarzo, aunque la mayoría de esas areniscas presentan cemento criptocristalino con pequeñas inclusiones de sericita.

Los accesorios más abundantes son el circón, la turmalina y los opacos; estos últimos, en ocasiones, dejan de ser accesorios.

e) *Areniscas silíceas.*

La composición mineral es similar a las anteriores, considerando los materiales detríticos; su variación estriba en el cemento silíceo, cuarzo, generalmente de grano muy fino, intersticial y anubarrado por un polvo fino; en algunos tipos se ha depositado sobre los granos clásticos como un crecimiento continuo, cristalográfica y ópticamente. El límite entre los dos se distingue por una película de óxidos de hierro o por una línea de inclusiones pulverulentas.

Al principio de la silificación el cuarzo aumenta de tamaño, y forma cristales de subidiomorfos a idiomorfos y, al ir aumentando aquélla, los poros tienden a desaparecer, y se produce una estructura en mosaico de cuarzo alotriomorfo.

Se han observado síntomas de metamorfismo, con la aparición de biotita y una extinción ondulante del cuarzo muy acusada.

2. *Grauwacas.*

Según Heinrich, la composición de las grauwacas tiene por límite de un 20 a un 75 por 100 de arcilla, sericita y clorita, 0 a 70 por 100 de cuarzo; 10 a 80 por 100 de feldespato, considerando como subgrauvacas las que contienen menos del 10 por 100 de feldespato

Atendiendo a esta clasificación, dentro del Cambriano, se han encontrado grauwacas y subgrauvacas. Además de la diferencia de contenido en feldespato, se distinguen las subgrauvacas por su grano más fino y su calibre malo.

La composición mineral de los dos tipos de rocas es idéntica, los clastos están compuestos fundamentalmente por cuarzo y feldespatos, sobrepasando el contenido en cuarzo al de feldespatos y, dentro de estos últimos, dominando la plagioclasa sobre los feldespatos potásicos. El contenido de fragmentos pétreos varía del 5 al 10 por 100, siendo generalmente de filitas, pizarras, sílex y areniscas, y, en algunas grauwacas, también muscovita detrítica.

Los clastos y los fragmentos están implantados en una matriz pastosa abundante formada por sericita, arcilla (illita), clorita, cuarzo muy fino y carbonatos. En las subgrauvacas, la clorita es mucho menos abundante, pero son frecuentes los fragmentos carbonosos.

Estas rocas, desde el punto de vista estructural, se pueden considerar como microbrechas.

3) *Calizas*

Dada la extensión de los afloramientos calizos, no ha sido posible realizar un estudio exhaustivo de los mismos.

Las rocas de este tipo examinadas, pueden considerarse como calizas silíceas, pues su contenido en cuarzo varía del 10 al 25 por 100. En general, son rocas muy manchadas por material arcilloso y con los carbonatos recristalizados, los cuales presentan maclas polisintéticas; el cuarzo aparece en granos de redondeados a subangulares con extinción ondulatoria. La calcita está en un 80 por 100, observándose algo de dolomía, que no pasa del 5 por 100.

Las calizas de la Sierra de Fuente Ibáñez y las que afloran en su prolongación hacia Levante, como las cortadas por el Camino de la Ramona, presentan un acusado metamorfismo. La característica principal son las bandas compuestas por epidota, feldespato potásico, material carbonoso y, posiblemente, algo de tremolita-actinolita. El contenido en cuarzo es muy alto y la calcita presenta signos de fuertes presiones; en ciertas partes estas rocas recuerdan a las «calciflúta» (rocas metamórficas de silicatos cálcicos).

4) *Pizarras.*

Las rocas de este tipo corresponden a pizarras sericítico-arcillosas. Se encuentran finamente es-



tratificadas, siendo algunas hojosas y estando formadas por partículas, cuyo tamaño varía desde el de la arcilla al del limo, o una combinación de ambos.

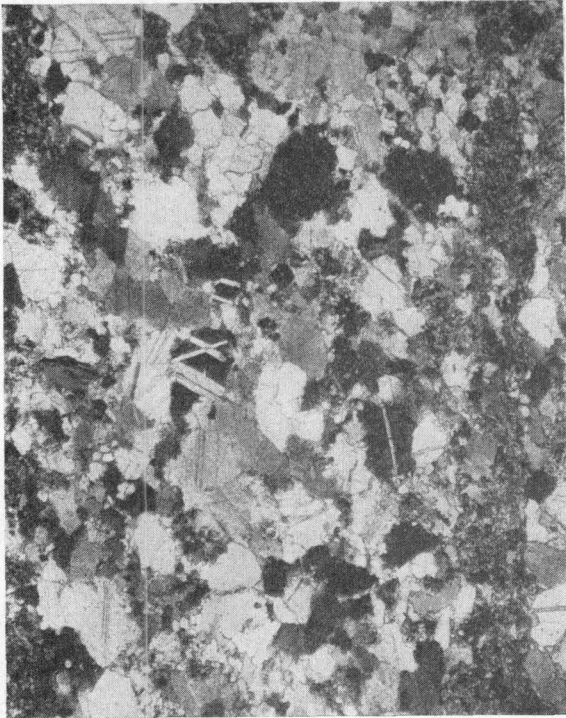


Foto 1.—SO-201. Caliza recrystalizada: Granos de carbonato cálcico recrystalizado, mostrando maclas polisintéticas. Nícoles cruzados, 36 x.

La composición mineral completa es difícil de determinar con el microscopio, debido a su grano finísimo. Las partículas más gruesas son de cuarzo, muscovita, clorita y feldespato, estando englobadas en una pasta microcristalina de minerales de la arcilla, cuarzo, sericita, clorita, limonita, agujas de rutilo y algo de material carbonoso; también se observan algunos opacos.

El más abundante de los minerales de la arcilla es la illita, y ha sido necesario determinarlo por rayos X.

Estas pizarras presentan, por lo general, una marcada disposición paralela, no sólo de los constituyentes de la matriz, sino también de los detriticos de grano más grueso; estos últimos presentan, normalmente, formas que van de subrodadas a subangulosas.

Es frecuente el bandeado en pequeña escala y la hojosidad resultantes del depósito en cantidades variables de cuarzo, clorita, o filamentos

carbonosos, o del depósito de partículas con diferente tamaño de grano.

5) Doleritas y espilitas

Las doleritas estudiadas presentan la siguiente composición mineral:

Piroxeno: 37 por 100.

Plagioclasa: 60 por 100.

Ilmenita (leucóxeno): 3 por 100.

Su textura es ofítica, con láminas de labrador envueltas o moldeadas por el piroxeno alotriomorfo; algunos cristales de piroxeno, con gran tamaño, engloban al feldespato plagioclasa.

El feldespato se presenta en láminas macladas, en su mayor parte, y zonadas algunas de ellas.

El piroxeno es, en general, augito, aunque también existe hiperstena. Los ortopiroxenos forman con los clinopiroxenos de exsolución, finos entrecrecimientos gráficos, que originan la extinción moteada en todo el grano, en los núcleos o en los bordes. Esta relación es la misma que se presenta en los gabros plutónicos, con la diferencia de que en nuestro caso, el enfriamiento fue más rápido y los productos de exsolución más pequeños y peor segregados.

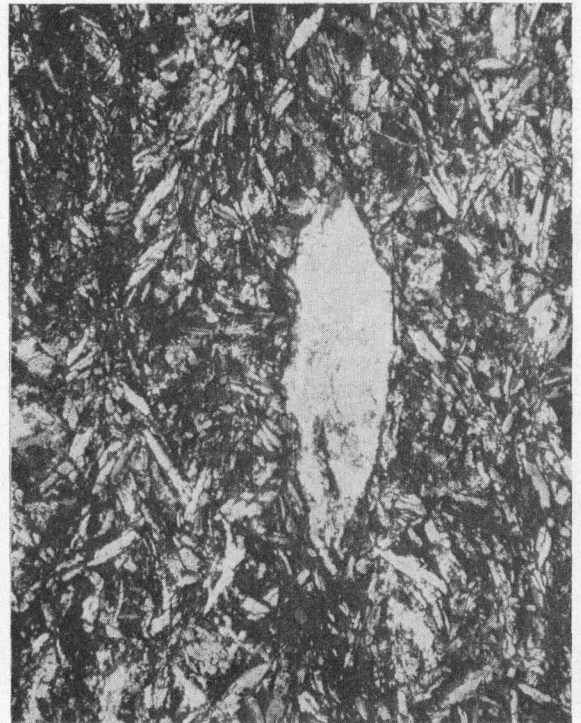


Foto 2. — SO-26C. Espilita. Plagioclasa albitizada, algo orientada, con amígdala de calcita. Nícoles cruzados, 36 x

Dentro del grupo de las espilitas diferenciamos las diabasas espilíticas, con idéntica composición mineral, pero distinta textura. Vesicular con pasta intersticial en las espilitas, y de ofítica a subofítica en las diabasas espilíticas.

El feldespato plagioclasa está en su mayor parte albitizado, existiendo en ocasiones oligoclasa. Los fenocristales son hipidiomorfos y están algo alterados.

La pasta está compuesta por plagioclasa y clorita, englobando gran cantidad de vesículas o amígdalas, que se produjeron como consecuencia del escape de gases, y que posteriormente fueron rellenas por calcita y algunas por clorita. Las de calcita presentan, a veces, un reborde de clorita y pirita, siendo la deposición de estos minerales en el siguiente orden: clorita, pirita y calcita.

Se observa también la existencia de ilmenita, pasando en su mayor parte a leucoxeno, epidota y óxidos de hierro.

6) Rocas metamórficas

Se presentan estas rocas con gran variedad cerca de los asomos graníticos, pudiéndose considerar los siguientes grupos:

a) «Skarns» y rocas metamórficas de silicatos cálcicos.

Son rocas formadas en condiciones pirometamórficas, estando formadas, en general, por varias asociaciones minerales, aunque existen las monominerales. La calcita puede constituir gran parte de la roca o faltar por completo; también existe dolomía.

Las asociaciones minerales más frecuentes, especialmente en la banda norte, son las siguientes:

- Diópsido.
- Tremolita o Actinolita.
- Grosularia (Granatita).
- Grosularia-Diópsido.
- Grosularia-Diópsido-Calcita-Epidota.
- Grosularia-Epidota.
- Diópsido-Escapolita-Feldespato.

Algunos minerales, como el granate y los piroxenos, presentan variaciones sistemáticas en su composición, que dependen de su posición en la aureola de contacto o de su edad relativa. El primero es muy poiquiloblástico e isótropo, presentando inclusiones de piroxeno, cuarzo y anfíbol.

La escapolita y epidota son, a veces, muy abun-

dantes, lo que no ocurre con el feldespato plagioclasa.

El anfíbol corresponde a tremolita-actinolita que se encuentra, a veces, en magníficos cristales.

La textura de estas rocas es de grano fino y granuda alotriomorfa; en ocasiones aparecen rosetas de tremolita-actinolita y diópsido.

b) Esquistos biotíticos y actinolíticos.

En las dos bandas cambrianas aparecen los esquistos de biotita, presentando análogas características.

Son rocas oscuras, de grano fino y muy esquistosas. La biotita, uno de los minerales fundamentales, tiene color pardo-rojizo, en general, observándose también, en ocasiones, matices verde oliva, y presentando un acusado paralelismo. El cuarzo, que entra en la misma proporción que la biotita, es alotriomorfo con extinción ondulatoria. El feldespato plagioclasa, en la proporción de un 5 por 100, es del tipo oligoclasa y se encuentra fresco e inalterado. Otros minerales presentes en cantidades pequeñas son la estauroлита, ilmenita, leucoxeno y opacos.

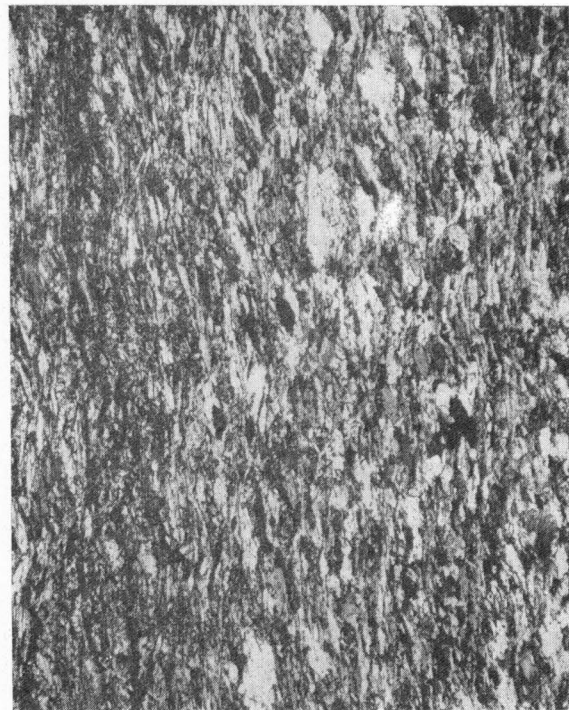


Foto 3.—SO-219. Esquisto de actinolita: Textura esquistosa, mostrando cristales de actinolita paralelos. Nícoles cruzados, 36 x.

En la banda Sur afloran esquistos actinolíticos, con abundante anfíbol, que contiene actinolita verde, epidota y cuarzo.

La actinolita se presenta bien orientada, paralela o subparalelamente, y son frecuentes las bandas ricas en epidota, en granos alotriomorfos y algunos subidiomorfos de mayor tamaño que pueden estar zonados. Epidota, cuarzo y algo de calcita se presentan también en filoncillos y lenticulas.

c) *Unaquitas y rocas epidóticas.*

Debidas a metasomatismo o diferenciación metamórfica, se forman a partir de los granitos y granodioritas por sustitución hidrotermal de la plagioclasa, feldespato potásico y máficos por epidota. El feldespato potásico es ortosa y los restantes minerales: biotita, apatito, magnetita y circón residuales. Los constituyentes secundarios: escapolita, cuarzo, sericita y clorita.

Dentro de estas rocas hay variaciones al estar sustituidos parcial o totalmente los feldespatos y máficos por epidota. En las epidotitas la sustitución es total y la *helsinkitas* son granitos y cuarzdioritas epidóticas, formadas probablemente por una acción metasomática similar a la que producen las *unaquitas*, pero en mayor escala.

Es característica la abundancia de epidota en las diferentes rocas de la Hoja.

d) *Neises granatíferos.*

Compuestos de cuarzo, feldespatos, biotita y granates, derivan de rocas ígneas félsicas, aplitas, granodioritas y sus pófidos, o de sedimentos arenosos impuros, tales como arcosas, areniscas feldespáticas o arcillas, etc. El metaformismo es regional profundo e intenso y los productos del mismo son atribuidos a las facies de la granulita.

Las rocas observadas presentan:

- 1) Textura blastoporfídica.
- 2) Plagioclasa de la misma composición y zonado uniforme en toda la roca.
- 3) Feldespato potásico del mismo tipo y en mayor proporción que el cuarzo.

Como minerales accesorios se encuentran la turmalina, circón, rutilo (en agujas) y opacos.

Estos *neises granatíferos* se denominan «*kinzogitas*».

e) *Cornubianitas.*

Son rocas oscuras de grano fino, compactas, compuestas por cuarzo, biotita, feldespato potásico, cordierita, andalucita y piroxenos.

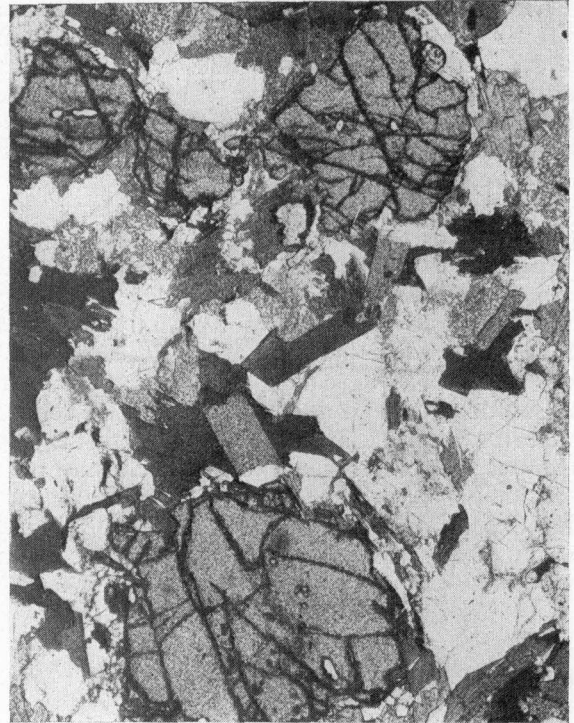


Foto 4.—SO-226. Neis granatíferos: Cristales de granate, cuarzo y feldespato. Nícoles paralelos, 36 x.

La cordierita forma, por lo general, porfidoblastos poiquilíticos que suelen tener los bordes rotos y dentados; en algunos cristales son tan abundantes las inclusiones, que la cordierita queda reducida a una especie de esponja irregular, observándose un ligero tinte gris azulado.

La andalucita forma también una malla de porfidoblastos alotriomorfos, rellena de cuarzo, biotita, etc.

El cuarzo, biotita y feldespatos potásicos se presentan en la matriz como granos alotriomorfos más pequeños, sin orientación preferente o poco orientados.

La presencia de piroxenos revela la existencia de calcio en los sedimentos originales; los piroxenos están pasando a anfíbol.

Los accesorios son turmalina, esfena, apatito y opacos.

SILURIANO

1) *Grawvacas*

Son rocas clásticas, compuestas fundamentalmente por cuarzo de anguloso a subanguloso, en parte fracturado por efecto de presiones y con extinción ondulatoria muy marcada; también se

presenta en fragmentos de rocas en forma detritica. La plagioclasa, en clastos y fragmentos de lavas, está albitizada; a los fragmentos de lavas, que en ocasiones son muy abundantes, acompaña materia carbonosa que da a las rocas un color oscuro característico. Son abundantes también los fragmentos de areniscas y, en cantidades accesorias, se observan minerales opacos y clorita.



Foto 5.—SO-186 A. Grauvaca: Fragmentos espiliticos, cuarzo y carbonato. Nicoles cruzados, 36 x.

El calibrado de las rocas es malo, pues abundan los tamaños que van del guijarro a la arcilla, y, por tanto, la permeabilidad es baja; la esfericidad y rodado varía de bajo a moderado.

Las rocas con escasos fragmentos de lavas tienen abundancia de carbonatos cálcicos en la matriz.

2) Conglomerados

Esta formación se caracteriza por la ausencia de feldespatos.

Se ha distinguido un «conglomerado de grauvacas», formado por fragmentos de grauvacas y pizarras, cuarzo, sericita, óxidos de hierro con vetas de carbonatos cálcicos, y un «conglomerado ortocuarcítico», formado por fragmentos pizarrosos, cuarzo en granos de redondeados a sub-

angulosos, sericita, opacos, fragmentos de cuarzo y «chert».

3) Calizas.

Las calizas estudiadas corresponden a rocas con una matriz afanítica, compuesta de carbonato cálcico

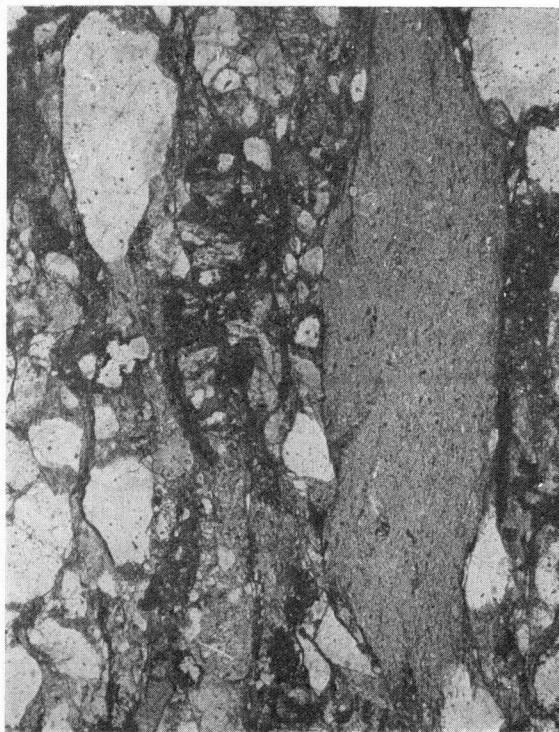


Foto 6.—SO-26 B. Grauvaca: Fragmentos de cuarzo y pizarra. Nicoles paralelos, 36 x.

cico y algo de cuarzo, con una textura en mosaico.

Tienen algo de material arcilloso, opaco y óxidos de hierro.

DEVONIANO

Devoniano inferior

Las rocas estudiadas, pertenecientes a este tramo, son:

- 1) Conglomerado.
- 2) Grauvacas.
- 3) Pizarras.
- 4) Areniscas.
- 5) Calizas.
- 6) Rocas metamórficas.

1) *Conglomerado.*

Está formado por cuarzo, de redondeado a subanguloso, plagioclasa del tipo oligoclasa, fragmentos rocosos, opacos y óxidos de hierro muy abundantes, sericita y algo de turmalina, aglomerados por un cemento de tipo silíceo y presentando un calibrado moderado.

Este conglomerado es muy análogo al del Devoniano medio, si bien sus caracteres macroscópicos y forma de presentarse en el campo difieren grandemente.

2) *Grauwacas.*

Se ha observado la existencia de dos tipos diferentes: grauwacas sin fragmentos espilíticos y grauwacas con fragmentos espilíticos.

Entre las del primer grupo las hay con un contenido en sericita-arcilla-clorita del 50 por 100, en tanto que otras no llegan al 20 por 100. En general, en todas el contenido de cuarzo supera al de los feldespatos, y sericita-arcilla-clorita sustituyen al cuarzo y feldespatos detríticos, entrando marginalmente en los granos, formando dientes que destruyen por completo los contornos originales. El calibrado es malo, abundando los tamaños de guijarro a arcilla, siendo el rodado moderado. Las que son ricas en sericita-arcilla-clorita presentan una gran tendencia a la pizarrosidad, y los efectos de presiones están muy marcados.

En las grauwacas del segundo grupo, la asociación sericita - arcilla - clorita es abundante, a igual que los minerales opacos y óxidos de hierro. Esto, junto con los fragmentos de lavas espilíticas cambrianas, son las principales características de estas rocas que, en ocasiones, presentan carbonatos y fragmentos de rocas graníticas. El material carbonoso es también abundante y la pizarrosidad muy acusada.

3) *Pizarras.*

Unas pueden clasificarse como silíceas y otras como sericitas, existiendo también las intermedias.

