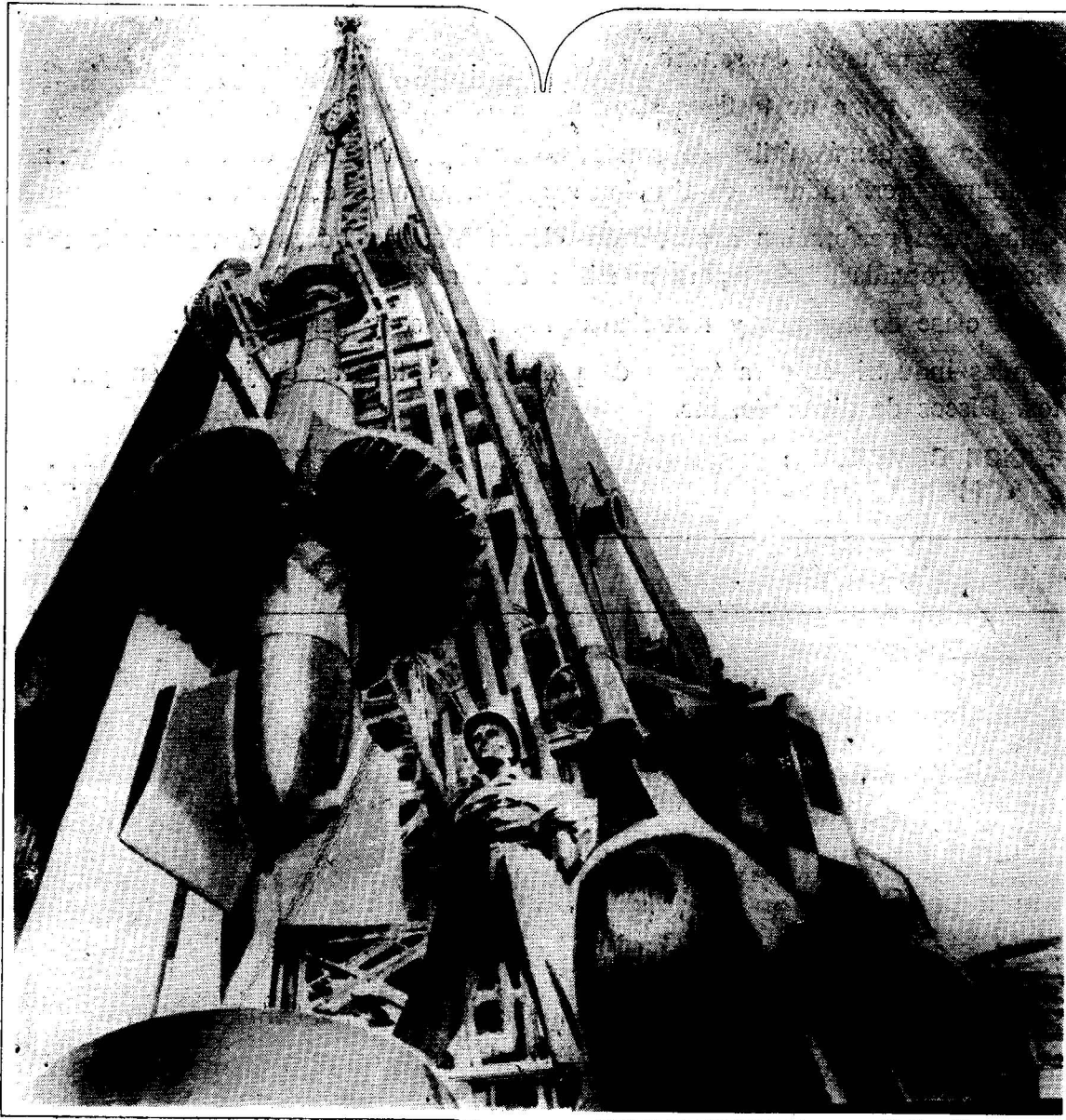
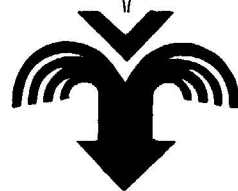


**Vegarada...**  
**y brotó el agua con fuerza!**  
**¡con potencia!**



potente maquinaria  
 en  
 manos expertas.



**Vegarada**  
 perforaciones

parque de las naciones • c/ guzmán el bueno, 121  
 tel. 2534200 • madrid - 3.

CON LA EXPERIENCIA DE MAS DE 250.000 METROS PERFORADOS

TOMO LXXXI

Fascículo V

SEPTIEMBRE - OCTUBRE, 1970

# boletín geológico y minero



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

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.**  
 Servicios Generales. Ministerio de Industria.
- 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).
- GOMEZ ANGULO, Juan Antonio.**  
 Instituto Geológico y Minero de España.
- GOMEZ DE PABLOS, Manuel.**  
 Servicio Geológico de Obras Públicas. Madrid.
- 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. La Coruña.
- PINTADO FE, Francisco.**  
 Instituto Nacional del Carbón. Oviedo.
- RIBA ANDERIU, Oriol.**  
 Universidad de Barcelona.
- RIOS GARCIA, José María.**  
 Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Madrid.
- SAENZ GARCIA, Clemente.**  
 Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.
- SOLE SABARIS, Luis.**  
 Instituto Nacional de Geología. Barcelona.
- VIRGILI RODON, Carmine.**  
 Facultad de Ciencias de Madrid

REDACTOR JEFE  
 LUIS BADILLO DIEZ

INDICE

PÁGINAS

<i>Geología</i>	
X J. A. VERA: Estudio estratigráfico de la Depresión Guadix-Baza ... ..	1
✓ PETER J. CONEY: El ciclo geotectónico y la nueva tectónica global ... ..	35
X T. FEBREL: Geología estructural de la Hoja núm. 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz) ... ..	45
<i>Minería</i>	
X T. FEBREL: Metalogenia de la Hoja núm. 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz) ... ..	51
<i>Aguas subterráneas</i>	
F. CAÑADA GUERRERO: Posibilidad de transportar aguas dulces tomadas de la desembocadura de los ríos, por conducciones submarinas ... ..	65
<i>Geobiología, Geofísica, Geonucleónica y Geoquímica</i>	
J. A. RAUSELL-COLOM y P. SALVADOR SALVADOR: Físico-química de interacción de vermiculita con aminoácidos.	70
<i>Información</i>	
Noticias.—Estadística y Economía.—Información legislativa.—Notas bibliográficas.—Sección informativa de revistas ... ..	104

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

Pillow-lavas correspondientes a las facies del Cretácico Superior. Cruce de las  
carreteras de Arrazua y Navarniz (Vizcaya).