Son rocas de grano finísimo, hojosas, y cuya composición mineral completa no es fácil determinarla con el microscopio, ya que su tamaño de grano lo permite. Se observan cuarzo, feldespato potásico, sericita y clorita, esta última de alteración de micas; las pizarras silíceas presentan gran cantidad de opacos y óxidos de hierro.

4) *Areniscas.*

Rocas de composición muy similar a la de las arcosas, que según Heinrich, tienen un contenido en feldespato mayor del 25 por 100.

Se ha realizado un contaje, sobre la base de 700 puntos por muestra, para determinar la proporción de sus componentes. Los resultados han sido los siguientes:

Cuarzo	60-65 %
Feldespato (ortosa y plagioclasa)	15-20 %
Arcilla, sericita y clorita	10-15 %
Turmalina, opacos y óxidos de Fe	5-10 %

El cuarzo se presenta en granos alotriomorfos con extinción ondulatoria, de subangulosos a angulosos. El feldespato dominante es la plagioclasa, que se presenta muy fresca y con maclas polisintéticas; la ortosa está en menor cantidad. La sericita, arcilla y clorita son los minerales que componen el cemento, siendo la clorita el más escaso. Accesoriamente se presentan turmalina, óxidos de hierro y opacos.

El tamaño de grano de estas rocas corresponde al de las arenas.

5) *Calizas.*

En general, pueden considerarse como calizas silíceas. Localmente aparecen recristalizadas y con signos de metamorfismo; los grandes cristales de carbonato presentan sus típicas maclas polisintéticas.

Se observan granos de cuarzo subredondeados y fragmentos de rocas de tipo pizarroso, ricos en cuarzo, sericita y turmalina.

6) *Rocas metamórficas.*

Como consecuencia de apófisis de rocas graníticas que aparecen entre los anteriores sedimentos, se origina un metamorfismo, cuya más clara manifestación son las *pizarras mosqueadas*.

Estas rocas son equivalentes, químicamente, a las cornubianitas, pero al ser menor la temperatura, han conservado la esquistosidad y en tipos aluminosos, como son las rocas estudiadas, se ha formado cordierita y andalucita.

Los componentes de las pizarras mosqueadas son: cuarzo, algo de plagioclasa sódica, biotita, muscovita, cordierita y andalucita en su variedad quistolita. Esta variedad de andalucita presenta inclusiones de sustancia carbonosa colocadas si-

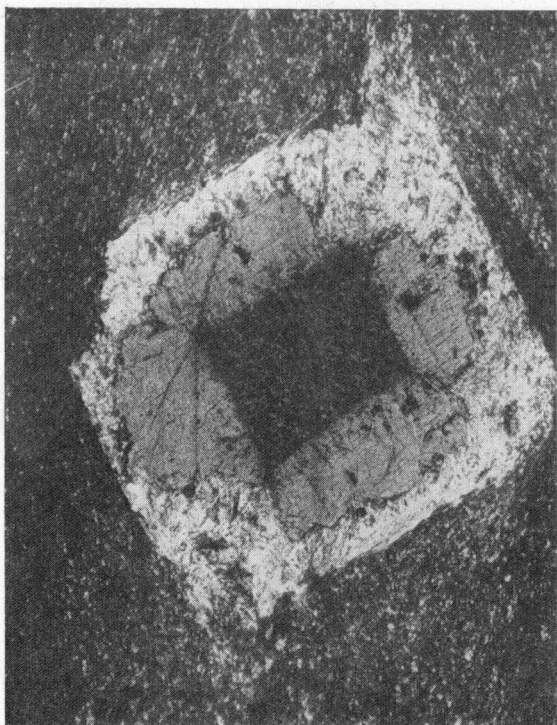


Foto 7.—SO-961. Pizarra mosqueada: Andalucita (chiastolita), mostrando las inclusiones carbonosas características. Nícoles cruzados, 36 ×.

métricamente en forma de cruz; sus características ópticas dieron un $2V = -86^\circ$. Las micas, y en especial la biotita, aparecen en agregados de escamas gruesas. Los constituyentes de la matriz están orientados subparalelamente y fluyen alrededor de los porfidoblastos.

La textura es mosqueada debido al intenso desarrollo de los porfidoblastos de andalucita.

Devoniano medio

1) Conglomerados.

Se trata de conglomerados polimícticos, representantes de grano grueso de las familias de areniscas líticas y arcosas.

Fundamentalmente están compuestos por guijarros de rocas sedimentarias, metamórficas, etcétera. El cuarzo se presenta de redondeado a subaguloso, con una extinción ondulante muy acusada. El feldespato corresponde, principalmente, a plagioclasa de tipo oligoclasa-andesina; además de presentarse en los fragmentos de rocas, lo hace en granos dispersos. La sericita y material arcilloso también existe en cantidades apreciables, observándose algunos granos de muscovita. Los óxidos de hierro son abundantes en estas rocas.

2) *Grauwacas.*

Las principales características son su riqueza en sericita y su tendencia a la pizarrosidad.

Estas rocas, tanto texturalmente como por sus componentes minerales, no ofrecen diferenciación microscópica con las del Devoniano inferior.

3) *Areniscas.*

El principal componente detrítico es el cuarzo, que se presenta redondeado y seleccionado la mayoría de las veces. Los granos tienen forma cristalina reconstruida, y muestran facetas brillantes de cristales que son el resultado de la regeneración de la forma cristalina de cuarzo por acumulación de cuarzo secundario en continuidad cristalográfica con el cuarzo de los granos gastados.

Se presentan simultáneamente con clara extinción ondulatoria. La plagioclasa es oligoclasa muy fresca y con maclas polisintéticas. Las micas se presentan en el cemento como laminillas de sericita, aunque se observan también muscovita y biotita. El cemento es silíceo y se observa algo de «chert».

El circón, la turmalina y los óxidos de hierro son componentes accesorios de estas rocas.

4) *Calizas.*

Son eminentemente fosilíferas y una de sus características es el metamorfismo que han sufrido; la abundancia de micas en bandas paralelas, la cantidad de cuarzo y plagioclasa, junto con los síntomas de recristalización, así lo demuestran.

Son rocas muy silíceas, con fragmentos de pizarras, felsitas y, en ocasiones, colófano.

Los signos de presión dan una cierta tendencia fluidal, presentando los granos cristalizados de carbonato, maclas polisintéticas.

5) *Pizarras.*

Son rocas análogas a las estudiadas en el Devoniano inferior, y su principal característica es la existencia de un «strain slip cleavage», que riza a la pizarrosidad principal.

6) *Espilitas.*

El volcanismo del Devoniano medio es fundamentalmente espilitico, si bien existen horizontes piroclásticos y tobáceos.



Foto 8.—SO-141. Pizarra. Textura pizarrosa, «Strain slip cleavage». Nícoles paralelos, 36 x.



Foto 9.—SO-39 A. Lava espilitica: Cristales de plagioclasa albitizada en una textura fluidal. Nícoles cruzados, 36 x.

El material piroclástico es casi en su totalidad feldespato plagioclasa, junto con algunas secciones de cuarzo detrítico. Su pizarrosidad es muy acusada, y a lo largo de estos planos de crucero se han depositado opacos que corresponden a piritas.

Las tobas estudiadas están formadas por fragmentos lávicos, feldespato plagioclasa, que en general se encuentra corroído, y fragmentos pétreos. Casi todas han sufrido una intensa epidotización y carbonatación.

Las espilitas, que son muy típicas, presentan amígdalas de calcita; estas amígdalas son consecuencia del escape de gases y de su posterior relleno; en ocasiones se ha observado la presencia de minerales de cobre en estas amígdalas. Estas rocas se encuentran muy sericitizadas y carbonatadas, siendo frecuente apreciar una textura fluidal en ellas.

Devoniano superior

1) *Areniscas.*

Están fundamentalmente constituidas por cuarzo, cuyos granos no están totalmente soldados en algunas zonas, por lo cual se les puede considerar a lo sumo como areniscas en tránsito a cuarcitas.

Los granos de cuarzo presentan una clara orientación y muchos de ellos «Boehm lamellae», con extinción subnormal.

Como elementos accesorios se presentan la mica, sericitando el cemento arcilloso, y el circón.

2) *Grauwacas.*

El cuarzo es el elemento detrítico fundamental, siendo característico que todo el feldespato corresponde a plagioclasa. Son frecuentes las secciones de micas detríticas, que se presentan también en el cemento como consecuencia de su recristalización.

Se observa un «strain slip cleavage», que se presenta claramente en este Devoniano del sur de la Hoja.

Algunas pueden clasificarse como subgrauvacas.

3) *Doleritas.*

La textura de estas rocas es de ofítica a subofítica, presentando láminas de plagioclasa envueltas o moldeadas por el piroxeno alotriomorfo.

En general, se presentan muy frescas, compuestas por laminillas de plagioclasa tipo labradorita, macladas según la ley de la albita, y albita + carlsbad; algunas laminillas están zona-

das, con núcleos de labradorita y márgenes de andesina. Los piroxenos corresponden a augita.

Es de hacer notar la abundancia de epidota en vetas y en grandes cristales repartidos por toda la muestra. La clorita también es abundante.



Foto 10.—SO-200 C. Dolerita: Textura ofítica. Nícoles cruzados, 36 x.

Algunas de estas rocas pueden clasificarse como *doleritas espilitizadas*, en las que la plagioclasa está albitizándose y la clorita y óxidos de hierro son abundantes. Además los signos de presión son muy acusados.

4) *Andesitas*.

Rocas de textura porfídica y pasta holocristalina; los fenocristales se presentan aislados, en crecimientos paralelos orientados o como cúmulos irregulares.

La plagioclasa es de tipo andesina de alta temperatura, con la mayor parte de los fenocristales presentando zonado de varios tipos, siendo el normal el más frecuente, pero existiendo también los oscilatorios y con núcleo cálcico. La plagioclasa de la matriz es más sódica y no se presenta zonada.

Los máficos en su casi totalidad están alte-

rados, con piroxenos uralitizados y entrando en gran proporción clorita y epidota.

Existen granos de cuarzo como xenocristales con intensa corrosión, pero la cantidad de cuarzo es muy pequeña.

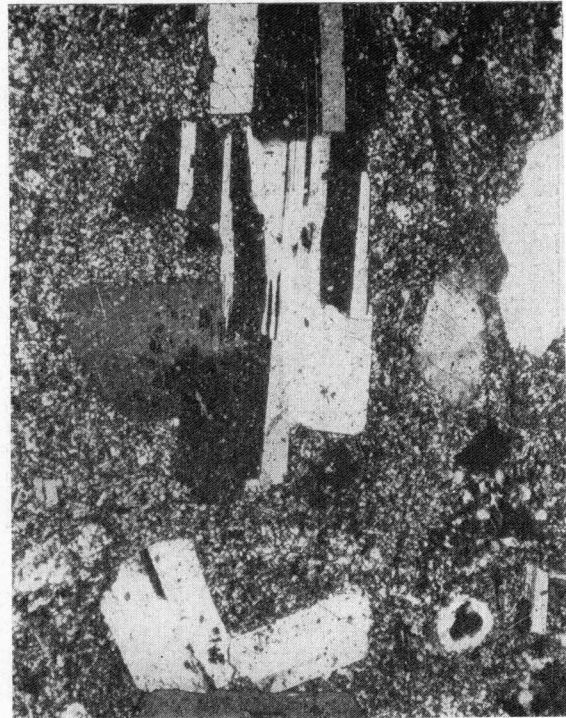


Foto 11.—SO-189. Andesita: Textura porfídica con fenocristal de plagioclasa maclado, en una matriz del mismo feldespato. Nícoles cruzados, 36 x.

5) *Latitas*.

Su composición es la siguiente:

Plagioclasa	52 %
Feldespato potásico	36 %
Epidota, máficos y accesorios	12 %

La textura es porfídica con matriz holocristalina en la que se presenta el feldespato plagioclasa y el potásico.

La plagioclasa de los fenocristales es de tipo andesina y la epidota, abundante.

6) *Dacitas*.

La principal diferencia con las andesitas estudiadas anteriormente es su mayor cantidad de cuarzo, que se presenta en fenocristales muy redondeados y como componente de la matriz.

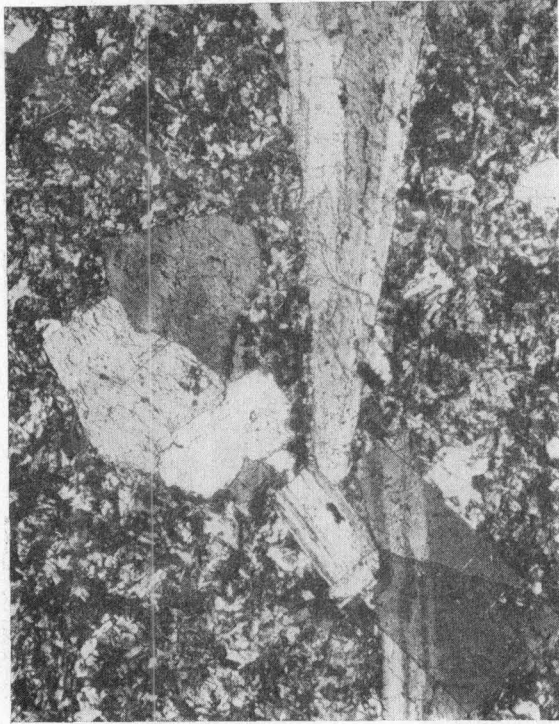


Foto 12.—SO-200 A. Latita: Fenocristales de plagioclasa en una matriz de plagioclasa y feldespato potásico. Nícoles cruzados, 36 x.

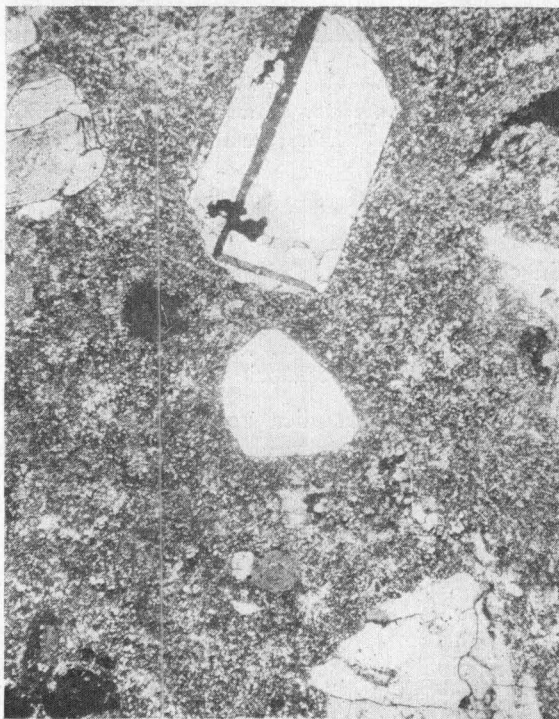


Foto 13.—SO-216. Dacita: Plagioclasa y cuarzo en una textura porfídica. Nícoles cruzados, 36 x.

La plagioclasa es de oligoclasa a andesina con fenocristales zonados normalmente y los máficos han sido sustituidos en su totalidad.

ASOMOS GRANÍTICOS

Es indudable la conexión existente entre los diversos afloramientos de la Hoja; no obstante se estudiarán por separado.

Asomo granítico del Noreste

Las rocas estudiadas dentro de este área corresponden a adamellitas. A continuación damos los análisis modales de diversas muestras y su clasificación según Johannsen.

	SO-56 Adamelita	SO-210 Adamelita	SO-211 Adameiita
Cuarzo	22,20 %	26,40 %	27,09 %
Feld. potásico	37,00 %	34,68 %	36,12 %
Plagioclasa... ..	34,30 %	33,31 %	32,66 %
Biotita	3,70 %	2,30 %	1,13 %
Hornablenda	2,80 %	3,31 %	4,00 %

La muestra número 56 fue recogida junto al Cortijo La Pizarra y las otras dos en la carretera de Gijón a Sevilla; una, en el límite Norte con la Hoja y la otra, junto al camino que aparta a Majadas El Romeral.

Macroscópicamente son rocas de grano medio (0,2 cm., aproximadamente) y color gris blanquecino. Fundamentalmente, están formadas por cuarzo lechoso, finamente granuloso, asociado con feldespato muy blanco que, en ocasiones, es de color rosáceo. La biotita y el anfíbol son los únicos máficos visibles a simple vista, generalmente en pajuelas de 0,1 a 0,2 cm. de largo.

El estudio microscópico revela que estas rocas presentan, en general, acciones endomórficas que se caracterizan por la presencia de hornablenda, en gran parte uralitizada. Se observa como un paso de las rocas hacia la familia de las dioritas y signos de presión muy acusados, sobre todo en plagioclasas y biotita.

El cuarzo es abundante y se presenta en anchos cristales xenomorfos o en agregados, constituidos por varios cristales engranados, que parecen ocupar los huecos dejados por otros minerales. Es muy sensible a las acciones mecánicas sufridas por la roca, y en general, presenta extinción ondulatoria, estando en parte recristalizado. Cuando las acciones mecánicas han sido muy intensas, toma aspecto lamelar antes de granularse finamente.

Al contrario que el cuarzo, las plagioclasas son

hipidiomorfas, presentando secciones rectangulares; los cristales, a veces, tienen hasta cerca de 0,6 cm. El ángulo de ejes ópticos es de $2V = +85^\circ$, el de extinción es de 12° (las secciones estudiadas han sido paralelas al plano [010]), y su contenido en anortita entre el 28 y el 30 por 100, correspondiendo, por tanto, a oligoclasa. En algunas secciones zonadas el núcleo es más básico que los bordes, estando en su mayor parte alteradas a caolín y sericita.

El feldespato potásico dominante es el microclino, aunque también aparece la ortosa. Cuando está más o menos desarrollado, presenta su típica macla «en parrilla», mientras que cuando es poco abundante ofrece un aspecto intersticial, desarrollándose entre otros minerales y apreciándose que algunos cristales son algo poiquilíticos. A igual que el cuarzo y las plagioclasas, está afectado por las acciones mecánicas que se manifiestan por distorsiones en las maclas y extinciones ondulatorias. También está, en parte, sericitizado.

La biotita se presenta en tabletas más o menos espesas, casi siempre acompañando a la hornablenda, con un marcado pleocroísmo rojizo, con síntomas de presiones, alterándose, en parte, a clorita (¿pennina?) y encerrando numerosas inclusiones de apatito y circón.

El anfíbol es, en ocasiones, el máfico más abundante. Como el ángulo de sus ejes ópticos es $2V = -70^\circ$, con $Z \wedge C = 19^\circ$, corresponde al grupo de la hornablenda verde. En parte se encuentra uralitizado y presenta un pleocroísmo muy marcado.

En resumen, puede decirse que este grupo de rocas ha estado sometido a tensiones que dificultan la observación de las relaciones entre los diversos minerales y su secuencia cristalina. Es notoria la alteración de los feldespatos a caolín y sericita. Presentan numerosos entrecrecimientos peritéticos y mirmequíticos.

Asomo granítico de Santa Olalla.

Es el más importante, tanto en extensión como en abundancia de rocas. A continuación damos el análisis modal de diferentes muestras, que consideramos como más representativos:

	SO-1A Granodiorita	SO-1B Tonalita
Cuarzo	19,20 %	12 %
Feldespato potásico ...	18,66 %	
Plagioclasa	51,23 %	70 %
Biotita		18 %
Hornablenda		
Piroxenos	9,00 %	
Esfena, Clorita, Apatito	1,91 %	

	SO-2A Diorita	SO-5 Adamelita
Cuarzo		35,20 %
Feldespato potásico ...		33,70 %
Plagioclasa	70,00 %	30,19 %
Biotita		1,00 %
Hornablenda	21,30 %	
Piroxenos		
Esfena, Clorita, Apatito	1,00 %	
Epidota	7,70 %	

	SO-215 Granodiorita
Cuarzo	12,80 %
Feldespato potásico ...	18,20 %
Plagioclasa	47,00 %
Biotita	16,80 %
Piroxeno	5,20 %

Las muestras SO-1A y SO-1B están tomadas cerca del kilómetro 2 de la carretera de Santa Olalla a Fregenal de la Sierra y separadas entre sí por unos 50 metros aproximadamente. La SO-2A, en la misma carretera, junto al camino que aparta hacia el Cortijo de Temes. La SO-5 en la ladera Sur de la cumbre El



Foto 14.—SO-17. Aplita: Textura apítica, mostrando granos de cuarzo y de microclino de grano muy uniforme. Nicols cruzados, 36 x.

Cerrado. Y la SO — 215 cerca del kilómetro 6 de la ya citada carretera.

Además de estas rocas se observan filones apícticos, así como rocas metamórficas de contacto, piroxenitas y «skarns».

Las adamelitas y granodioritas son análogas a las estudiadas en las áreas Noreste y Sureste. En las granodioritas de Santa Olalla abundan el piroxeno (diópsido-augito) y en rocas cercanas a Teuler, la escapolita.

Las tonalitas y dioritas son las rocas más abundantes en este batolito.

En las tonalitas, el feldespato potásico sólo está como mineral accesorio. La plagioclasa es usualmente oligoclasa y, más raramente, andesina; el zonado es escaso y cuando existe, es zonado normal: presenta maclas polisintéticas, siendo las de la ley de la albita las más frecuentes: rara vez está fresca y la alteración a caolín y sericita es muy acusada. La biotita es el máfico más abundante, bien sola o con hornablenda ver-

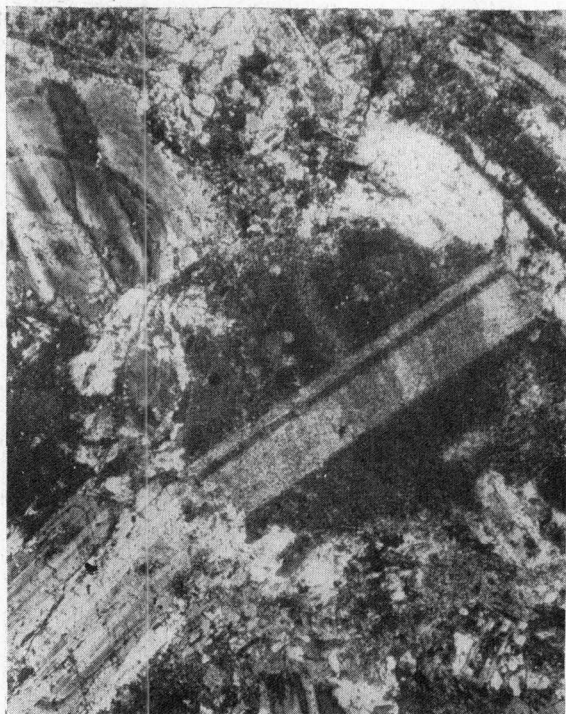


Foto 15.—SO-10 A. Diorita. Fenocristales de anfíbol maclado y de plagioclasa, presentando maclado y zonado. Nícoles cruzados, 36 x.

de. Los accesorios más frecuentes son el apatito, circón y minerales opacos.

Las dioritas se han clasificado como dioritas hornabléndicas con biotita. La plagioclasa es an-

desina con estructura zonada, zonado regular de núcleo básico y periferia ácida, u oscilatorio con alternancia de bandas básicas y ácidas; las maclas múltiples son numerosas, siendo las de la ley de la albita las más frecuentes. Los máficos más abundantes son la hornablenda y la biotita, en general asociadas; la primera es del tipo verdoso, con maclas y uralitizada, lo que indica una sustitución de piroxeno. El cuarzo intersticial está como accesorio al igual que la esfena, apatito, circón y opacos. Es de señalar la abundancia de epidota. La textura es equigranuda, variando de granuda hipidiomorfa a granuda alotriomorfa. A veces, los máficos se presentan segregados formando cúmulos, lo que da a las rocas una cierta orientación.

Dentro de las dioritas existen una variedad con textura subofítica, rica en piroxeno que, tanto en el campo como al microscopio, puede confundirse con las doleritas, a primera vista. Se trata de dioritas augíticas, para cuya clasificación ha sido necesario el estudio de la plagioclasa. El ángulo de sus ejes ópticos es $2V = +83^\circ$, ángulo de extinción 22° , y su contenido en anortita es de un 40 por 100, que corresponde a andesina. El piroxeno, que es abundante, es augito y, en parte, se encuentra pasando a anfíbol.

Asomo granítico del Sureste

Las rocas que se presentan en este área granítica son, en general, adamellitas y granodioritas. El análisis modal de dos muestras recogidas, la primera en Vista Hermosa y la segunda en el carril del Cortijo de Mancha Llana Alta, que consideramos más representativas, es el siguiente:

	SO-167 Adamelita	SO-214 Granodiorita
Cuarzo	34,16 %	41,94 %
Feldespato potásico ...	31,40 %	17,59 %
Plagioclasa	28,53 %	33,64 %
Biotita	5,59 %	6,33 %
Clorita	0,32 %	
Epidota		2,50 %

Como las adamellitas son análogas a las estudiadas en el asomo noroeste, únicamente describiremos las granodioritas.

Su textura es granuda hipidiomorfa, con tendencia a granuda alotriomorfa. La plagioclasa y los máficos son hipidiomorfos, mientras que el feldespato potásico y el cuarzo son alotriomorfos, observándose entrecrecimientos mimerquícticos rellenando intersticios.

La plagioclasa presenta casi siempre estructura zonada y maclas múltiples, siendo las de la ley



Foto 16.—SO-214. Granodiorita: Fenocristales de plagioclasa zonados y maclados. Nícoles cruzados, 36 x.

de la albita las más frecuentes, aunque existen individuos maclados por varias leyes. El zonado es regular, con núcleo básico y periferia ácida, u oscilatorio con alternancia de bandas básicas y ácidas; no se han observado casos de zonado inverso. Su contenido en anortita varía del 25 al 35 por 100, que corresponde a oligoclasa-andesina.

El feldespato potásico es ortosa o sus variantes micropertíticas y criptoperíticas.

La biotita, pardo rojiza, es el máfico esencial y, como las plagioclasas, tiene tendencia al hipidiomorfismo.

Los minerales accesorios son el apatito, con secciones exagonales de tamaño considerable, la sericita y caolín procedentes de la alteración de los feldespatos, la clorita, de alteración de la biotita, circón y minerales opacos.

Estas rocas pueden considerarse como granodioritas biotíticas.

Asomos graníticos del Suroeste

Dos son las áreas graníticas de esta zona. La faja granítica de Higuera de la Sierra con granodioritas, dioritas y pegmatitas gráficas, y el asomo de Las Cortecillas con adamellitas, dioritas y pegmatitas gráficas.

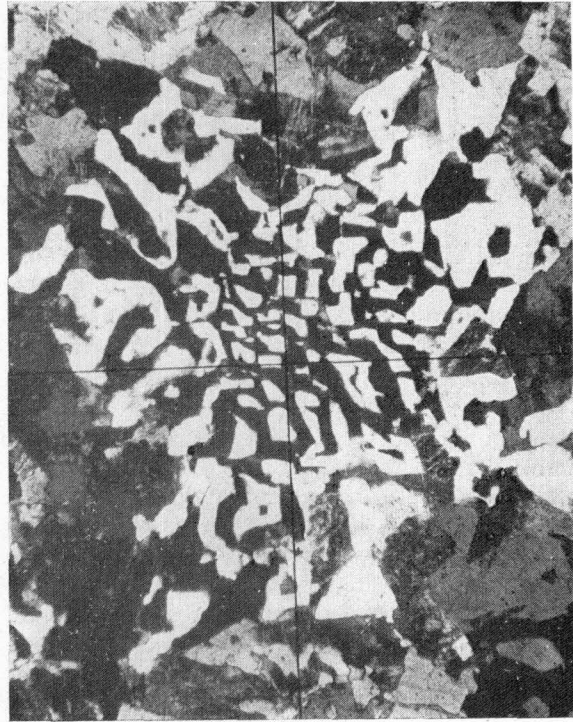


Foto 17.—SO-218. Pegmatita gráfica: Textura gráfica cuneiforme, mostrando intercrecimiento de cuarzo en feldespato. Nícoles cruzados, 36 x.

Salvo las pegmatitas, todas las rocas son análogas a las ya estudiadas anteriormente.

Las pegmatitas se caracterizan, aparte su tamaño de grano, por su textura gráfica, en la que existen numerosísimos entrecrecimientos micrográficos de tipo micro-pegmatítico. El feldespato potásico (ortosa), se encuentra lleno de ampollas irregulares y unidades vermiformes de cuarzo que, en general, tienen orientación óptica uniforme. La plagioclasa se presenta en grandes fenocristales y es del tipo oligoclasa. El único máfico observado y en cantidades pequeñas, es la muscovita.

ASOMOS PORFÍDICOS

Dentro del Cambriano y en la zona N. de Cala, existen afloramientos de pórfidos riolíticos.

Estas rocas, en general holocristalinas y porfídicas, presentan gran variedad de textura: microgranudas, granofídicas, fluidal (eutaxítica), etcétera.

La matriz, de cuarzo, es de grano fino y, a veces, existen entrecrecimientos con feldespato alcalino, formando complicados dibujos. En oca-

siones se ha observado la presencia de tridimita, bien en concentraciones en las partes más groseras y porosas de la matriz, bien diseminada en partículas diminutas por toda ella.

El cuarzo se presenta, además de en la matriz, en fenocristales bipiramidados de cuarzo α y pseudomórficos, según cuarzo β .

El feldespato alcalino suele ser el sanidino, pero también hay ortosa micropertítica. Los fenocristales de sanidino son transparentes, no maclados algunos de ellos por la ley de Carlsbad.

La plagioclasa suele encontrarse en forma de fenocristales y es muy escasa; normalmente corresponde a oligoclasa.

La biotita, casi siempre parda, se presenta también en fenocristales que están, marginal o totalmente reabsorbidos, pasando a magnetita.

La sericita, en algunas muestras, es abundante dentro de la matriz, originando una textura fluidal.

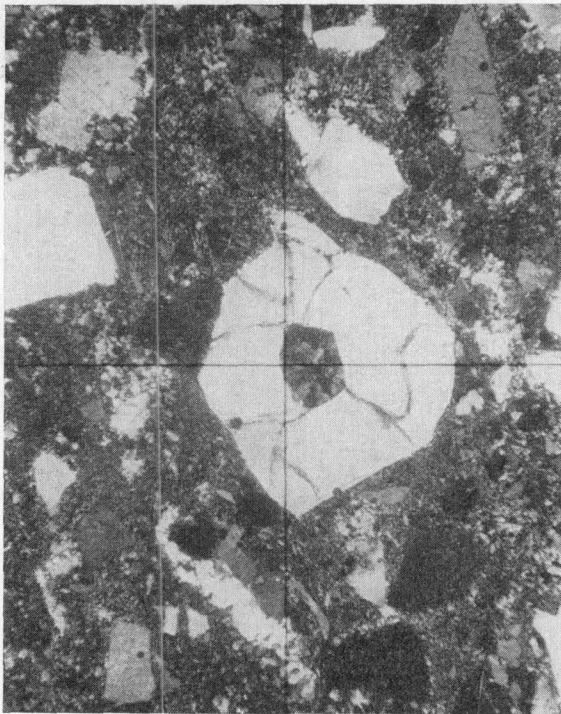


Foto 18.—SO-59 A. Pórfido riolítico: Fenocristales de cuarzo en una matriz de cuarzo y feldespato potásico. Nicóles cruzados, 36 x.

Dentro de estos asomos porfídicos, en La Jaroza se ha encontrado un tipo de roca filoniana; parece provenir de una sustitución de calizas por efecto de soluciones hidrotermales, asociada generalmente con diversos tipos de depósitos minerales. Se han clasificado como jasperoides cuarcíticos y están compuestos por cuarzo muy recristalizado de secciones hexagonales y romboédricas en las que, en parte, se observan líneas de crucero de antiguos carbonatos. Tienen gran cantidad de óxidos de hierro con su típico color rojizo y presentando, en algunas partes, una textura rítmica coloidal.

BIBLIOGRAFÍA

- DEER, HOWIE and ZUSSMAN: *Rock forming minerals*. Longmans, 1962.
- GROUT, F.: *Petrography and Petrology*. «Mc Graw-Hill Book Comp. New York», London, 1932.
- HARKER, A.: *Metamorphism. A study of the transformations of rock-masses*. «Methuen & Co. Ltd.», London, 1960. E. Dutton & Co. Inc., 1960.
- HEINRICH, E. W.: *Petrografía microscópica*. «Omega», Barcelona, 1960.
- : *Microscopic identification of minerals*. «Mc. Graw-Hill Book Co.», New York, 1965.
- JUNG, J.: *Prévis de Petrographie*. «Masson et Cie», Paris, 1958.
- KERR, P. F.: *Mineralogía óptica*. Ediciones del Castillo, 1965.
- MILNER, H.: *Sedimentary Petrography*. «Allen & Unwin Ltd.», London, 1962.
- PETIJON, F. J.: *Rocas sedimentarias*. Eudeba, 1963.
- RINNÉ, P.: *Édute Pratique des Roches*. «Rudeval», Paris, 1905.
- ROGER y KERR.: *Optical Mineralogy*. «Mac Graw-Hill Book Co. New York», London, 1942.
- ROUBAULT, M.: *Determination des minéraux des roches*. Ed. Lamarre-Poinat., Paris, 1963.
- STRAKHOV, N. M.: *Methodes d'étude des roches sédimentaires*. «B. R. G. G.», Moscú, 1957.
- TRÖGER, W. E.: *Optische bestimmung der Gesteinsbilden minerale*. «E. Schuweizebart'sche Verlagsbuchhandlung», Stuttgart, 1956.
- WENCHELL, N.: *Elements of Optical Mineralogy*. «J. Wiley & Sons, NC. New York. Chapman & Hall, Ltd.», London, 1956.

Recibido el 10-II-68.

Las bentonitas de Cabo de Gata:

I.—Yacimientos de Los Trancos y Majada de las Vacas

por J. L. MARTIN VIVALDI (*) y J. LINARES GONZALEZ (**)

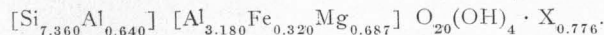
RESUMEN

Durante la segunda mitad de la era Cenozoica tuvo lugar en España una importante actividad volcánica, relacionada con el ciclo orogénico alpídico. Entre estas manifestaciones volcánicas, la región de Cabo de Gata ocupa un lugar importante. Esta región se compone esencialmente de dos cadenas de colinas: la Serrata de Níjar y la Sierra de Gata. Ambas corren paralelas a la costa, siendo más interior la Serrata de Níjar. En dichas formaciones se encuentran yacimientos de bentonita derivados de rocas volcánicas.

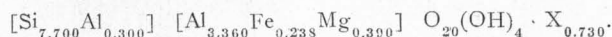
El estudio completo de los yacimientos de bentonita de esta región se ha dividido en tres partes. En la primera, objeto de esta publicación, se describe el estudio mineralógico y geoquímico de los yacimientos de Los Trancos y de Majada de las Vacas, localizados ambos en el sector NE. de Sierra de Gata.

Los resultados obtenidos por difracción de rayos X, A. T. D., análisis químico, capacidad de cambio, sílice libre, superficie específica y estudio óptico, permiten llegar a las siguientes conclusiones, con vistas a la génesis de la montmorillonita en ambos yacimientos.

La roca madre del yacimiento de Los Trancos es una riodacita. El mecanismo de su alteración ha consistido en un aporte de magnesio y en una movilización y lavado de Si, Fe, Ca y alcalinos. El mineral de la arcilla formado es un término de la serie montmorillonita-beidellita, con la siguiente fórmula mineralógica:



En el yacimiento de Majada de las Vacas, la roca madre es una leuco-riodacita, que se ha alterado a bentonita por un intenso lavado de sílice y álcalis, ligera movilización de Fe, inmovilidad de aluminio y enriquecimiento en magnesio. La fórmula mineralógica de la montmorillonita es:



ABSTRACT

Related with the Alpidic orogenic cycle took place an important volcanic activity in Spain during the second half of the Cenozoic Era. Among the manifestations of this volcanic activity, the Cabo de Gata region is the most important. This region is composed essentially of two chains of low hills: The Serrata de Níjar and the Sierra de Gata. Both run parallel to the south-east coast of the peninsula, the Serrata de Níjar lying more towards the interior. In this formations bentonite is found as an alteration products of volcanic rocks.

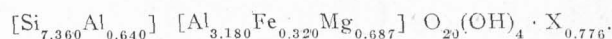
The full study of the bentonite deposits of this region is divided in three parts. In the first one, summarized in this paper, is described the mineralogical and geochemical study of the Los Trancos and Majada de las Vacas deposits. They occur at the NE of the Sierra de Gata.

The results obtained for several samples by X-ray diffraction, D. T. A., Chemical analysis, Exchange capacity, Free silica, Specific surface and Optical study, allow to reach the following conclusions with regard to the genesis of montmorillonite in both deposits.

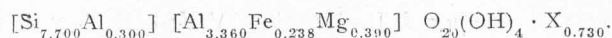
(*) Universidad de Madrid; Departamento de Mineralogía.

(**) Universidad de Granada; Departamento de Mineralogía.

The parent rock of the Los Trancos deposit is a Ryodacite. The mechanism of its alteration has consisted essentially in a supply of magnesium and a removal and leaching of Si, Fe, Ca, Na and K. The clay mineral formed is a term of the montmorillonite-beideite serie, with a mineralogical formula as follows:



In the Majada de las Vacas deposit, the parent rock is a Leucoryodacite, which is altered to bentonite by intense leaching of silica and alkalis, slight mobilization of Fe, an immovility of aluminium and enrichment in magnesium. The mineralogical formula of the montmorillonite is:



El presente trabajo forma parte de una serie, que aparecerá sucesivamente, en la que se estudian la formación de bentonitas de Cabo de Gata (Almería). En esta primera comunicación se incluyen los antecedentes bibliográficos del estudio de dicha formación, desde los puntos de vista geológico, mineralógico y petrológico; a continuación se describen dos de los yacimientos (Los Trancos y Majada de las Vacas), y se incluyen los resultados del análisis mineralógico y químico. En las siguientes publicaciones se describe el yacimiento de Palma del Muerto y se relacionan los resultados obtenidos, especialmente en cuanto a la posible genética de las formaciones de bentonita estudiadas.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes bibliográficos sobre las bentonitas de Almería

Las bentonitas de la región volcánica de Cabo de Gata (Almería), han sido estudiadas por diversos autores desde 1949.

González García y Martín Vivaldi (1949) estudian una bentonita comercial procedente de Sierra de Nijar. Deducen de sus propiedades que se trata de un miembro de la serie montmorillonita-beideilita.

En una continuación del trabajo anterior, Martín Vivaldi y González García (1951) estudian las fracciones fina y gruesa de dicha bentonita. Como minerales accesorios encuentran illita, cuarzo y cristobalita. Por observación al microscopio electrónico, encuentran una alta concentración de partículas fibrosas, que suponen corresponden a montmorillonita.

Alexandre (1949) estudia por A. T. D. dos bentonitas de Almería. La muestra blanca dio un registro de montmorillonita típica, mientras que la verde presentaba picos endotérmicos debidos a goetita o a hidratos de alúmina. Posteriormente, Alexandre y González Peña (1954) mediante microscopio electrónico, encuentran un material fi-

broso en dichas bentonitas, que identifican como atapulgita.

Como resultado de una visita a la región, Martín Vivaldi, Cano y Fontboté (1956), describen someramente dicha región y unos materiales en diferentes estados de alteración, procedentes de Sierra de Gata. Suponen que la montmorillonita se originó a partir de dacitas hornbléndicas. Asimismo, encuentran un material rosado que caracterizan como perteneciente al grupo de la sepiolita-paligorskita.

En relación con la posible génesis de estos yacimientos, Martín Vivaldi y Pino Vázquez (1957) se refieren brevemente a ellos, indicando que ha debido haber un aporte de magnesio mayor que en los yacimientos de Tidinit (Marruecos), por lo que



Foto 1.—Vista parcial del yacimiento de bentonita de Los Trancos.

la sílice liberada se ha debido consumir en formar solamente montmorillonita.

González García (1956) sugiere que el material fibroso que aparece junto a las bentonitas es nontronita, en vez de atapulgita, basándose en datos de análisis químico, capacidad de cambio y microscopio electrónico.

Mackenzie (1957) al estudiar las anomalías en las curvas de A. T. D. de diversas montmorillonitas, estudia la montmorillonita de Almería, y llega a la conclusión de que los efectos atípicos de esta montmorillonita se deben a las sustituciones isomorfas y a los cationes de cambio.

bentonitas, en una comunicación presentada por Martín Vivaldi (1963) en la 10.^a National Conference on Clays and Clay Minerals, Texas (USA) en 1961.

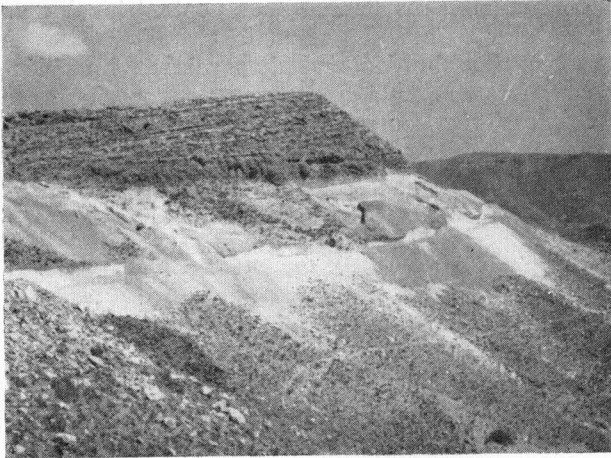


Foto 2.—Yacimiento de Majada de las Vacas. Calicatas coronadas por estratos de calizas.



Fig. 1. Esquema general de la región volcánica de Cabo de Gata.

Martín Vivaldi y Linares González (1962) estudian más detalladamente el material rosado, citado anteriormente, encontrando que se trata realmente de un nuevo mineral del grupo de la sepiolita-paligoriskita.

Las observaciones geológicas y litológicas realizadas por nosotros en 1960 y 1961, se integraron, junto con datos de estos y otros yacimientos de

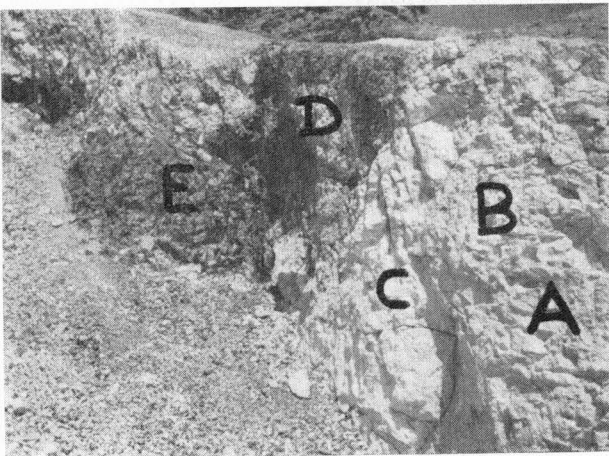


Foto 3.—Yacimiento de Majada de las Vacas. Zona de alteración, A = muestra 400; B = muestra 401; C = muestra 402; D = muestra 403, y E = muestra 404.

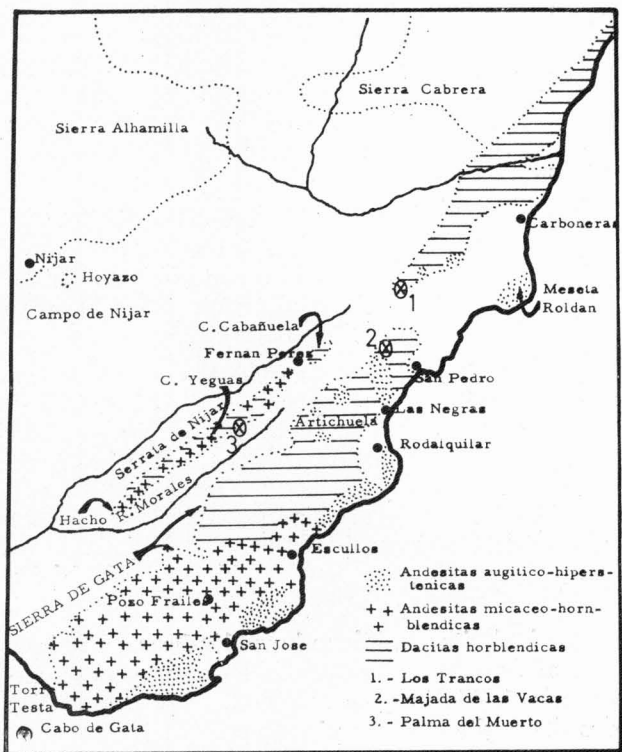


Fig. 2. Esquema petrográfico de Sierra de Gata y Serrata de Níjar.

Aparte de estos estudios puramente mineralógicos y geológicos, han aparecido diversos trabajos en los que se utilizan dichas bentonitas, bien para estudiar fenómenos físico-químicos, o bien aplicaciones industriales (Cano y López González, 1955; González García y González García, 1935 *a* y *b*, etcétera).

1.2. *Antecedentes sobre la geología y petrología de la región*

La región volcánica de Cabo de Gata está formada por una cadena costera de manifestaciones eruptivas, desde Cabo de Gata hasta Cabo de Palos, al Este de Cartagena. Estas formaciones eruptivas forman tres cadenas de muy distinta extensión, de dirección paralela (NE.-SO.), que se aproximan a la costa (Ossan, 1889 y figura 1). La formación más meridional comprende la Sierra del Cabo y la Meseta de Roldán. La parte central incluye la Serrata de Níjar; siendo las formaciones más septentrionales, El Hoyazo, Vera, Mazarrón y Cartagena. Como sólo se han localizado yacimientos de bentonita en la Serrata de Níjar y Sierra de Gata, sólo nos referiremos a estas dos formaciones.

La Sierra de Cabo de Gata se extiende desde el Cabo de dicho nombre hasta la aldea de San Pedro (figura 2), estando formada por un gran número de elevaciones montañosas, de alturas no superiores a los 500 metros. Las rocas volcánicas que constituyen esta Sierra son, a grandes rasgos, las siguientes:

a) Andesitas augítico-hipersténicas. Se limitan a la línea costera y especialmente a pequeñas manifestaciones filonianas, más al interior. No contienen biotita, ni hornblenda, siendo los feldespatos predominantemente cálcicos.

b) Dacitas. Se encuentran al Norte de la rambla de Escullos y corresponden a dos tipos bien definidos: Unas de color rojo-marrón, ricas en cuarzo y pobres en elementos negros, entre los que se encuentra la mica y a veces pequeñas cantidades de hornblenda. Otras, situadas en la parte más septentrional de la Sierra (Artichuela y Majada de las Vacas) son más ricas en hornblenda, más básicas y más pobres en cuarzo que las anteriores.

c) Andesitas micáceo-hornbléndicas. Predominan al Sur de la rambla de Escullos y contienen además de biotita y hornblenda, pequeñas cantidades de augita y otros piroxenos.

La Serrata de Níjar (figura 2) está situada al NO. de la Sierra de Gata, con una alineación aproximadamente paralela a la misma. Está separada

de ella por la llanura de Morales, y de Sierra Alhamilla por el campo de Níjar. Comienza al SO. con el cerro del Hacho y termina al NE. con el cerro de la Cabañuela. Los puntos culminantes son el cerro de las Yeguas y el Zapatón (350 m.). La constitución petrográfica de la Serrata es la siguiente: La roca principal es una dacita hornbléndica, similar a las dacitas más septentrionales de la Sierra de Gata. El segundo tipo de rocas, en importancia, son las andesitas micáceo-hornbléndicas. Existen también en gran proporción tobas volcánicas, ricas en perlitas y pómez, sobre las dacitas.

Fúster (1961) ha estudiado las rocas volcánicas de la Serrata de Níjar, encontrando no sólo perlitas y dacitas anfibólicas, sino también andesitas piroxénicas. Nosotros hemos encontrado estos mismos tipos de rocas, al menos en los lugares cercanos a los depósitos de bentonitas.

Ossan (1889) no encontró estructuras fluidales ni amigdaloides, ni materiales piroclásticos. Sin embargo, nosotros hemos encontrado trozos de perlitas con típicas amígdalas de 2 a 4 cm. de longitud.

Respecto a la edad relativa de las rocas de Sierra de Gata y Serrata de Níjar, Ossan (1889) indica que las más antiguas son las andesitas augítico-hipersténicas, las liparitas y las tobas de pómez. En cuanto a la datación de dichas rocas, Ossan indica que las andesitas micáceas y las dacitas son antepliocénicas y de formación submarina, mientras que las andesitas piroxénicas y las liparitas son pliocénicas. Fúster (1961) opina que las erupciones más antiguas corresponden a las lavas soldadas (Welded lavas) con perlitas.

Los yacimientos de bentonitas están casi exclusivamente en zonas de dacitas anfibólicas. En algunos puntos de la Serrata, la bentonita parece una masa de relleno, probablemente originada a partir de cenizas volcánicas. En otros casos existen perlitas dirigidas en la masa bentonítica, que parecen haber dado origen a los manchones y vetas de bentonita roja.

2. YACIMIENTO DE LOS TRANCOS

2.1. *Descripción del yacimiento y muestras estudiadas*

El yacimiento de bentonita de Los Trancos se encuentra en el extremo NE. de la Sierra de Gata, a unos 40 kilómetros de Almería, con una orientación NE.-SO. e inflexiones locales. Está localizado en las inmediaciones del cortijo de Los Trancos. Hay dos frentes de explotación; al primero pertenecen

las muestras 120 a 126 y al segundo la 128. La identidad de las muestras se indica a continuación:

N.º	Características
120	Roca volcánica fresca, tomada de la parte superior.
121	Roca volcánica algo transformada.
122	Roca con cristales de mica negra, más alterada a bentonita que 121.
123	Material arcilloso de color rosado, en fisuras.
124	Material bentonítico homogéneo.
126	Arcilla aprisionada entre rocas con filoncillos silíceos.
128	Material volcánico medianamente transformado.

2.2. Métodos experimentales

2.2.1. Análisis por difracción de rayos X.

Se utilizó un equipo Philips de difracción, de registro fotográfico, con tubo de anticátodo de Cu y filtro de Ni, operando a 35 kV y 35 mA. Se utilizaron cámaras Philips modificadas (Martín Vivaldi, Girela y MacEwan, 1957). Se obtuvieron diagramas de polvo y de agregados orientados. Los de polvo se hicieron sobre muestras solvatadas con etilenglicol (E. G.). Los agregados orientados (A. O.) se hicieron, bien tratados con E. G., bien después de un tratamiento ácido o previo calentamiento (Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego, 1961). En algunos casos los A. O. se obtuvieron por presión (Mitchell, 1953); en los restantes, por sedimentación y desecación de suspensiones diluidas. Para la determinación cuantitativa de montmorillonita, se operó siguiendo el método del standard interno en polvo cristalino (Martín Vivaldi y Girela Vilchez, 1963).

2.2.2. Análisis térmico diferencial (A. T. D.).

Se utilizó un equipo automático con registro fotográfico, velocidad de calentamiento de 10º/min., bloque de Ni y termopares de Pt/Pt (10 por 100 Rh) (Martín Vivaldi, Girela y Rodríguez Gallego, 1963). La determinación cuantitativa de montmorillonita se efectuó siguiendo el método de Martín Vivaldi y Girela Vilchez (1963).

2.2.3. Análisis químico.

Se ha efectuado siguiendo el método de Jakob (1944).

2.2.4. Capacidad de cambio de cationes (C. C. C.).

Se ha determinado siguiendo el método del acetato amónico. Sobre los filtrados se investigaron en algunos casos los cationes de cambio: Ca y Mg por complexometría y Na y K por espectrofotometría de llama. En algunos casos se comprobaron los valores con el método del acetato bórico.

2.2.5. Gel de sílice libre.

Hirviendo la muestra con disolución de CO₃Na₂ al 5 por 100 durante diez minutos y determinando gravimétricamente la sílice liberada.

2.2.6. Area superficial.

Se ha seguido el método de Dyal y Hendricks (1950) por desorción de etilenglicol, determinándose el área externa y total y por su diferencia el área interna o hinchable.

2.2.7. Análisis espectrográfico.

Se ha utilizado un espectrógrafo Hilger con prisma de cuarzo. Las muestras se colocaron en el ánodo, mezcladas con carbón en proporción 1:1.

TABLA 1

Area interna, gel de sílice libre, capacidad de cambio de cationes y cationes de cambio

Muestra	Area M ² /gr.	SiO ₂ %		C. C. C. Meq. %	Cat. de C.		Meq./100 gr.	
		Libre			Ca.	Mg.	Na.	K.
120 Roca fresca...	48	0,89		40,6				
121 Roca alt. ...	685	1,02		76,6				
122 Roca + alt. ...	724	0,87		91,6				
124 Bentonita ...	795	1,75		97,8	10,5	26,4	59,7	5,1
126 Roca alt. ...	553	—		30,8				
128 Roca alt. ...	123	—		38,0				

TABLA 2

Análisis químico

Muestras	120	121	122	124	128	123
SiO ₂	61,20	61,30	61,00	57,01	68,60	60,80
Al ₂ O ₃	14,90	23,02	21,82	24,37	15,53	8,29
Fe ₂ O ₃	4,63	3,78	4,27	3,20	1,42	4,81
MgO	2,46	3,75	3,47	5,34	3,82	4,80
CaO... ..	5,89	1,42	1,36	0,72	0,67	1,44
TiO ₂	0,97	—	—	—	—	—
Na ₂ O	2,30	0,34	1,22	2,03	1,15	0,55
K ₂ O... ..	4,78	0,66	0,55	0,62	1,48	—
H ₂ O (+)	2,78	6,28	6,85	7,10	7,02	9,02
T 1235	99,91	100,55	100,54	100,18	99,69	91,71

TABLA 3

Caracterización de las líneas más intensas de los diagramas de difracción de rayos X (*). Yacimiento de los Trancos

Muestras d (Å)	120	121	122	123	124	124 2	126	128
17,0	—	M (10)	M (10)	—	M (9)	M (10)	M (9)	M (9)
11,0	—	—	—	I (9)	—	—	I (4)	—
10,1	B (5)	—	—	—	—	—	—	—
8,0	—	M (6)	M (6)	—	M (6)	M (7)	M (4)	—
5,6	H (5)	—	—	—	—	—	—	—
8,5	—	M (6)	M (6)	—	M (6)	M (7)	M (3)	—
4,47	—	M (8)	M (8)	—	M (8)	M (8)	M (8)	M (4)
4,25	C (7)	—	C (6)	—	—	—	C (4)	—
4,02	P (6)	P (6)	P (4)	—	—	—	P (8)	—
3,73	P (7)	P (6)	P (6)	—	P (4)	—	P (5)	P (4)
3,62	P (6)	—	—	—	—	—	—	—
3,40	—	M (6)	M (3)	—	M (4)	M (4)	M (4)	—
3,33	C (10)	C (6)	C (8)	—	C (6)	—	C (9)	C (7)
3,25	—	—	—	I (6)	—	—	I (3)	—
3,19	P (9)	—	P (5)	—	P (6)	—	P (3)	P (7)
3,14	H (4)	—	—	—	—	—	—	—
2,72	H (4)	—	—	—	—	—	—	—
2,65	B (3)	—	—	—	—	—	—	—
2,54	—	—	—	I (6)	—	—	I (3)	—
2,51	—	M (8)	M (6)	—	M (6)	M (3)	M (4)	M (4)
2,45	B (3)	—	—	—	—	—	—	—
2,18	B (3)	—	—	—	—	—	—	—
2,00	B (3)	—	—	—	—	—	—	—
1,81	C (6)	—	C (4)	—	—	—	C (3)	C (1)
1,67	B (3)	—	—	—	—	—	—	—
1,53	C (3)	—	C (4)	—	—	—	C (3)	C (1)
1,50	—	M (8)	M (8)	—	M (8)	M (3)	M (8)	M (4)

M = Montmorillonita ; I = Intercrecimiento de Sepiolita-Atapulgita ; B = Biotita ; H = Hornblenda ; C = Cuarzo ;
P = Plagioclasa.

(*) Los números entre paréntesis representan la intensidad relativa de cada línea de difracción.

2.2.8. *Estudio óptico.*

En las muestras en que fue posible, se hicieron cortes en lámina delgada; en los casos de muestras deleznales, se estudiaron solamente las fracciones gruesas, separadas de las mismas por sedimentación.

2.2.9. *Microscopía electrónica.*

Se utilizó un microscopio electrónico Philips EM-100, de la Universidad de Granada y un RCA del Instituto de Optica «Daza de Valdés», del C. S. I. C., siguiéndose las técnicas usuales para el examen de materiales pulverulentos sobre películas de Formvar.

2.3. *Resultados experimentales*

En las tablas y figuras se muestran los resultados obtenidos, en forma resumida.

2.4. *Discusión de los resultados*

2.4.1. *Difracción de rayos X (tabla 3).*

La muestra 120 está constituida por biotita, hornblenda, cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa. Esta última debe corresponder a una labradorita, aproximadamente ($Ab_{40}An_{60}$). Las restantes muestras tienen diagramas típicos de montmorillonita, con pequeñas impurezas de plagioclasa y cuarzo. La muestra 123 posee un diagrama muy característico, ya que se trata de un nuevo mineral (Martín Vivaldi y Linares González, 1962). Los porcentajes de montmorillonita deducidos para cada muestra se resumen en la tabla 4.

TABLA 4

Porcentajes de montmorillonita deducidos por diversos métodos

Muestras	Difr. R-X	A. T. D.	Area int.	Cap. Cambio
120	0	0	6	—
121	81	74	85	77
122	87	78	90	92
124	98	98	99	98
126	72	74	69	—
128	38	42	15	31

2.4.2. *Análisis térmico diferencial (fig. 3).*

Todas las muestras, excepto la 120, dan curvas típicas de montmorillonita, aunque la muestra 121 parece corresponder a una montmorillonita atípica (Mackenzie, 1957).

2.4.3. *Area superficial (tabla 1).*

El área interna de las muestras confirma que la roca menos alterada es la 120, aunque contiene una cierta cantidad de mineral hinchable, no detectado por difracción de rayos X.

2.4.4. *Capacidad y cationes de cambio.*

Los resultados, recogidos en la tabla 1, están de acuerdo con las deducciones anteriores.

2.4.5. *Análisis químico (tabla 2).*

Se han calculado las razones molares «óxido/alúmina» para el conjunto de muestras de este yacimiento, así como la norma mineralógica de la roca 120. Esta última corresponde a una roca 227 v., según la nomenclatura de Johansen, es decir, a una riodacita. Contiene un 20 por 100 de elementos negros, siendo la plagioclasa el componente más rico de los sálicos, seguido de ortosa y cuarzo. La plagioclasa normativa corresponde a $Ab_{56}An_{44}$.

La figura 4 representa gráficamente los valores de las razones molares «óxido/alúmina» para las muestras ordenadas en alteración creciente. De ella se deduce que hay un franco aporte de Mg y lavado de Si, Ca, Fe, Na y K. Considerando los moles absolutos de óxidos, es patente el enriquecimiento en alúmina y magnesio, haciéndose más pronunciados los lavados de Ca y K, siendo menores los de Si, Fe y Na (figura 5).

2.4.6. *Estudio óptico.*

El examen de las preparaciones de la roca 120 revela que posee una estructura vítrea con abundantes fenocristales de biotita, anfíbol, plagioclasa y cuarzo. El anfíbol se caracterizó como hornblenda. Es muy frecuente que los núcleos de los cristales de plagioclasa estén alterados a Co_2Ca , en consonancia con su mayor contenido en Ca en el centro que en los bordes. En algunos cristales mejor conservados pudo determinarse aproximadamente el término de la plagioclasa, correspondiendo a labradorita, en pleno acuerdo con los resultados de rayos X y análisis químico. El cuarzo es muy abundante en cristales de alta temperatura.

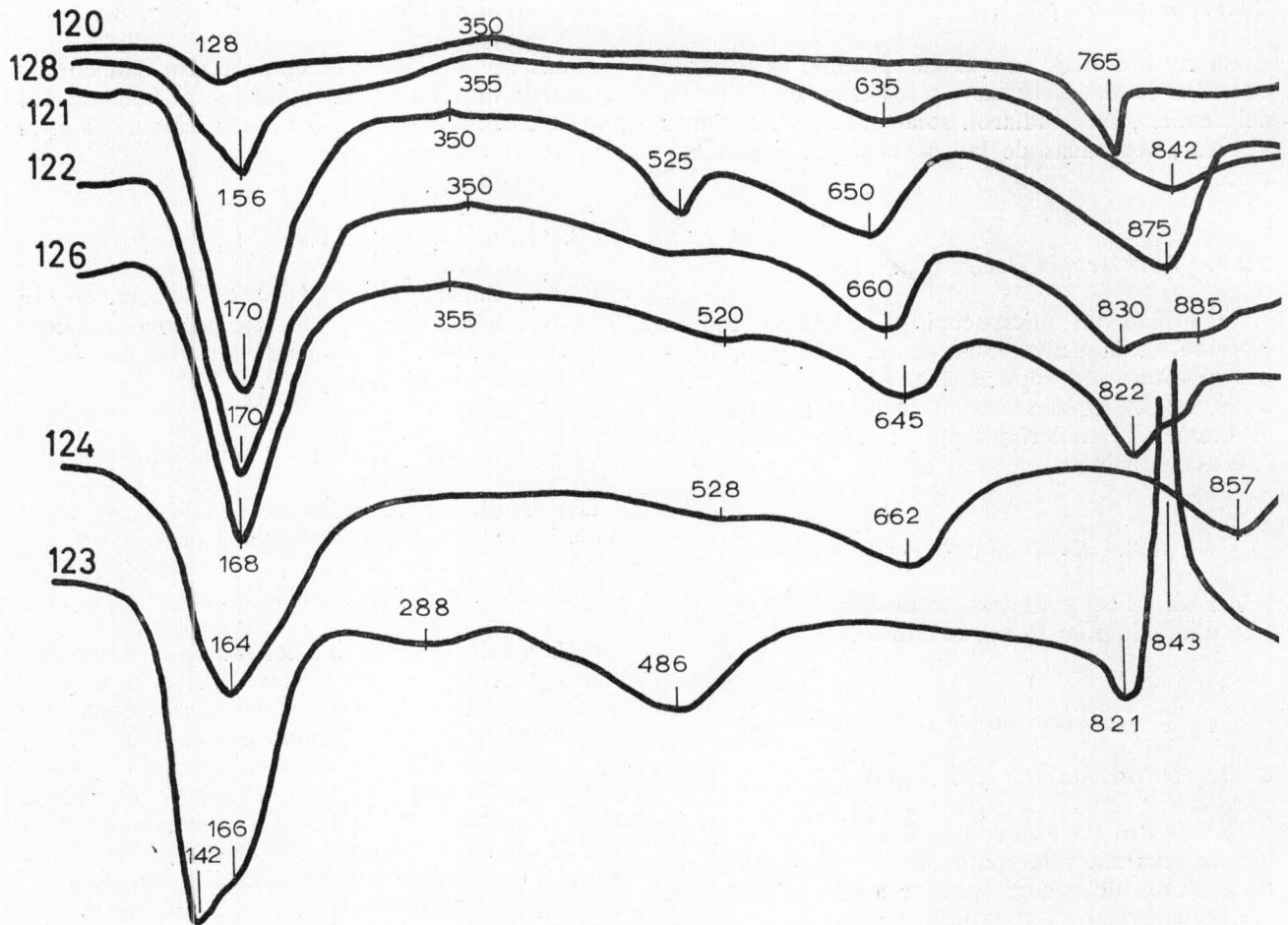


Fig. 3. Curvas de Análisis Térmico Diferencial.

Como resumen de los resultados de este yacimiento, en la tabla 5 se da la composición mineralógica aproximada de cada una de las muestras de este yacimiento de Los Trancos.

TABLA 5
Composición mineralógica aproximada

Muestra	Mo.	Pla.	F-K	Bio.	Hor.	C	P/S	Mi
120	—	+++	+	+++	+++	+++	—	—
121	+++	++	—	—	—	—	—	—
122	++++	+	—	—	—	+	—	—
123	—	—	—	—	—	—	++++	—
124	++++	+	—	—	—	+	—	—
126	+++	+	—	—	—	+	++	—
128	++	+	—	—	—	+	—	+

Mo = Montmorillonita; Pla = Plagioclasa; F-K = Feldespato alcalino; Bio = Biotita; Hor = Hornblenda; C = Cuarzo; P/S = Intercrecimiento de sepiolita-atapulgita; Mi = Mica.

++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Moderado; + = Muy poco.

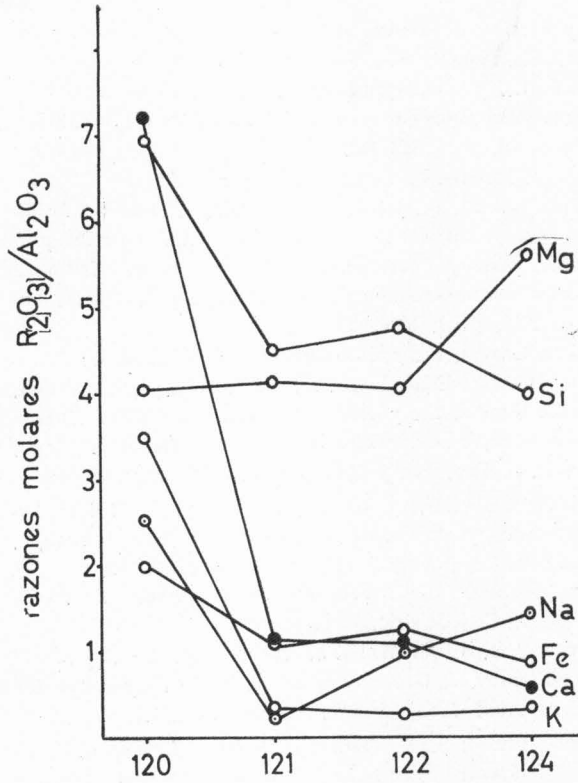


Fig. 4. Razones molares óxido/alúmina, correspondientes a las muestras estudiadas.

3. YACIMIENTO DE MAJADA DE LAS VACAS

3.1. Descripción del yacimiento y muestras estudiadas

El yacimiento de Majada de las Vacas está situado en la región más septentrional de Sierra de Gata, a mitad de camino entre los poblados de Fernán Pérez y San Pedro, en la falda Sur de una colina de unos 225 metros de altitud.

Se ha efectuado el muestreo en una calicata, que está coronada por estratos de calizas. Se observa que la roca volcánica pasa de una manera gradual a la masa de bentonita, la cual conserva la textura de la roca original. La roca volcánica es blanca y en ocasiones está teñida de amarillo. Las muestras elegidas fueron las siguientes:

N.º	Características
400	Roca volcánica blanca.
401	Roca análoga a la anterior, pero teñida de amarillo.
402	Roca blanco-verdosa en contacto con las anteriores.
403	Roca más transformada y en contacto con la anterior.
404	Bentonita verde.

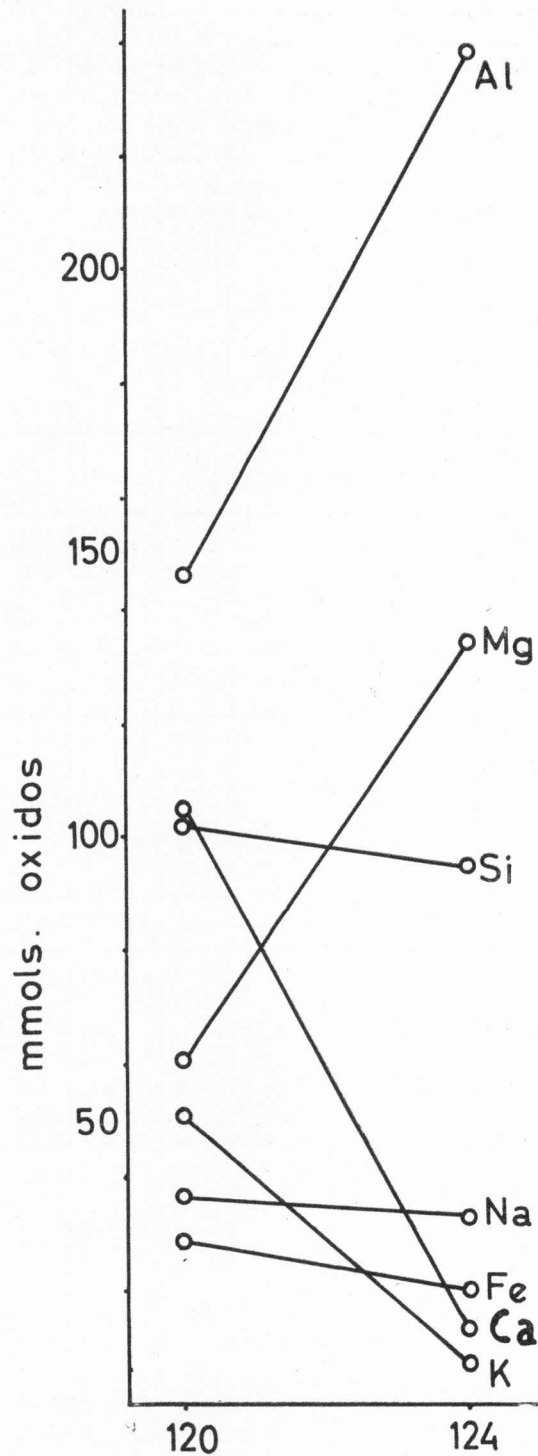


Fig. 5. Milimoles de óxidos correspondientes a la roca madre (muestra 120), y a la bentonita (muestra 124).

3.2. Resultados experimentales

El conjunto de datos experimentales obtenidos sobre las muestras de este yacimiento ha sido descrito en una publicación de Martín Vivaldi, Linares y Alías (1963). Como nueva aportación se incluye aquí el análisis cuantitativo de montmorillonita, y como resumen de todos los datos se indica en la tabla 7, la composición mineralógica aproximada de las muestras de este yacimiento.

TABLA 6

Porcentajes de montmorillonita deducidos por diversos métodos

Muestras	Difr. R-X	A. T. D.	Area int.	Cap. Cambio
400	32	30	27	29
401	21	19	15	25
402	64	61	56	75
403	86	83	81	81
404	96	97	97	91

TABLA 7

Composición mineralógica aproximada

Muestra	Montmorillonita	Plagioclasa	Cuarzo
400	++	++	++
401	+	+++	++
402	+++	++	++
403	++++	+	++
404	++++	+	+

++++ = Muy abundante.

+++ = Abundante.

++ = Moderado.

+ = Muy poco.

BIBLIOGRAFÍA

- ALEXANDRE, V. (1949): *Análisis térmico diferencial de algunas arcillas y caolines españoles*. «An. Edaf. Fis. Veg.», volumen VIII, págs. 33-58.
- ALEXANDRE, V., y GONZÁLEZ PEÑA, J. (1954): *Identificación en el microscopio electrónico de algunas arcillas y caolines españoles*. «An. Edaf. Fis. Veg.», vol. XIII, págs. 631-662.
- CANO RUIZ, J., y LÓPEZ GONZÁLEZ, J. (1955): *Superficie total y externa de montmorillonita natural y activada*. «An. Edaf. Fis. Veg.», vol. XIV, págs. 127-135.
- DYAL, S. R., y HENDRICKS, S. B. (1950): *Total surface of clays in polar liquids as a characteristic index*. «J. Soil. Sci.», volumen 69, págs. 421-432.
- FÚSTER, J. M. (1961): Comunicación personal.
- GONZÁLEZ GARCÍA, F., y GONZÁLEZ GARCÍA, S. (1953 a): *Modificaciones producidas por tratamiento térmico en las propiedades físico-químicas de los silicatos de la serie isomorfa montmorillonita-beidellita*. I. «An. Edaf. Fis. Veg.», volumen XII, págs. 925-992.
- GONZÁLEZ GARCÍA, F., y GONZÁLEZ GARCÍA, S. (1953 b): *Idem*, II. «An. Edaf. Fis. Veg.», vol. XII, págs. 993-1031.
- GONZÁLEZ GARCÍA, S., y BEUTELSPAÇER, H. (1956): *Estudio al microscopio electrónico de la bentonita de Almería*. «An. R. S. Esp. Fis. y Quím.», vol. 52-B, págs. 339-346.
- GONZÁLEZ GARCÍA, F., y MARTÍN VIVALDI, J. L. (1949): *Caracterización y propiedades de una bentonita de Almería*. I. «An. Edaf. Fis. Veg.», vol. VIII, págs. 567-582.
- JAKOB, J. (1944): *Guía para el análisis químico de rocas*. «C. S. I. C.», Madrid.
- MACKENZIE, R. C. (1957): *The montmorillonite differential thermal curve. I. General variability in the dehydroxylation region*. «Bull. Groupe Franc. Argilles», vol. IX, págs. 7-15.
- MARTÍN VIVALDI, J. L. (1963): *The bentonites of Cabo de Gata (Southeast Spain) and of Guelaya volcanic province (North Morocco)*. «Clays and Clay Minerals», vol. XI, páginas 327-357.
- MARTÍN VIVALDI, J. L.; CANO RUIZ, J., y FONTBOTE, J. M. (1956): *The bentonites from the volcanic region of Cabo de Gata (Almería)*. «Clays and Clay minerals, Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Council», Pub. 456, págs. 181-184.
- MARTÍN VIVALDI, J. L., y GIRELA VILCHEZ, F. (1963): *Contribución al estudio de la técnica de A. T. D. III. Determinación cuantitativa a partir de mezclas artificiales*. «Rev. Ciencia Apl.», vol. 93, págs. 320-327.
- MARTÍN VIVALDI, J. L.; GIRELA VILCHEZ, F., y RODRÍGUEZ GALLEGO, M. (1963): *Contribución al estudio de la técnica de A. T. D. I. Descripción y calibrado del aparato*. «Rev. Ciencia Apl.», vol. 91, págs. 111-118.
- MARTÍN VIVALDI, J. L.; GIRELA VILCHEZ, F., y MACEWAN, D. M. C. (1957, 1959): *Modification to standard Philips powder cameras for clay minerals works*. «Philips Scien. Equip.» y «Clay Min. Bull.», vol. 4, págs. 110-112.
- MARTÍN VIVALDI, J. L., y GONZÁLEZ GARCÍA, F. (1951): *Caracterización y propiedades de una bentonita de Almería*. II. «An. Edaf. Fis. Veg.», vol. X, págs. 561-584.
- MARTÍN VIVALDI, J. L., y LINARES GONZÁLEZ, J. (1962): *A random intergrowth of sepiolite and attapulgite*. «Clays and Clay Minerals», vol. 9, págs. 592-602.
- MARTÍN VIVALDI, J. L.; LINARES GONZÁLEZ, J., y ALÍAS PÉREZ, L. J. (1965): *The genesis of the montmorillonite in the Cabo de Gata bentonites*. «First Int. Clay Conf.», vol. 2, páginas 229-236.
- MARTÍN VIVALDI, J. L., y PINO VÁZQUEZ, C. (1956): *Sobre las*

- condiciones de formación de la montmorillonita en la naturaleza. «III Reunión Int. React. Sólidos». Madrid, páginas 481-503.
- MARTÍN VIVALDI, J. L., y RODRÍGUEZ GALLEGO, M. (1961): *Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-Ray diffraction photograph. Part. I. Clo-rite-Kaolinite-Mixtures*. «Clay Min. Bull.», vol. 4, págs. 298-298.
- MITCHELL, W. A. (1953): *Oriented-aggregated specimens of clay for X-Ray analysis made by pressure*. «Clay Min. Bull.», vol. 2, págs. 76-78.
- OSSAN, A. (1889): *Beiträge zur Kenntniss der Eruptivegesteine des Cabo de Gata*. «Z. Deutsch. Geol. Gess.», vol. 41, páginas 297-312.

Recibido 4-VII-67.



INFORMACION

Personal

NECROLOGIA

JOSE MESEGUER Y PARDO

Nace en Murcia el 27 de julio de 1891 y fallece en Madrid el 13 de septiembre de 1968, el Inspector General de Minas, D. José Meseguer y Pardo.



Estudia la carrera de Ingeniero de Minas en la Escuela del Cuerpo y termina con uno de los primeros puestos de la promoción de 1916.

Inicia sus actividades profesionales en las minas de azufre de Hellín, hasta su ingreso al servicio del Estado, precisamente en el Instituto Geológico y Minero, en junio de 1927.

Asciende en 1940 a la categoría de vocal de dicho Centro, y presta sus servicios a la Sección de Aguas Subterráneas, en la 6.^a Región Geológica, y en 1958, pasa a ser Subdirector del Instituto Geológico y Minero, y posteriormente Vicepresidente de la Comisión Nacional de Geología.

Como jefe de la Región Geológica participó en la preparación y edición de diez Hojas geológicas al 1:50.000. También publicó varios trabajos sobre minería y metalogénia.

A su paso por el Instituto Geológico tuvo una actuación destacada en la organización de la Biblioteca y de la Cartoteca, con criterios científicos modernos. En la Comisión del Uranio del mencionado Centro, se ocupó de las investigaciones de sus minerales y participó en las campañas de investigaciones auríferas. A su jubilación era Consejero del Consejo Superior de Minería y Metalurgia.

Perteneció a las Ordenes de Carlos III, Mérito Civil, Mérito Naval, Mérito en el Trabajo, Alfonso XII y Alfonso X el Sabio. Fue de la directiva de varias sociedades científicas, entre otras, Vicepresidente de la Real Sociedad Geográfica.

Sus actividades profesionales pueden resumirse en conferenciante ameno, escritor fecundo, bibliógrafo activo y minero destacado, campos en los que dejó una valiosa producción.

Siempre buen amigo y dispuesto a la ayuda de sus compañeros, fueron las características esenciales de su vida.

Descanse en paz el querido compañero.—L. DE A.

DIEGO TEMPLADO Y MARTINEZ

Nace en Cieza (Murcia), el día 11 de enero de 1886 y fallece en Madrid el 16 de mayo de 1968, el Inspector del Cuerpo Nacional de Ingenieros de Minas, D. Diego Templado y Martínez.

Después del estudio del bachillerato en su provincia natal, cursa brillantemente la carrera de Ingeniero de Minas y la finaliza en la promoción de 1909.



Inicia sus trabajos profesionales en la Real Compañía Asturiana de Minas en La Carolina (Jaén). Cuando le co-

rresponde el ingreso al Servicio del Estado, es destinado a la Jefatura Provincial de Murcia, y posteriormente lo designan Delegado del Consejo Nacional de Combustibles. Durante este periodo hizo el Catálogo de criaderos de plomo y cinc del Distrito Minero de Murcia. En virtud de concurso, pasa destinado al Instituto Geológico y Minero en octubre de 1931, donde desarrolló una activa y fructífera labor.

Cursa en 1934 la especialidad de Ingeniero Sanitario en la Escuela Nacional de Sanidad, donde tuvimos la suerte de ser compañeros de estudios, habiendo adquirido una base complementaria, que le sirvió para la redacción de varios proyectos de abastecimiento de aguas, depuración y alcantarillado, todos para diversas localidades de su provincia natal, Murcia.

Como subalterno y después como Jefe de la Sección de Aguas Subterráneas del Instituto Geológico y Minero, participó en varios proyectos de alumbramiento y ejecución de obras, entre ellas se le puede atribuir el gran éxito alcanzado en el abastecimiento de agua de Carrascosa del Campo (Cuenca).

Participó en 25 Hojas geológicas del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000.

Al jubilarse ostentaba la categoría de Presidente de Sección del Consejo Superior de Minería y Metalurgia.

Sus compañeros lo calificaban de ecuaníme, ponderado y cumplidor de sus deberes, y todos lamentamos la pérdida del buen amigo, al que deseamos le conceda Dios el premio eterno.—L. DE A.

Noticias

REUNIONES CIENTIFICAS

LA PLANIFICACION COORDINADA EN EL APROVECHAMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS (1)

Sean mis primeras palabras para agradecer la amable invitación del Comité Ejecutivo de este Seminario, dándome ocasión en este acto de clausura para expresar una viva satisfacción por el relevante interés de los estudios desarrollados a lo largo de las distintas sesiones de trabajo.

Esta satisfacción no lo es a título meramente personal, pues el ejercicio, en estos últimos años, de las funciones propias de mi cargo, ha reafirmado mi convicción acerca de la trascendental importancia que para el bienestar económico del país supone la puesta al día de los cono-

cimientos y técnicas empleados modernamente para la prospección y captación de aguas subterráneas.

Dichas técnicas han experimentado, en efecto, un extraordinario avance en los últimos lustros, en gran parte promovido por el incesante desarrollo de las investigaciones petrolíferas, las cuales acelerando la propia evolución de las ciencias geológicas y geofísicas, de las teorías genéticas, del conocimiento de las características litológicas, de permeabilidad y porosidad de los estratos, y de la dinámica de los fluidos, han representado decisivos pasos adelante también en el campo de la investigación y alumbramiento de las aguas subterráneas, potenciado a su vez por el progreso técnico, que ha hecho posible la ejecución de labores profundas, que alcanzan hoy día millares de metros, y la disponibilidad de potentes instalaciones de bombeo.

El continuo desarrollo de estas técnicas, unido al progresivo aumento de las necesidades de agua para usos domésticos, urbanos, agrícolas e industriales, obliga a un constante esfuerzo de superación, tanto a cargo de la iniciativa privada como del sector público. Estímulo complementario a dicho fin, es la apreciable falta de auténticos

(1) Conferencia pronunciada en el acto de clausura del Primer Seminario de Técnicas Modernas para la Construcción de Pozos en Barcelona, por el Excmo. Sr. D. Joaquín Targhetta Arriola.

especialistas en las distintas disciplinas que constituyen el vasto mundo del aprovechamiento de las aguas. Este vacío de abundancia de técnicos que constituye un problema mundial, también característico en España, exige, a su vez, adecuada atención.

Un bello exponente del afán de superación para cubrir tales necesidades lo constituye la propia convocatoria de este Seminario, cuya oportunidad y excelente organización me complace agradecer públicamente al Grupo promotor.

Complemento de anteriores cursillos y simposios sobre temas análogos, organizados por la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, y el Instituto Geológico y Minero de España, y de las conferencias y proyección pública que a los problemas del agua han dado el Instituto Nacional de Colonización y la Dirección General de Obras Hidráulicas, entre otros organismos, es este Seminario que han celebrado ustedes, dirigido, con certera visión, al examen de aspectos técnicos de tan relevante interés, como son los incluidos en su temario de trabajo. Aún dado su carácter monográfico, es indudable que su celebración ha contribuido también a producir efectos de carácter general, puesto que ha traído a primer plano, una vez más, el tema de las aguas subterráneas y, por resonancia, el de los recursos hidráulicos en general. Es decir, en una palabra, el agua.

Como quiera que los aspectos técnicos de la construcción y utilización de pozos y sus instalaciones anexas para el aprovechamiento de las aguas subterráneas, han sido tratados exhaustivamente a través de las importantes comunicaciones presentadas en los Coloquios celebrados durante el Seminario por especialistas de reconocido prestigio, nada quiero añadir por mi parte en relación con dichos temas, para no incurrir en osadía ante tan calificado auditorio.

Deseo sólo limitar mi intervención a exponerles —con una brevedad que aspiro a conseguir—, algunos comentarios demostrativos de la necesidad de actuar mediante planificaciones perfectamente coordinadas por parte de cuantas Entidades están interesadas o ejercen su cometido en la esfera del aprovechamiento de las aguas dulces, y demostrativos también de los beneficios que ello puede reportar al bien común.

A lo largo de la historia, los pueblos que han formado la vanguardia de la Humanidad por el continuo desarrollo de sus valores políticos, sociales y económicos, se han esforzado en utilizar todos los recursos naturales a su alcance, aunque sin prestar suficiente atención a la previsión de disponibilidades en futuros remotos.

Es en el decurso de este siglo cuando ha comenzado a pensarse seriamente, no sólo en las necesidades presentes, sino también en su proyección para un futuro más o menos lejano, teniendo en cuenta imperativos realistas, tales como el incremento de la población y la incorporación al concierto mundial de nuevos países y regiones.

Hasta ahora, la población, junto con la industria y la agricultura, se han desarrollado sin conceder, en general, de-

bida importancia al problema de la suficiencia del agua. Únicamente ha existido la preocupación de conseguir su adecuada distribución, pero siempre considerándola como un bien casi gratuito, lo que ha movido a ordenar y legislar en esta materia en forma notoriamente tímida.

Tan sólo recientemente se ha empezado a considerar el agua —uno de los elementos de necesidad vital para el hombre—, con el carácter de *bien económico* que no es posible desperdiciar.

Su valor real, hasta ahora poco estimado, va adquiriendo cada día mayor importancia, tanto más cuanto que los recursos utilizados comienzan a escasear y a ser objeto de verdadera preocupación para la mayor parte de los pueblos del mundo.

Buen resultado a estas aseveraciones lo constituye la atención que al tema del agua se viene hoy día prestando por todas las organizaciones internacionales de la que es significativa muestra la reunión en Estrasburgo del Consejo de Europa para proclamar, solemnemente, la «Carta Europea del Agua», como documento a difundir entre todos los países para que actúe de catalizador de su atención hacia este recurso natural, que constituye uno de los bienes más singulares del patrimonio material de la humanidad.

El primer punto de dicha Carta, al declarar enfáticamente que no existe vida sin agua, y los principios sucesivos contenidos en ella, señalando la necesidad de preservar las aguas, controlarlas, mantener su calidad en niveles acordes con los fines para que se utilizan, valorarlas debidamente y, a ser posible, acrecentar su disponibilidad —ya que en modo alguno pueden considerarse inagotables las aguas dulces—, demuestra la importancia que el Consejo de Europa atribuye a este factor del abastecimiento humano. Formula un conjunto de doce principios que, como contexto de la Carta, representan algo así como el alcaide de la consideración que a todos debe merecer este elemento vital.

Cualquiera que sea su origen o procedencia, el agua tiene su econometría, su técnica y su administración. Ninguno de estos aspectos puede quedar al arbitrio de intereses particulares, sino ser tratados según la conveniencia del interés general y, por tanto, objeto de auténticas medidas ordenadoras por parte de los Gobiernos.

El considerable aumento demográfico, que muy atinadamente ha sido calificado como «explosión de la humanidad», hace prever una población mundial superior a 4.000 millones de habitantes en 1980, y quizá próxima a los 6.000 millones al comienzo del siglo venidero.

Según recientes datos suministrados por la F. A. O., para poder cubrir las necesidades alimenticias de esa población mundial en el año 1980, el área actualmente regada deberá aumentarse en unos 80 millones de hectáreas.

Pero no sólo ha de tenerse en cuenta el agua necesaria para la obtención de productos alimenticios, puesto que la creciente industrialización y la mejora de las condiciones de vida, imponen un constante crecimiento del consumo de agua por habitante/año, según se despen-

de de los siguientes datos estadísticos, considerados válidos hoy día por todos los expertos, como representativos de la demanda según el grado de desarrollo en los diferentes países:

- 15 m³ en países subdesarrollados.
- 500 m³ en Europa Occidental.
- 1.000 m³ en Estados Unidos.

Estas cifras demuestran que las áreas geográficas que se encuentran en alto nivel de desarrollo, son las que con más urgencia precisan aumentar sus disponibilidades de agua. Más imperativo resulta todavía para los países de vanguardia en el desarrollo, como es el caso de Estados Unidos, que habiendo triplicado su población en lo que va de siglo, ha aumentado diez veces sus consumos de agua en el mismo período de tiempo, lo que equivale a una tasa de crecimiento en la demanda tres veces superior a la del aumento de población.

Se estima que en el año 2000, con una población mundial de 6.000 millones de habitantes y para un consumo de 500 m³ anuales *per capita*, se habrá de llegar a una necesidad total de 3.000 Km³ de agua, lo cual representa, aproximadamente, la décima parte del gasto total de los cursos superficiales terrestres, hoy estimados en 30.000 Km³.

No hay duda respecto a que tales perspectivas obligan a investigar, evaluar y, finalmente a explotar, ordenadamente, todos los recursos acuíferos de cada región geográfica.

En la mayoría de los países, y también en España, los recursos a que se ha acudido en primer término para satisfacer las crecientes necesidades, han sido las aguas superficiales, y complementariamente, aunque en menor grado, las subterráneas, ya que, lógicamente, la disponibilidad de éstas presenta menos facilidades, al no ser ponderable *a priori* su existencia, no poderse formular estimaciones cuantitativas directas, y precisar de prospecciones previas, ajustadas a la evolución de la técnica.

Pero es evidente la urgencia de potenciar al máximo el aprovechamiento de todos los recursos hidráulicos disponibles, por lo que, prescindiendo de las posibilidades que el progreso técnico ha de ofrecer en el futuro para la utilización de las aguas salobres, un sentido realista obliga a considerar como primera, la necesidad de coordinar el aprovechamiento conjunto de las aguas superficiales y de las subterráneas, cuya interrelación es indiscutible.

Esto nos lleva de la mano a destacar, debidamente, la conveniencia de eliminar un planteamiento que suele ser frecuente cuando se abordan estos temas. El de qué aprovechamiento debe primar: si el de las aguas superficiales o el de las subterráneas, según los fines a que se destinen y las características geográficas de las áreas o centros de consumo. Yo me atrevería a decir que el planteamiento así hecho carece en general de rigor científico, pues que, en todo caso, la solución ha de enfocarse sobre la base de estudiar un aprovechamiento armónico de ambos re-

cursos, cuya valoración, debidamente ponderada, y su interdependencia, han de formularse previamente a la adopción de resoluciones que, siempre, se materializan en proyectos concretos, cuya ejecución, normalmente, comporta una rigidez que los hace inmodificables en la práctica.

Aunque de hecho no suelen aprovecharse más que recursos de una de las dos procedencias, como consecuencia de que la utilización se apoya en aquellos que ofrecen más fácil disponibilidad, debe reconocerse que un análisis conjunto del problema y una planificación coordinada de actuaciones, pueden potenciar de manera insospechada las posibilidades de aprovechamiento. En efecto, en muchas ocasiones, estudios previos realizados a fondo, con determinación de los balances hidráulicos de las cuencas hidrogeológicas naturales; la cuantificación de las reservas subterráneas en esas cuencas; el conocimiento de los índices de pluviometría de la zona; ponderación de los índices de infiltración de los terrenos constituyentes; y la dinámica que incorpora al régimen general de las cuencas consideradas la importancia de los cursos superficiales —que en tantos casos constituyen aliviaderos naturales de las mismas—, permiten concebir un aprovechamiento superior al que puede estimarse como normal, mediante el artificio —empleando adecuadas técnicas— de trasvasar aguas que constituyan «reservas», al campo de los «recursos» hidráulicos utilizables.

Dentro de estos conceptos y enunciados generales, hagamos algunas puntualizaciones complementarias en torno a los recursos acuíferos tradicionalmente incluidos en los tres grupos clásicos: superficiales, subterráneos y marinos, limitando el concepto para los dos primeros, al de aguas dulces.

Las superficiales, no obstante el gran desarrollo que ha alcanzado su aprovechamiento, comienzan a no ser suficientes a corto plazo. Es preciso, por ello, acudir a las subterráneas y a las marinas para hacer frente a los aumentos de consumo, especialmente en países como el nuestro, de clima árido o semiárido, que el régimen de precipitaciones acuosas, irregular en el espacio y en el tiempo, provoca pérdidas nada despreciables, a pesar de las obras de regulación para evitarlas. En efecto, son datos generalmente aceptados para el conjunto de la Península, que el promedio de la escorrentía puede cifrarse en un 30 por 100 del agua llovida, que la evaporación media representa casi un 50 por 100 y que la infiltración, origen general de las reservas subterráneas, es el 20 por 100 restante.

A estos datos, definidores de las características del régimen español de hidráulidad, debemos otros, también significativos:

Una cuarta parte de la superficie nacional, situada casi toda al Norte, se considera de calificación húmeda, con precipitación superior a 800 litros por m²/año, y una séptima parte, de calificación seca, registra una precipitación inferior a 400 litros m²/año. El resto, es decir, un sesenta por ciento del territorio español, se puede calificar como de transición, con precipitación comprendida entre 400 y 800 litros m²/año.

En conjunto, la precipitación media anual puede estimarse, según criterio de los especialistas, con base en geoestadísticas de grandes períodos, en unos 340 Km³ de agua, o sea, unos 700 litros por metro cuadrado. Lo que viene a representar cerca de 10.000 m³ por habitante/año, que es cifra no muy distante de las correspondientes a otros países europeos, si bien, con la desventaja para el nuestro de que sus características y la naturaleza, en buena medida torrencial, de estas aguas en su correr superficial, implican un difícil aprovechamiento de tales recursos con relación a las necesidades nacionales.

El consumo medio global de 500 m³ por habitante y año, incluida la exigua cantidad de un metro cúbico para bebida y preparación de alimentos, podría distribuirse, ponderadamente, como sigue:

- 70 m³ para usos domésticos y urbanos.
- 150 m³ para producción agrícola.
- 280 m³ para necesidades industriales.

Centro mis comentarios en los dos grupos de aguas dulces, porque la utilización de las marinas, además de tropezar con los problemas específicos de la desalinización y su coste, queda limitada en general a las zonas del litoral que no son siempre las de insuficiencia más acusada. Y en nuestra patria esta circunstancia es evidente. Como lo es también la inaplicación de otros recursos con posibilidades futuras para otros países: las lluvias artificiales, los hielos polares y otros aún sólo medio concebidos, pero cuyo grado de inmadurez en cuanto a aplicaciones prácticas actuales, por otra parte, nos relevan de dedicarles ningún comentario.

Volvemos, pues, nuestras referencias a las aguas dulces convencionales. La importancia, antes destacada, del porcentaje de aguas infiltradas, referido al de las aguas de escurrimiento —que a su vez quedan limitadas en cuanto su aprovechamiento al de los cursos naturales y superficiales—, demuestran la trascendencia que debe atribuirse a un aprovechamiento integral de las aguas subterráneas, cuya explotación, aún debiendo reconocerse que ofrece posibilidades reales muy inferiores a las meramente teóricas, creo que podrían revalorizarse seriamente.

Teniendo en cuenta las posibilidades que ofrece el desarrollo de estudios concienzudos que permitan jugar adecuadamente con los conceptos de *reservas subterráneas* y *recursos subterráneos* para hacer saltar parte de aquéllas al campo de los segundos, mediante la aplicación de técnicas *ad hoc*; si se tiene en cuenta, además, que la explotación de las aguas subterráneas debe realizarse de manera ordenada, y en muchos casos como exigencia urgente —es el caso de muchas zonas de nuestro Levante, amenazadas por el gravísimo peligro de la salinización progresiva, consecuencia de explotaciones desordenadas y, en general, abusivas— se comprenderá fácilmente la importancia que ha de darse a la planificación coordinada del aprovechamiento de las aguas realmente disponibles, tema que para mí constituye una idea verdaderamente obsesiva.

Esta necesaria coordinación, a su vez está complementariamente respaldada por la idea de que la interdependencia existente entre las aguas superficiales y las subterráneas, es sin duda superior a lo comúnmente aceptado, con lo cual, en la planificación de los aprovechamientos, debe tenerse en cuenta este aspecto, tanto o más que los genéricos derivados de los usos agrarios, industriales o de abastecimientos potables, que constituyen los objetos finales de todo proyecto.

Como muestra de las ventajas que comporta la actuación coordinada para el aprovechamiento de los recursos acuíferos, a que tan insistentemente vengo aludiendo, voy a referirme a continuación de manera concreta y con algún detalle, al Plan Guadalquivir, que ustedes sin duda conocen y que se realiza con aportaciones de las Naciones Unidas y del Estado español.

La realización de este proyecto, financiado por el Fondo Especial de las Naciones Unidas, mediante la aportación de unos 672.000 \$ U.S.A., y una contribución del Gobierno español equivalente a 946.000 \$ U.S.A., fue encomendada a la F. A. O. y al Instituto Geológico y Minero de España, con la colaboración del Instituto Nacional de Colonización y de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir.

Este proyecto ha de ser sin duda muy ilustrado para calibrar y deducir las diversas ventajas obtenidas, derivadas tanto de la aplicación de nuevas técnicas, como de la actuación coordinada de los Organismos interesados en el aprovechamiento de los posibles recursos hidráulicos disponibles en la cuenca del Guadalquivir, y tanto más cuanto que ha sido aplicado sobre una amplia zona de gran interés agrario en la que se espera producir una notable repercusión favorable de tipo económico y acusada proyección social.

El principal objetivo intermedio del proyecto, cuya duración se estimó en tres años y medio a partir de 1966, ha sido la realización de una completa investigación hidrogeológica de la cuenca del Guadalquivir. El avanzado estado de los distintos estudios, con adelanto, incluso, sobre lo previsto, se ha puesto de manifiesto la existencia de zonas con recursos hidráulicos subterráneos suficientes para abordar los consiguientes anteproyectos de desarrollo.

Dichos recursos han sido evaluados en 1.500 Hm³ anuales, de los cuales, según los estudios, se utilizan ya unos 900 Hm³, bien como aportación a diversas secciones de los ríos de la cuenca, controladas por los embalses existentes, o bien mediante el aprovechamiento por pozos y elevaciones.

La total regulación de los recursos de aguas superficiales de aquella gran cuenca no sobrepasará la cifra de 4.000 Hm³, presumiéndose una pérdida en el mar del orden de 2.000 Hm³ al año. Esto equivaldría a una superficie regada del orden de 500.000 Has.

Teniendo en cuenta el índice de crecimiento de población, así como el aumento de nivel de vida, se ha estimado que en un plazo no superior a cincuenta años, deberá llegarse en aquella región al millón de Has. regadas,

Para poder conseguirlo, será necesario emplear otros recursos hidráulicos además de los superficiales, incorporando al aprovechamiento los subterráneos, mediante la reducción al máximo de las pérdidas hacia el mar, difícilmente evitables sólo por embalses de superficie. Para ello, habrán de ponerse en juego las reservas de aguas subterráneas acumuladas en los hasta hoy desconocidos embalses subterráneos de la gran cuenca, que parece pueden calificarse como de primera magnitud.

Merece puntualizarse el concepto con dos ejemplos: En la Vega de Granada, los estudios y los posteriores reconocimientos directos, practicados mediante sondeos y ensayos, permiten asegurar la existencia de una reserva hidráulica del orden de 3.000 Hm³; y en la margen derecha de las Marismas del Guadalquivir, el proyecto ha permitido conocer la existencia de una capa de agua dulce en carga, cuyos recursos parecen ser del orden de 150 Hm³, con reservas de unos 4.000 Hm³.

Esta zona de las Marismas, incluida la plataforma de Sanlúcar-Almonte, comprende una superficie de unas 150.000 Has. Es obvio que sólo con sus recursos subterráneos no sería posible poner en riego toda la superficie, pero si se tiene en cuenta que el descenso de un metro del nivel acuífero de la capa, puede proporcionar un caudal del orden de 100 Hm³, es indudable que podrán ponerse en juego cantidades importantes de agua en la época del estío, que luego serían repuestas en el invierno mediante la práctica de recargas artificiales, a cargo de los 2.000 Hm³ de aguas superficiales que se estima se pierden anualmente en el mar. Como quiera que la mayor parte de esta pérdida se produce en invierno, su utilización para recargar el acuífero subterráneo podrá mantener el equilibrio que es necesario en verano para impedir el avance del agua salada del mar aguas arriba del Guadalquivir.

La Vega de Granada, de unas 30.000 Has. de extensión, próxima a altas montañas nevadas durante gran parte del año, dispone de recursos de aguas superficiales bastante importantes, aunque difícilmente controlables. Las aguas subterráneas que por infiltración podrían acumularse en la Vega, son del orden de 45 Hm³ anuales. El subsuelo de esta Vega que por sus embalses subterráneos de primera magnitud y sus circunstancias climáticas, morfológicas y litológicas, hacen de esta zona un interesante laboratorio de Hidráulica. La explotación integral de sus recursos, poniendo así en juego las reservas, aunque sin agotarlas, podría proporcionar durante los cinco meses más cálidos del año, un caudal continuo superior a los tres metros cúbicos/segundo. Ello permitiría pasar del cultivo tradicional de regadío en invierno y primavera, a un segundo cultivo de verano, que junto con la mejora de la red de riego y la introducción de modernas técnicas, proporcionaría un incremento en el valor de la producción agrícola, que ha sido estimado en un 50 por 100, aproximadamente.

Hechas estas consideraciones, orientadas a destacar las posibilidades prácticas que deben derivarse de una actua-

ción coordinada, me parece oportuno exponer a continuación los datos más relevantes de este Plan Guadalquivir, actualmente en la etapa final de su desarrollo, para poder ofrecerles a ustedes un conocimiento cabal, aunque sintético, de los trabajos realizados que constituyen su esencia.

El área objeto de estudio corresponde a unas cien Hojas del mapa 1:50.000, con extensión cada una de 600 Km² y de ellas se han cartografiado ya un total de 92.

Se han inventariado 7.280 puntos acuíferos, y de ellos han sido nivelados ya 2.050 para apreciar las variaciones periódicas, quedando sólo por nivelar unos 500 de los seleccionados como más interesantes y significativos. Está, pues, a punto de terminarse la parte que corresponde a la estadística hidrogeológica.

Han quedado terminados los trabajos de campo geofísicos, realizándose un total de 1.650 sondeos eléctricos, repartidos en una serie de perfiles previamente elegidos.

Se realizaron 57 sondeos con un total de 8.850 m., y están en curso otros 7, que con los 77 ensayos de bombeo practicados, permiten la reinterpretación de los resultados geofísicos. Se terminó, asimismo, la hidrología de superficie.

Se completaron los estudios edafológicos, centrándolos en el área del Guadiana Menor, experimentándose cultivos de regadío sobre unas 50 Has., con ensayo de diversos tipos de productos agrícolas, para precisar las necesidades de agua para cada clase de cultivo, según el suelo y el clima, con diferentes métodos de irrigación. Complementariamente, se han realizados 235 análisis de suelos y 768 de humedad de los mismos.

En algunos de los sondeos practicados, se realizaron ensayos de bombeo, poniéndose de manifiesto la posibilidad de alumbrar con ellos caudales del orden de 800 a 1.000 litros/segundo.

La ejecución del Plan, en definitiva, ha demostrado la importancia hidrogeológica de tres áreas: Vega de Granada, Zona del Guadiana Menor y Marismas del Guadalquivir. Consecuentemente, se ha confeccionado un nuevo proyecto que define la fase de desarrollo en dichas zonas, también con la asistencia técnica y financiera del Fondo Especial de las Naciones Unidas, mediante una aportación de 7.500 \$ y una contribución del Gobierno español de 1.726.150 \$. Los objetivos de este nuevo Proyecto, a realizar en un plazo de dos años y medio, son los siguientes:

Inventario definitivo de los recursos hidráulicos subterráneos en las tres zonas seleccionadas.

Racional explotación de dichos recursos integrando en ella los sobrantes de aguas superficiales con experimentación de técnicas de recargue artificial y modelos.

Estudio de problemas agrícolas y socioeconómicos; establecimiento de fincas-piloto; encuestas agrícolas y difusión de nuevas técnicas de cultivo, incluso con asesoramiento a los labradores locales.

Consiguiente preparación de anteproyectos técnicos de

explotación y proyectos de puesta en valor de algunas áreas escogidas, con expresión de las inversiones necesarias y su rentabilidad.

Todo esto proporcionará, sin duda, al Gobierno español datos esenciales para definir un ordenamiento adecuado, que permita la explotación racional de los recursos y reservas de la cuenca del Guadalquivir, mediante la utilización coordinada de aguas subterráneas y superficiales sobrantes, y desarrollar selectivamente la agricultura y ganadería en las áreas elegidas por sus mejores posibilidades. Servirá también para extender las experiencias adquiridas a otras zonas de la cuenca, e incluso fuera de ella, que tengan problemas y supuestas soluciones similares a las del proyecto en cuestión.

Lo anteriormente expuesto conduce a la conclusión de que si bien, en su momento, han podido resultar interesantes y beneficiosos los estudios de aprovechamientos de recursos acuíferos superficiales y subterráneos, separadamente desarrollados, cuando tales estudios consiguen una mayor plenitud de eficacia, es cuando se aúnan los esfuerzos y trabajos en actuación coordinada.

De otra parte, la puesta en práctica de nuevas técnicas de estudio, mediante modelos matemáticos o analógicos, el recargue artificial, el empleo de isótopos radiactivos, etc., exigen cada vez más la estrecha colaboración entre todas las entidades interesadas o responsables en los temas del agua.

En relación con estas conclusiones, me parece oportuno insistir en un aspecto ya comentado, pero que da relevante interés a la conjunción de actuaciones. Vuelvo a referirme al hecho de que la recarga artificial de agua dulce encuentra una de sus más interesantes aplicaciones en las capas freáticas próximas al mar, en las que una explotación abusiva, generalmente por desconocimiento, puede provocar la intrusión de agua salada, como es el caso ya apuntado de muchas zonas de Levante, donde dada la necesidad creciente de agua y las condiciones poco propicias para construir embalses reguladores, impónese, para evitar aquel peligro, la aplicación de dicha técnica con la mayor generalidad posible.

Al pretender aprovechar al máximo todos los recursos subterráneos, se aprecia claramente la necesidad de contar para ello también con los superficiales y análogamente, a veces, cuando se planifica el aprovechamiento óptimo de aguas superficiales aparece la conveniencia de poner en juego también los recursos y reservas subterráneos.

También estas últimas consideraciones nos llevan reiterativamente a la conclusión, plena de lógica, de que es necesario una auténtica planificación coordinada para un buen aprovechamiento de las aguas, tanto superficiales como subterráneas, que evite la duplicidad de esfuerzos, no rara por desgracia, y permita la utilización óptima de los recursos acuíferos del país, imprescindibles de todo punto para su desarrollo.

Todo ello justifica, directa o indirectamente, una decidida acción de la Administración que, inspirada en principios de racionalidad, imponga el debido orden en el di-

fícil tema del aprovechamiento integral de los recursos hidráulicos de toda clase, que constituyen tan inestimable patrimonio de la comunidad nacional.

Ahora bien, este cometido no debe limitarse a procurar la actitud coordinada de los distintos Organismos estatales o paraestatales, que puedan intervenir en el programa; no ha de quedar agotado con una simple planificación armónica en los aspectos meramente técnicos o económicos, si quiera en el plan se concilien los intereses privados que pudieran entrar en juego; no, no es ello bastante; es preciso además que la actuación administrativa encuentre el soporte eficaz de un ágil ordenamiento jurídico informado por los modernos principios que imponen las actuales técnicas de explotación de los recursos hidráulicos.

Urge, por ello, la actualización de la legislación general de aguas y en especial de las subterráneas, introduciendo las modificaciones que requiere la aplicación de conceptos, de plena vigencia hoy día.

Entre éstos parece obligado incorporar al nuevo ordenamiento, al menos los siguientes:

El de «formación acuífera», cuyo caudal requiere una explotación racional, y en ocasiones limitadas, contraponiéndolo al antiguo concepto de «río subterráneo», considerado con posibilidades de caudal ilimitado.

El de «áreas de circulación» de las aguas subterráneas, que permite establecer las velocidades y balances acuíferos de las distintas cuencas, como datos fundamentales que son para su racional explotación.

El sometimiento de los intereses privados a los fines de interés general, acomodando el derecho de los particulares o usuarios en la captación de aguas subterráneas a las características de la cuenca de que se trate, limitando e imponiendo incluso, en cada caso, los caudales que puedan extraerse y las profundidades a que se deba hacer.

Intensificación de la actividad investigadora de la Administración, y asignación de incentivos suficientes a las investigaciones de carácter particular.

Creación de Organos mixtos para poder proponer o decidir sobre la mejor utilización de las aguas alumbradas por la realización de planes oficiales o que reciban ayudas estatales.

Protección de los acuíferos y de los cursos contra la contaminación, mediante el fomento del vertido de las aguas residuales en sondeos profundos, para su evacuación en estratos apropiados para ello.

Recarga de las cuencas subterráneas naturales con aguas superficiales e, inversamente, vertido de aguas subterráneas sobrantes en los cauces públicos para acrecer sus caudales disponibles.

Establecimiento de «reservas» por la Administración, en casos especiales, de caudales aún no alumbrados, en zonas que para su mejor desarrollo deban regularse convenientemente a la vista de las necesidades y circunstancias que concurren en ellas.

Sólo me resta, como punto final, reiterar mi reconoci-

miento a los organizadores y colaboradores de tan interesante Seminario, cuyos frutos estoy seguro serán copiosos, y al mismo tiempo excusarme ante ustedes por la fatiga

complementaria a la de sus apretadas sesiones de trabajo que hayan añadido mis palabras, y agradecerles la amable atención con que me han escuchado.

Estadística y Economía

COTIZACIONES

M A T E R I A S	3-12-64	15-12-66	4-1-68	28-8-68	3-10-68
CINC					
Nueva York (centavos por libra)...	14,50	14,50	13,50	13,50	13,50
Londres (£ por Tm.).....	130 ¹ / ₂ -131	104-105	112 ¹ / ₈ -112 ¹ / ₄	111 ¹ / ₂ -111 ⁵ / ₈	109 ⁷ / ₈ -110 ¹ / ₈
ALUMINIO					
Nueva York (centavos por libra)...	24,50	24,50	25,—	26,—	26,—
Londres (£ por Tm.).....	196,—	192,—	228-13-4	238-0-0	238-0-0
MERCURIO					
Nueva York (\$ el frasco de 34,5 kilogramos).....	480-500	495-510	523-528	525-532	547-553
Londres (£ el frasco de 34,5 kg.).	140,—	185-210	220,—	221,—	230,—
VOLFRAMIO					
Londres (chelines por Tm.).....	169-174	310-325	410-425	395-415	370-390
PETROLEO					
Nueva York (\$ por barril). East Texas, crudo, en pozo....	3-3,10	3,10	3,20	3,20	3,20
ESTAÑO					
Nueva York (centavos por libra)	171,—	154,—	150,—	142,75	154,—
COBRE					
Nueva York (centavos por libra). Electrolítico.....	64,50	36,38	38-38,25	42-42,25	42-42,25
Londres (£ por Tm.).....	502-510	426-426 ¹ / ₂	579-580	457 ¹ / ₂ -458	459-459 ¹ / ₂
PLOMO					
Nueva York (dólares por libra)....	15,—	11,30	14,—	12,50	12,50
Londres (£ por Tm.).....	141-142	81-81 ¹ / ₄	93 ¹ / ₈ -93 ¹ / ₄	104-104 ¹ / ₄	103 ¹ / ₄ -104 ³ / ₄

Información legislativa

PERMISOS DE INVESTIGACION Y CONCESION DE EXPLOTACION

B. O. N.º	PÁGINA	FECHA	MINISTERIO	A S U N T O
198	12213	17-VIII-68	Ind.	Resolución de las Secciones de Minas de Oviedo y Sevilla, caducándose las concesiones que se citan.
199	12262	19-VIII-68	Ind.	Resolución de la Sección de Minas de La Coruña, otorgándose los permisos que se citan.

B. O. N.º	PÁGINA	FECHA	MINISTERIO	A S U N T O
201	12397	21-VIII-68	Ind.	Resolución de las Secciones de Minas de Guadalajara, León y Salamanca, declarándose caducadas las concesiones que se citan.
202	12449	22-VIII-68	Ind.	Resolución de la Delegación de Alicante, otorgándose el permiso de investigación que se cita.
202	12449	22-VIII-68	Ind.	Resolución de las Secciones de Minas de Sevilla, Huelva y Badajoz, otorgándose los permisos de investigación que se mencionan.
205	12648	26-VIII-68	Ind.	Resolución de las Secciones de Minas de Almería y Córdoba, otorgándose las concesiones que se citan.
205	12648	26-VIII-68	Ind.	Resolución de las Secciones de Minas de León, Salamanca y Valencia, otorgándose los permisos que se citan.
229	13618	23-VIII-68	Ind.	Resolución de la Delegación Provincial de Segovia, otorgándose la concesión que se cita.
229	13619	23-VIII-68	Ind.	Resolución de las Secciones de Minas de las Delegaciones Provinciales de Oviedo y Lugo, cancelando los permisos de investigación que se citan.
230	13676	24-VIII-68	Ind.	Resolución de la Diputación Provincial de Tarragona, caducando la concesión que se cita.
230	13676	24-VIII-68	Ind.	Resolución de las Secciones de Minas de las Delegaciones de Guadalajara, Oviedo, Salamanca, Santander y Teruel, otorgándose las concesiones que se citan.
230	13677	24-VIII-68	Ind.	Resolución de las Secciones de Minas de Guipúzcoa y Vizcaya, declarándose caducadas las concesiones que se citan.
230	13677	24-VIII-68	Ind.	Resolución de la Sección de Minas de León, caducándose la concesión que se cita.
230	13675	24-VIII-68	Ind.	Resolución de la Dirección General de Minas, suspendiendo el derecho de petición de permiso de investigación y concesiones directas de explotación de minerales radiactivos en el perímetro que se indica, comprendido en la provincia de Barcelona.
230	13675	24-VIII-68	Ind.	Resolución de la Dirección General de Minas, suspendiendo el derecho de petición de permisos de investigación y concesiones directas de explotación, de minerales radiactivos, en el perímetro que se indica, comprendido en la provincia de Salamanca.
230	13676	24-IX-68	Ind.	Resolución de las Secciones de Minas de Cuenca, Guadalajara, Oviedo y Vizcaya, otorgándose los permisos que se citan.
230	13677	24-IX-68	Ind.	Resolución de las Secciones de Minas de Oviedo y Santander, caducando los permisos de la investigación que se citan.

E N S E Ñ A N Z A

200	12299	20-VIII-68	E. y C.	Orden de 29 de julio de 1968, ratificando los nombramientos de Profesores adjuntos de las Escuelas de Ingeniería Técnica Minera que se citan.
220	13185	12-IX-68	E. y C.	Resolución de la Dirección General de Enseñanza Superior e Investigación, convocando becas para la formación de personal investigador de distintas especialidades.
222	13263	14-IX-68	E. y C.	Orden de 29 de julio de 1968, anunciándose oposición para cubrir la cátedra del Grupo XXIV, vacante en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.
223	13309	16-IX-68	E. y C.	Orden de 29 de julio de 1968, anunciando oposición para cubrir la cátedra del Grupo XI, vacante en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Oviedo.
223	13310	16-IX-68	E. y C.	Orden de 29 de julio de 1968, anunciando oposición para cubrir la cátedra del Grupo XII, vacante en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Oviedo.

B. O. N.º	PÁGINA	FECHA	MINISTERIO	A S U N T O
224	13372	17-IX-68	E. y C.	Orden de 29 de julio de 1968, anunciando oposición para cubrir la cátedra del Grupo XV, vacante en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Oviedo.
HIDROCARBUROS				
224	13387	17-IX-68	Ind.	Decreto 2.132/1968, de 14 de septiembre, por el que se resuelve el concurso convocado por Orden de 27 de marzo de 1968 para la instalación y explotación de una refinería de petróleo en la provincia de Vizcaya.
245	14475	11-X-68	Ind.	Decreto 2.474/1968, de 9 de octubre, por el que se aprueba la cesión por «Compañía Española de Minas de Río Tinto, S. A.», a «Banco de Bilbao» de una participación de seis enteros, veinticinco centésimas por ciento en cada uno de los permisos de investigación de hidrocarburos sobre las cuadrículas, cinco, seis, nueve y diez de la Zona II (Fernando Poó).
VARIOS				
197	12169	16-VIII-68	Ind.	Orden de 15 de julio de 1968, concediendo un perímetro de protección a los manantiales de aguas mineromedicinales de Insalus, del término municipal de Lizarza (Guipúzcoa).
198	12197	17-VIII-68	J. del E.	Decreto-ley 11/1968, de 16 de agosto, prohibiendo temporalmente el alumbramiento de aguas subterráneas en la isla de Mallorca.
198	12211	17-VIII-68	Ind.	Decreto 2.050/1968, de 24 de julio, autorizando a «Río Gulf de Petróleos, S. A.», para instalar una planta de producción de lubricantes en el Polo de Promoción de Huelva.
199	12248	19-VIII-68	Hacienda	Orden de 27 de julio de 1968 por la que se suspende la aplicación de los beneficios de carácter fiscal otorgados por la Orden de 2 de febrero de 1966 a la Empresa «Nueva Montaña Quijano, S. A.».
200	12287	20-VIII-68	Ind.	Decreto 2072/1968, de 27 de julio, clasificando determinadas industrias a efectos de su instalación, ampliación y traslado.
223	13329	16-IX-68	Ind.	Orden de 10 de septiembre de 1968, prorrogando la reserva a favor del del Estado de los yacimientos de toda clase de minerales, excluidos los hidrocarburos fluidos y las rocas bituminosas, en una zona de la Caldera de Taburiente, en la Isla de La Palma (Tenerife).
237	14040	2-X-68	Ind.	Resolución de la Subsecretaría por la que se transcribe relación de aspirantes admitidos a las oposiciones para cubrir dos vacantes específicas de Ingenieros de Minas no escalafonados.

Notas bibliográficas

AGUAS SUBTERRANEAS

G. CASTANY: *Prospection et exploitation des eaux souterraines*. «Dunod», 718 págs. y 391 fig.

El autor, Doctor en Ciencias, inició su especialización en el campo de la hidrología subterránea, cuando comenzó sus trabajos en Túnez en 1945, donde desarrolló una importante actividad en este campo, y en él es considerado como un experto por las Naciones Unidas. Con sus conocimientos teóricos y prácticos, tiene una buena base para la preparación del libro que comentamos.

Es fundamental en la economía de los países semiáridos, el perfecto conocimiento de las reservas en aguas subterráneas, sus posibilidades de explotación y conservación, y los estudios de las mismas con el fin de intentar su explotación con el máximo de rendimiento; para ello se requieren técnicas especializadas, tratadas en esta obra.

El objetivo que desea el autor lograr con la obra, es la exposición de los métodos prácticos de ejecución de los estudios hidrogeológicos y el establecimiento de los programas de explotación racional de las capas al máximo, sin descenso en la calidad.

Los diecinueve capítulos están agrupados en cinco partes: La parte primera se ocupa de la estructura geológica; en ella considera la estratigrafía, las características físicas y químicas de las rocas depósito, la geología estructural de las épocas acuíferas, la superficie piezométrica de las capas libres, mapas de curvas isopiezas y estructuras de capas libres.

Las características hidrogeológicas y factores de escorrentía, son el tema de la parte segunda, y comprende: Características hidrogeológicas de las capas acuíferas factores de circulación de las aguas subterráneas y características fisicoquímicas de las aguas subterráneas.

Son objeto de la parte tercera, las técnicas de cateadura, y las de explotación, y trata de Inventarios de las reservas de agua, geomorfología aplicada, fotogeología, cateadura, sondeos y aparatos de perforación, cateadura geofísica, sondeos, vigilancia de los sondeos y cartografía de las aguas subterráneas.

En la cuarta parte, de las características técnicas y económicas de las obras de captado, habla de: Pozos de drenado, sondeos de explotación.

El balance hídrico constituye la parte quinta, con los temas siguientes: Balance global del agua, balance de las cuencas hidrogeológicas, balance de las capas acuíferas, reservas y recursos en aguas subterráneas.

Termina la obra con unas conclusiones sobre puesta en explotación de las aguas.

Como anexo de la obra figuran unas tablas de conversiones de diversas unidades, con sus múltiplos y submúltiplos, una bibliografía con 171 citas, y un índice alfabético.

La obra resulta interesante y útil al mismo tiempo para el técnico y para el estudiante en el campo de la hidrogeología.—L. DE A.

ANÁLISIS QUÍMICOS

J. P. LEICKNAM: *Contribution a l'analyse isotopique de l'azote par spectrometrie optique*. «Informe CEA», R, 3410. 1968.

Se conoce la posibilidad de analizar una mezcla de gases de nitrógeno $^{14}\text{N}_2$ y $^{14}\text{N}_{15}\text{N}$ por espectrometría de emisión. No obstante, para mezclas pobres en nitrógeno 15 (abundancias isotópicas inferiores al 2 por 100), los métodos propuestos hasta ahora no dan con rapidez resultados suficientemente precisos.

Su análisis isotópico necesita un espectrómetro de resolución media, o incluso es posible como lo han hecho los autores, utilizar un espectrógrafo sustituyendo la placa fotográfica por una rendija de salida, seguida de un fotomultiplicador; esta transformación es muy simple, y las señales procedentes del detector, pueden enviarse a un registrador. En estas condiciones, la duración de una determinación necesita de 3 a 10 minutos, según la precisión que se desee.

Los manantiales de luz están constituidos por lámparas

de descargas sin electrodo, excitadas con frecuencia alta; las condiciones operatorias son tales, que se pueden preparar las lámparas en algunos minutos; las impurezas son eliminadas para evitar su perturbación en las medidas.

Para la elección del par de bandas analíticas se tiene en cuenta la posición relativa de las bandas isotópicas y de la presencia eventual de trazas de las impurezas: no obstante, las transiciones del sistema C ($^3\pi_u$) \leftrightarrow B ($^3\pi_g$), la transición $2 \rightarrow 0$ presenta la disposición más favorable para efectuar esta valoración isotópica.

El método se aplica a muestras de diversas procedencias, (sales amoniacales, inclusiones y plantas): las leyes isotópicas se determinan con un 3 por 100, cerca de la proximidad de la abundancia natural y en 1 por 100 cuando la muestra contiene alrededor de 1,5 átomos de nitrógeno, 15 por cien átomos de nitrógeno 14 . La precisión es, pues, suficiente para la mayor parte de los estudios biológicos donde se utiliza el átomo 15 como indicador.—L. DE A.

H. MERIGOUX: *Etude de la mobilité de l'oxygene dans les feldspaths alcalins*. «Informe CEA-R-3397», 1968.

Se pone en evidencia la movilidad del oxígeno a partir de cambios de átomos de oxígeno entre los feldspatos potásicos y sódicos en presencia de un agua enriquecida en oxígeno 18 . Los cambios se efectúan en autoclave entre 400 y 800°C bajo presiones de vapor comprendidas entre 300 y 800 barías.

El oxígeno se extrae del silicato por ataque con ClF_3 . Dos mecanismos, bien distintos, pueden encontrarse.

El primero corresponde a la autodifusión del oxígeno; en el campo estudiado se encuentra para la adularia: $D = 9.10^{-7} \exp. (-32000/\text{RT})$ ($\text{cm}^2. \text{s}^{-1}$), y para la albita: $D = 4.5.10^{-5} \exp. (-37000/\text{RT})$ ($\text{cm}^2. \text{s}^{-1}$).

El segundo, mucho más rápido, está asociado al cambio de los átomos alcalinos con la solución.

Estos resultados se aplican al problema de paso de orden-desorden en los feldspatos y la geoquímica del oxígeno.—L. DE A.

GEOFÍSICA

Norma sismorresistente. «P. G. S. 1 (1968)», Parte A, 1968, 170 págs., 200 pesetas.

Por Orden ministerial, del 17 de mayo de 1962, se creó la Comisión Internacional que había de establecer las normas sismorresistentes. La parte primera, que ahora finaliza, consta de seis capítulos, que son los siguientes:

Generalidades; clasificación del territorio; Cálculo edificaciones en general; caminos y construcciones hidráulicas; centrales, conducciones, depósitos, y obras diversas. Finaliza las normas con un anexo de la escala oficial macrosísmica y además contiene un Mapa en el que están representados en España los diversos grados de intensidad.—L. DE A.

HIDROCARBUROS

J. M.^a RÍOS: *Investigación de hidrocarburos en España, relación de principales actividades en 1967*. «Industria Minera», núm. 94, 1968, 60 págs.

Este trabajo constituye una información acerca de los hidrocarburos de España, que en diferentes ocasiones ha recopilado el autor desde las iniciadas en 1939.

Las informaciones de que dispone proceden de las Compañías y del Servicio de Hidrocarburos de la Dirección General de Minas y Combustibles, y de la de Plazas y

Provincias Africanas. El autor hace constar que su labor consiste en recopilar y sistematizar los datos que se les suministran, uniformando su presentación y componiendo cuadros de expresión más fácil.

Comienza el trabajo con unos comentarios acerca del estado actual y del porvenir de la investigación de hidrocarburos, y expresa las actividades llevadas a cabo durante el año 1967 en las diversas zonas. Unos cuadros sistematizan la variación de los estados de asociación de las compañías, de nuevos permisos, o de renunciaciones a ellos. En diversos mapas se señalan las posiciones generales de los sondeos y las concesiones de permisos antiguos y nuevos.—L. DE A.

Sección informativa de revistas

Publicaciones africanas

NOTES ET MEMOIRES DU SERVICE GEOLOGIQUE. Publ. por el Servicio Geológico de Marruecos, Rabat.

Núm. 180 bis, 1966.

J. Destombes y A. Jeannette: *Mémoire explicatif de la Carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca au 1/50.000. Régions de Mahommedia, Bouznika et Ben-Slimane*.

S. Willefert: *Liste des graptolites siluriens récoltés dans la Meseta côtière à l'Est de Casablanca et discussion critique de quelques espèces*.

Núm. 184, 1966.

J. Kornprobst: *Etudes géologiques sur la chaîne du Rif. La chaîne du Haouz, de la Hafa Queddana au col d'Azlu d'Arabia*.

J. F. Raoult: *La chaîne du Haouz, du col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar*.

J. C. Griffon: *La dorsale calcaire au Sud de Tétouan*.

R. Mousterde: *Sur quelques ammonites du Lias du Rif: remarques paléontologiques*.

Núm. 197, 1966.

R. Dijon: *Reconnaissance hidrogeologique et ressources en eau du bassin des Oueds Seyad — Ouarz-Noun, Maroc Sud-Occidental*.

Núm. 198, 1966.

B. Mamet, G. Choubert y L. Hottinger: *Notes sur le Carbonifère du jebel Ouarkiz. Etude du passage du Viséen au Namurien d'après les Foraminifères*.

G. Choubert, A. Faure-Muret, L. Hottinger y G. Lecointre: *Le prétendu «Pliocène» de Charf el Akab est d'âge tortonien*.

J. Marcois y G. Suter: *Aperçu structural sur la région du Rif oriental*.

C. Vergnaud-Grazzini: *Les Amphibiens du Miocène de Beni-Mellal*.

C. Bauchau, G. Jouravsky, G. Pouit y J. P. Snoep: *Géologie des gîtes et indices de manganèse dans le Maroc oriental (pays des Horsts)*.

G. Pouit: *Le manganèse dans le Permo-Trias au Maroc*:

étude métallogénique et comparaison avec les minéralisations dans le Précambrien III.

Núm. 200, 1966.

D. Mongin: *Les mollusques du Bathonien saumâtre du Moyen-Atlas*.

PAPER. Publ. por el Geological Survey and Mineral Research Department, República Árabe Unida.

Núm. 15, 1962.

M. F. El-Ramly: *The absolute ages of some rocks from Egypt*.

Núm. 16, 1963.

M. F. El-Ramly, M. K. Akaad y M. S. Shaaban: *Geology and structure of the iron ore deposit of Gabal El-Adid (Eastern Desert of Egypt)*.

Núm. 17, 1963.

M. K. Akaad y M. F. El-Ramly: *Geology and structure of the Umm Lassaf — Umm Nar iron belt (Eastern Desert of Egypt)*.

Núm. 18, 1963.

S. El-Akkad y B. Issawi: *Geology and iron ore deposits of the Bahariya Oasis*.

Núm. 19, 1963.

M. K. Akaad y G. A. Moutafa: *«The Shait Granite». A cataclastic, mylonitic granodiorite*.

Núm. 20, 1963.

M. G. Ghobrial: *Some new occurrences of manganese deposits in the Eastern Desert of Egypt*.

Núm. 22, 1963.

A. M. Eid y M. M. Abd El Rehim: *Metallurgical research on Zn-Pb oxidised ore of Um-Gheig deposit, Eastern Desert*.

Núm. 23, 1963.

A. M. Eid y M. M. Abd El Rehim: *The treatment of sulphide zinc-copper-lead ore of Um Samiuki, South Eastern Desert*.

Núm. 24, 1963.

A. M. Eid: *New sources for the production of pig iron from ilmenite ores*.

Núm. 25, 1963.

A. M. Abdallah y A. El Adindani: *Stratigraphy of Upper Paleozoic rocks western side of the Gulf of Suez.*

Núm. 26, 1963.

M. K. Akaad y M. F. El-Ramly: *The cataclastic, mylonitic gneisses North of Gabal El-Maiyit and the origin of the granite of Shaitian type.*

Núm. 27, 1963.

A. M. Abdallah, A. El Addinani y N. Fahmy: *Stratigraphy of the Lower Mesozoic rocks western side of Gulf of Suez, Egypt.*

Núm. 28, 1963.

M. F. El-Ramly, M. K. Akaad y A. H. Rasmy: *Geology and structure of the Umm Nar iron ore deposit (Eastern Desert of Egypt).*

Núm. 29, 1964.

R. Said y B. Issawi: *Geology of Northern Plateau, Bahariya Oasis, Egypt.*

Núm. 30, 1964.

A. M. Abdallah: *New Bathonian (Middle Jurassic) occurrence, at the western side of the Gulf of Suez, Egypt.*

Núm. 31, 1964.

E. M. El Shazly y A. M. Abdallah: *Geology of the sulphur occurrence of Ranga, Eastern Desert.*

Núm. 32, 1964.

V. A. Krashennnikov y V. P. Ponikarov: *Zonal stratigraphy of Paleogene in the Nile Valley.*

Núm. 33, 1963.

M. S. Youssef y A. S. El-Kahwagy: *Geophysical and geochemical investigations at Umm Gheig area, Eastern Desert.*

Núm. 34, 1965.

G. A. Awad y M. G. Ghobrial: *Zonal stratigraphy of the Kharga Oasis.*

Núm. 35, 1966.

S. El Akkad y A. T. Dardir: *Geology of Red Sea coast between Ras Shagra and Mersa Alam with short note on results of exploratory work at Gebel el-Rusas lead zinc deposits.*

Núm. 36, 1966.

A. A. Dardir: *Geology and phosphate deposits of Wasif, Safaga area.*

Núm. 37, 1966.

D. M. Al-Far: *Geology and coal deposits of Gabal El-Maghara (Northern Sinai).*

Núm. 38, 1965.

H. Kotb, E. L. Ghaly y M. F. Awad-Allah: *Chemical studies on Ayun Musa coal.*

Núm. 39, 1959.

N. A. Sigaev: *The main tectonic features of Egypt. An explanatory note to the Tectonic Map of Egypt, scale 1:2.000.000.*

Núm. 40, 1967.

M. G. Ghobrial y M. Lotfi: *The geology of Gebel Gattar and Gebel Dokhan areas.*

Publicaciones chinas

OCEANOGRAPHIA SINICA. Publ. por la Universidad Nacional de Taiwan, Taipei, Taiwan, China.

Vol. IX, octubre, 1967.

H. Ting-Ying: *The two fundamental laws of Earth evolution derived from the formation of peneplains and deposition of sediments on sea and ocean bottoms.*

Publicaciones hindúes

ANNUAL REPORT, 1965-1966. Publ. por The Central Mining Research Station, Barwa Road, Dhanbad, Bihar, India. 1967.

Publicaciones israelitas

BULLETIN. Publ. por el Geological Survey of Israel, Jerusalén.

Núm. 41, 1967.

D. Neev y K. O. Emery: *The Dead Sea. Depositional processes and environments of evaporites.*

Núm. 42, 1967.

Y. Arkin y M. Hamaoui: *The Judea group (Upper Cretaceous) in Central and Southern Israel.*

Núm. 43, 1967.

E. J. Ariei: *Seismicity of Israel and adjacent areas.*

Y. Arkin, M. Braun y Y. Itzhaki: *Cenomanian mapping units and their correlation in the Negev.*

A. J. Vroman: *On the fold pattern of Israel and the Levant.*

ISRAEL JOURNAL OF EARTH-SCIENCES. Publ. por el National Council for Research and Development, Israel.

G. M. Friedman: *Contributions to carbonate petrology.*

G. M. Friedman: *On the origin of aragonite in the Dead Sea.*

G. M. Friedman: *A fossil shoreline reef in the Gulf of Elat (Aqaba).*

E. Sass y M. J. Oppenheim: *The petrology of some Cenomanian sediments from the Judean Hills, Israel, and the Palaeo-environmental break of the Motsa marl.*

R. Freund: *Upper Cretaceous reefs in Northern Israel.*

D. Gill: *Petrographic study of some carbonate rocks from the Jurassic outcrops in Makhtesh Qatan, Southern Israel.*

Vol. 15, núm. 1, 1966.

Z. Reiss: *Recent advances in marine Late Paleogene and Neogene stratigraphy of Israel.*

D. H. Yaalon y E. Ganor: *The climatic factor of wind erodibility and dust blowing in Israel.*

I. Zal y R. Freund: *Recent strike slip movements along the Dead-Sea rift.*

Y. Folkman, N. Lasman y M. Raab: *Lower Cretaceous outcrops on Mount Carmel, Northern Israel.*

Vol. 15, núm. 2, agosto, 1966.

I. Karcz y C. A. Key: *Note on the pre-Paleozoic morphology of basement in the Timna area (Southern Israel).*

A. Slatkine y V. Rohrllich: *Données nouvelles sur les niveaux marins quaternaires du Mont Carmel.*

I. Perath: *Living foraminifera in the littoral zone of Achziv (Northern Israel).*

E. Mazor y M. Mantel: *Epsomite efflorescence and the composition of shallow ground waters in the Southern Negev, Israel.*

Y. Gilboa: *Observation well Shif'at Lod T-1, a further step in the investigation of the aquifers of the coastal plain in Israel.*

Vol. 15, núm. 3, octubre, 1966.

Y. A. Glikson: *The lacustrine Neogene in the Kefar Giladi area, northern Jordan Valley.*

Z. Garfunkel y A. Horowitz: *The Upper Tertiary and Quaternary morphology of the Negev, Israel.*

E. Aharoni y B. Aizin: *Yattir conglomerate — continental Neogene in the Kuseife area of Northern Negev, Israel.*

A. Horowitz: *Tropical and northern pollen and spores in recent sediments from the Bay of Elat (Aqaba).*

I. Perath: *Note on some semi-continental, lacustrine outcrops on the Elat shore.*

Vol. 15, núm. 4, diciembre, 1966.

Y. A. Glikson: *Geology of the Southern Naftali Mountains (North Eastern Galilee, Israel).*

Y. Weiler: *Turonian sandstone in the vicinity of Jerusalem.*

N. Schulman: *The Quiryat Shemona (Northern Jordan Valley) basalt ridge: a tilted fault block.*

N. Schulman: *The cross-faulted structure of Tiberias.*

D. Neev, H. E. Edgerton, G. Amagor y N. Bak'er: *Preliminary results of some continuous seismic profiles in the Mediterranean shelf of Israel.*

Publicaciones japonesas

THE JOURNAL OF EARTH SCIENCES. Publ. por el Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Nagoya University, Japon.

Vol 14, núm. 1, junio, 1966.

N. Kanamori y Kitano: *Spectrophotometric determination of small amount of magnesium in natural waters and carbonite sediments.*

K. Shiraki: *Some aspects of the geochemistry of chromum.*

S. Mizutani: *Transformation of silica under hydrothermal conditions.*

PROCEEDINGS OF THE JAPAN ACADEMY. Publ. por la Academia del Japon, Ueno Park, Tokyo.

Vol. XLII, Núm. 10, diciembre, 1966.

K. Suwa: *On plagioclases in metamorphic rocks from*

Lützow-Holmbukta Area, East Antarctica.

Vol. XLIII, núm. 1, enero, 1967.

Vol. XLIII, núm. 2, febrero, 1967.

I. Hayasaka: *Some permian fossils from Southern Kitakami. VII. Two species of Phymatifer.*

Vol. XLIII, núm. 3, marzo, 1967.

Vol. XLIII, núm. 4, abril, 1967.

Vol. XIII núm. 5, 1967.

I. Hayasaka: *Some Permian fossils from Southern Kitakami. VIII. Two pelecypods.*

Vol. XLIII, núm. 6, junio, 1967.

T. Rikitake y Y. Yamazaki: *Small Earth strains as detected by electric resistivity measurements.*

JAPANESE JOURNAL AND GEOLOGY AND GEOGRAPHY. Publ por el Consejo de Ciencias del Japon, Tckyo.

Vol. XXXVIII, núm. 1, marzo, 1967.

A. Iijima y K. Ogasawara: *The paleogene bauxite in the Saurashtra (Kathiawar) peninsula, West India.*

S. Tsuji: *Petrology of the Higo metamorphic complex in the Kosa-Hamamati area, Kumamoto prefecture, Kyushu.*

T. Shuto y Y. Ueda: *Further notes on new Oligocene gastropods from North Kyushu.*

Y. Ambe: *Secular variation of aridity in the world.*

Y. Ambe: *Regionalities of climatic variation of the world.*

S. Okada: *Metallogenetic epochs in Manchuria.*

K. Kanehira: *Sanbagawa crystalline schists in the Imori district, Kii peninsula.*

BULLETIN OF THE OSAKA MUSEUM OF NATURAL HISTORY. Publicado por el Museo de Historia Natural de Osaka.

Núm. 20, marzo, 1967.

I. Konda: *Foraminiferal faunules from the Minabe-Sakai Shell bed, Kii peninsula, Japan (Studies on Japanese Pleistocene Foraminifera V).*

S. Hada: *Geology of the Middle-Aritagawa district, Wakayama prefecture, with special reference to the relationship between the Chichibu belt and the Sambagawa belt.*

CONTRIBUTIONS FROM THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND PALAEONTOLOGY. Publ. por el Instituto de Geología y Paleontología, Universidad de Tohoku, Sendai, Japon.

Núm. 63, marzo, 1967.

H. Nakagawa: *Geology of Tokunoshima, Okierabujima, Yoronoto, and Kikaijima, Amami Gunto, Pari 1.*

T. Shibata: *Miocene stratigraphy around Matsushima bay, Miyagi prefecture, Japan.*

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN. Publ. por el Geological Survey of Japan.

Vol. 17, núm. 10, octubre, 1966.

S. Maruyama, K. Onodera, K. Horimoto, H. Kawachi, K. Mukai, K. Ishibashi, S. Goto, T. Nakagawa, M. Sasaki

- y I. Aoki: *On the geology of the uppermost layers of recent sediments and iron sand in the Southern half of Kimitsu Bay, the mouth of Tokyo Bay.*
- K. Yabaki, K. Kageyama, M. Miyashita y Y. Suzuki: *Geology of Hachimantai District, Kazuno-gun, Akita Prefecture (no. 1).*
Vol. 17, núm. 11, noviembre, 1966.
- S. Yamaguchi: *Neogene Tertiary of «Toyokoro-Kitami Belt», Neogene Tertiary stratigraphy in the Tsubetsu. Hom-betsu District.*
- K. Kishi y T. Kanno: *Ground water of the Ado River Fan, Shiga prefecture.*
- S. Maki, K. Yazaki, T. Hirukawa y H. Yonetani: *Exploration for helium resources in Yamagata prefecture, Japan.*
Vol. 17, núm. 12, diciembre, 1966.
- M. Katada y T. Ohmori: *Chemical composition of metamorphosed coarse-grained sandstones in the Ryoke metamorphic belt.*
- E. Ohmori y M. Katada: *A chemical change of granite in contact with a basic rock.*
- S. Takahashi y H. Goto: *Ground-water resources for industry in the Eastern part of Chikushi plain, Saga and Fukuoka prefectures.*
-
- SPECIAL REPORT. Publ. por el Geological Survey of Japan.
Núm. 3, 1966.
- Por el Grupo investigador del terremoto: *Report of the Geological Survey on the Niigata Earthquake.*
Núm. 4, 1966.
- K. Sugai, S. Sato y T. Makino: *Report of a preliminary survey on the Niigata Earthquake.*
-
- KUMAMOTO JOURNAL OF SCIENCE. Publ. por la Facultad de Ciencias, Kumamoto University, Kumamoto, Japan.
Series B, Section 1 Geology.
Vol. 7, núm. 1, marzo, 1967.
- S. Imanishi: *Trapa remains from the Tsumori formation, Kumamoto prefecture, Central Kyushu.*
- R. Saito: *The depositional environment of the Matsuura-sanjaku-so, the main coal seam, in the area of the Senryu Coal Mine.*
- H. Matsumoto y T. Ozawa: *Copper content in rocks from Aso volcano.*
- T. Sendo, H. Matsumoto y R. Imamura: *Geology and petrography of Unzen volcano.*
-
- JOURNAL OF GEOSCIENCES, Publ. por la Facultad de Ciencias, Universidad de Osaka.
Vol. 9, 1966.
- M. Hiroshi: *Gravitational compaction of the Neogene muddy sediments in Akita oil fields, Northeast Japan.*
- T. Michiji: *Occurrence of fluorine in the Rokko Mountains, Hyogo prefecture, Japan. Part 1. Occurrence of fluoride in surface water.*
- Ikebe, Nobuo, M. Chiji y S. Ishida: *Catalogue of the late cenozoic Proboscidea in the Kinki District, Japan.*
- I. Ken-ichi, K. Ichikawa y S. Hada: *Notes on the geology and palaeontology of Malaya.*
Vol. 10, 1967.
- I. Nobuo: *Sea level changes and crustal movements of the Pacific during the Pliocene and Post-Pliocene time.*
- I. Nobuo: *Geologic sketch of the Kinki district, Central Japan.*
-
- REPORT. Publ. por el Geological Survey of Japan, Hisamotcho.
Núm. 217, 1967.
- H. Kurasawa: *Petrology of the Kita Matsuura basalts in the Northwest Kyushu, Southwest Japan.*
Núm. 218, 1967.
- S. Ishihara: *Molybdenum mineralization at Questa Mine, New Mexico, U. S. A.*
Núm. 219, 1967.
- S. Takahashi: *On the ground-water temperature in Japan.*
-
- THE SCIENCES REPORTS OF THE TOHOKU UNIVERSITY. Publicado por la Universidad de Tohoku, Sendai, Japón.
Geología.
Vol. 38, núm. 2, 1967.
- T. Huang: *Late tertiary planktonic foraminifera from Southern Taiwan.*
- T. Oba: *Planktonic foraminifera from the deep-sea cores of the Indian Ocean.*
- Y. Matoba: *Younger cenozoic foraminiferal assemblages from the Choshi district, Chiba prefecture.*
-
- BULLETIN. Publ. por el Geological Survey of Japan, Hisamotcho.
Vol. 18, núm. 1, 1967.
- T. Ando y S. Osaka: *On the geology of Oya building stone and its destruction by excavation.*
- Y. Tsukawaki y M. Miyamura: *On the refractory clay and silica sand in Muro-mura, Uda-gun and Tsuge-mura, Yamabe-gun, Nara prefecture.*
- H. Ota, E. Shima, K. Shibato, K. Hirasawa y K. Ito: *A note on the shear wave prospecting at the premises of Geological Survey of Japan.*
Vol. 18, núm. 2, febrero, 1967.
- N. Obara, K. Watanabe, H. Matsuno, T. Ando, T. Aihara, T. Kanai, K. Kodai y A. Unozawa: *Synthetic researches of engineering geology and hydrology in Senshu district, Osaka prefecture.*
- T. Murakami: *Water sources for industrial uses in the Osumi district, Kagoshima prefecture.*
- H. Nakamura y K. Sumi: *Geological study of Matsukawa geothermal area, Northeast Japan.*
- M. Hayakawa, S. Takaki y K. Baba: *Geophysical study of Matsukawa geothermal area, Northeast Japan.*
Vol. 18, núm. 3, marzo, 1967.
- S. Ishihara: *On occurrence of uranophane and radioactive anomaly in Kawaba-mura, Gumma prefecture, Japan.*

N. Obi, A. Ujiie, J. Nakai y Y. Horikawa: *Radiometric survey with a car-mounted instrument in the Rikuu district.*

Y. Horikawa, A. Ujiie y S. Higastimoto: *Radiometric survey with a car-mounted instrument in the Western part of Shimane prefecture and Northeastern part of Yamaguchi prefecture.*

Y. Horikawa, A. Ujiie, N. Obi y M. Kawai: *Radiometric survey with a car-mounted instrument in the Southeastern part of Yamaguchi prefecture.*

H. Matsui: *On the geology and the radioactive intensity in the town of Atsumi, Yamagata prefecture.*

T. Bojo, Y. Sato, T. Suzuki, K. Noguchi y T. Nakagawa: *On the uraniferous beds in the Kakuta and Northern Ouchi districts, Miyagi prefecture.*

M. Kouno, S. Tokunaga y I. Onoé: *Reconnaissance investigation for radioactivity in the Neogene sedimentary rocks of the Sanage district, Aichi prefecture.*

M. Sogabe, T. Suzuki y E. Inoue: *A tentative opinion on the correlation of the main lignite seam in the Toki and Kani districts, Iino lignite field.*

N. Kiyoshima: *Report on the radiometric survey in the Goto islands, Nagasaki prefecture.*

Mapas griegos

MAPA GEOLÓGICO GENERAL DE GRECIA. 1:200.000. Publ. por el Instituto de Geología e Investigación del Subsuelo, Atenas. Isla de Eubea.

MAPA GEOLÓGICO DE GRECIA. 1:50.000. Publ. por el Instituto de Geología e Investigación del Subsuelo, Atenas. Elatia.

Peta.
Paramithia.

Mapas ingleses

MAPA GEOLÓGICO DE LA GRAN BRETAÑA. 1:63.360 Publ. por el Geological Survey of Great Britain.

Hoja núm. 25. Alston.
Hoja núm. 27. Durham.
Hoja núm. 109. Chester.
Hoja núm. 281. Frome.
Hoja núm. 289. Canterbury.

MAPA HIDROGEOLÓGICO. 1:126.720. Publ. por el Institute of Geological Sciences, Londres.
Hydrogeological map of North and East Lincolnshire.

Publicaciones neozelandesas

NEW ZEALAND JOURNAL OF SCIENCE. Publ. por el Department of Scientific and Industrial Research, Wellington.

Vol. 10, núm. 3, septiembre, 1967.

R. C. Green, R. R. Brooks y R. D. Reeves: *Characterization of New Zealand obsidians by emission spectroscopy.*

B. Kennedy, N. H. Daniels y T. Marchall: *Gaseous reduction of sintered titanomagnetite pellets.*

W. C. Tennant y J. R. Sewell: *A survey of the rare earth contents in stream sediments of the Paparoa Range, New Zealand.*

D. J. O'Brien y D. Gain: *Effects of temperature and time on the spheroidization of metallized ilmenite.*

C. P. Summerhayes: *Note on Macquarrie Ridge and the Tonga-Kermadec complex.*

D. J. Cullen: *A note on the regional structure of the Southwest Pacific.*

T. A. Rafter y Y. Mizutani: *Oxygen isotopic composition of sulphates. Part 2. Preliminary results on oxygen isotopic variation in sulphates and the relationship to their environment and to their δS values.*

Mapas españoles

MAPA NACIONAL DE ESPAÑA. 1:50.000.

Hoja núm. 202. Santo Domingo de la Calzada.

Hoja núm. 342. Villabrágima.

Hoja núm. 506. Cardeñosa.

Hoja núm. 759. Piedrabuena.

Hoja núm. 833. Hinojosa del Duque.

Hoja núm. 868. Isso.

Hoja núm. 945. Castro del Río.

TRABAJOS DE PROXIMA APARICION EN EL «BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO»

J. CANTOS-FIGUEROLA.—*Investigación hidrogeológica por el método gravimétrico en la zona de Inca (Mallorca).*

E. DUPUY DE LÔME y J. E. COMA GUILLÉN.—*Ensayo de determinación de la magnitud del esfuerzo más conveniente para nuestra exploración de hidrocarburos.*

G. GAIBAR-PUERTAS y OTTO GEYER.—*Estratigrafía, edad y espesor atribuibles al Liásico manchego y sus relaciones con algunos sectores de la Cordillera Ibérica.*

M. DE RENCI DE LA FUENTE.—*Estratigrafía y tectónica del Triás de la Cordillera Prelitoral Catalana.*

F. FERNEX, J. MAGNE y D. MONGIN.—*Essai sur le paleogeographie des Cordillères Bétiques (Espagne méridionale).*

J. SIERRA LÓPEZ y A. DE VERGARA SCHULZE.—*La sustitución de siegenita por petlandita.*

PIERRE CHAUVE.—*Les rapports du Subbétique et du Penibétique dans la Serranía de Grazalema.*

P. ARÉVALO y M. CORLETT.—*Estudio del feldespato potásico de Zarzaejo (El Escorial, Madrid) por medio de la microsonda.*

F. MEDINA VALDERRAMA.—*Contribución al conocimiento petrológico de Galicia.*

P. SALVADOR.—*Determinación por difracción de rayos X de las distintas fases del sistema sulfato-calcio- H_2O .*

NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETÍN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo y en él será marcada la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse si es posible.

Todos los trabajos en lengua castellana irán precedidos de un breve resumen en español e inglés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español.

Bibliografía.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

Parte gráfica.

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de la ilustración. La parte gráfica será reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna),

170 mm. (doble columna), 230 mm. (página) y 380 mm. (doble página). Las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica con objeto de evitar errores en caso de reducir el original.

Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras y fotografías. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen en ellas las correcciones de carácter gramatical, así como los errores de imprenta, no admitiéndose modificaciones ni adiciones al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de quince días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

La Redacción efectuará la corrección de unas segundas pruebas, que servirán para comprobar que se han cumplido las correcciones efectuadas por el autor en las primeras.

Tiradas aparte.

Se asignan 25 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá abonar la diferencia.

La Redacción del BOLETÍN introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

INSTITUTO

GEOLOGICO

y MINERO

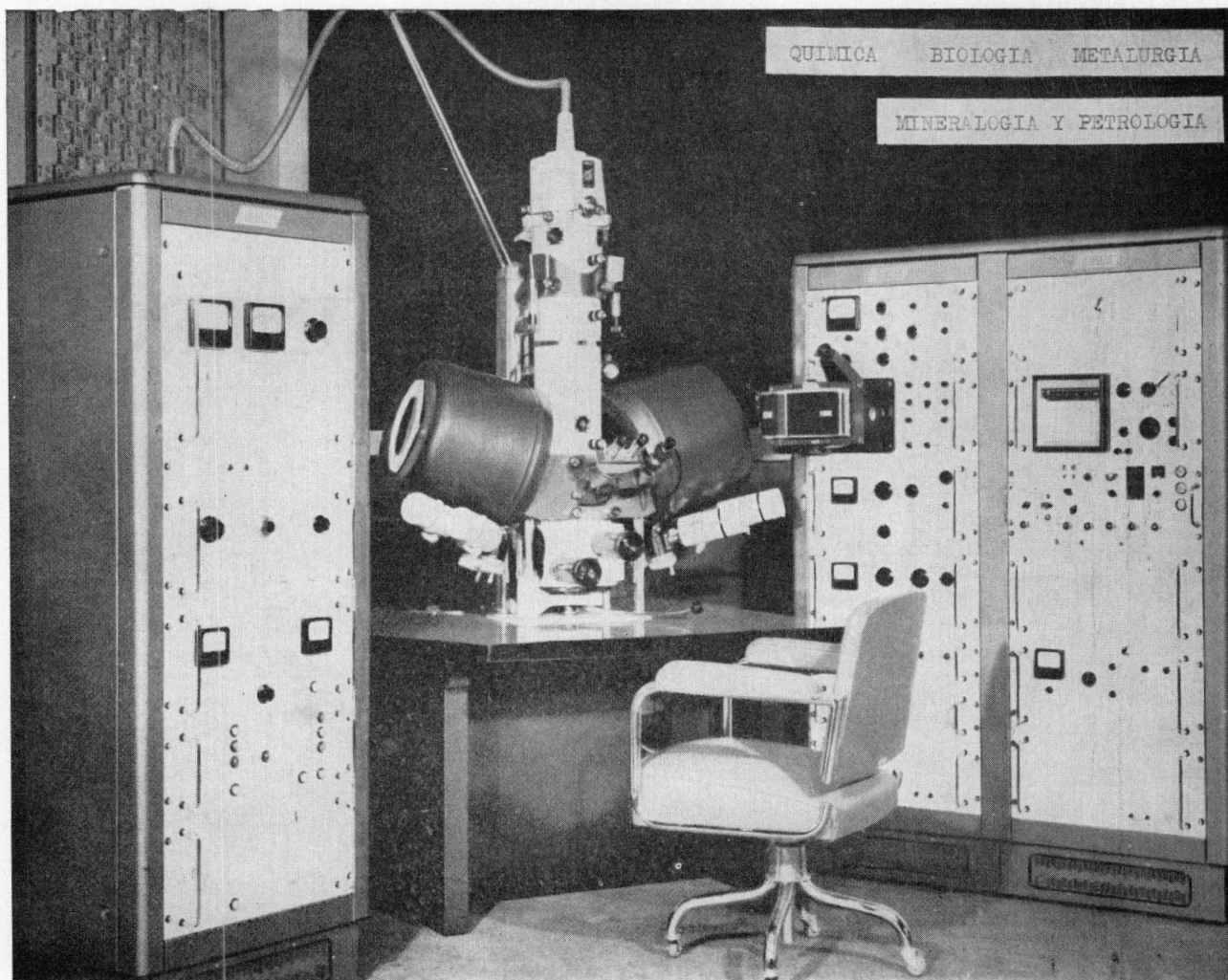


Fíos Rosas, 23

Teléfono 252 46 05

MADRID - 3

LABORATORIO DE MICROSONDA ELECTRONICA



- ❖ Realiza análisis cualitativos y cuantitativos de zonas inferiores a 2 micrones.
- ❖ Especialmente indicada en Metalurgia para la determinación de gradientes de concentración, segregación, etc., así como en Mineralogía y Petrología.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23

Teléf. 254 22 00

Madrid-3

LABORATORIO DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

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

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

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

AGUAS SUBTERRANEAS	ANALISIS QUIMICO
COMBUSTIBLES Y TIERRAS COLOIDALES	DIFRACCION DE RAYOS X
ESPECTROQUIMICA	SEMICONDUCTORES
RADIOACTIVIDAD Y GEONUCLEONICA	MACROPALEONTOLOGIA
METALOGENIA	MICROPALEONTOLOGIA
PETROLOGIA Y MICROSCOPIA	FOTOGEOLOGIA
PREPARACION MECANICA	MINERALOGIA
	FOTOGRAFIA TECNICA

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

Ríos Rosas, 23

MADRID - 3

Tel. 253 46 05

ENVIE SUS MUESTRAS A ANALIZAR A LOS

**LABORATORIOS
DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

Cuando le interese conocer la composición elemental de sus productos, encontrará grandes facilidades y ayudas si encomienda sus estudios a los laboratorios analíticos del Instituto Geológico y Minero de España.

RAPIDEZ

PRECISION

SENSIBILIDAD

ECONOMIA



Precios muy interesantes para series importantes o contratos de colaboración.

Tendrá a su servicio las técnicas más adecuadas de química clásica, espectroscopía de emisión fotográfica y automática, espectroscopía de absorción atómica, fluorescencia de rayos-X, destellómetros. Análisis microlocales con moderna microsonda.

APARATOS MODERNOS, TECNICAS ADELANTADAS.

Análisis de minerales, productos mineralúrgicos, metalúrgicos en general; toda clase de productos.

Cuando le interese el estudio de las reservas de un criadero, clasificar las partidas de materias primas, calidad de los productos que adquiera o venda, valoración de las partidas comercializadas, así como para muchos de los problemas que se le presenten en su industria, acuda a los

LABORATORIOS DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**RIOS ROSAS, 23
MADRID-3**

**Tels. { 254 22 00
253 46 05**

IBERICA DE SONDEOS, S. A.

SONDEOS PARA:

ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS

INVESTIGACION MINERA

EVACUACION DE AGUAS RESIDUALES

López de Hoyos, 13, 3.º dcha.

Teléfono 261 08 07

M A D R I D - 6

nos urge más agua



KRONSA

la captará allí donde
se encuentre

Nuestro Departamento Técnico estudiará sin compromiso su problema y le propondrá la solución más adecuada, ya que nuestros actuales equipos de perforación nos permiten realizar pozos de hasta dos metros de diámetro

KRONSA - Montera, 25, 5.º 2 - Teléfono 231 14 07 - Madrid-14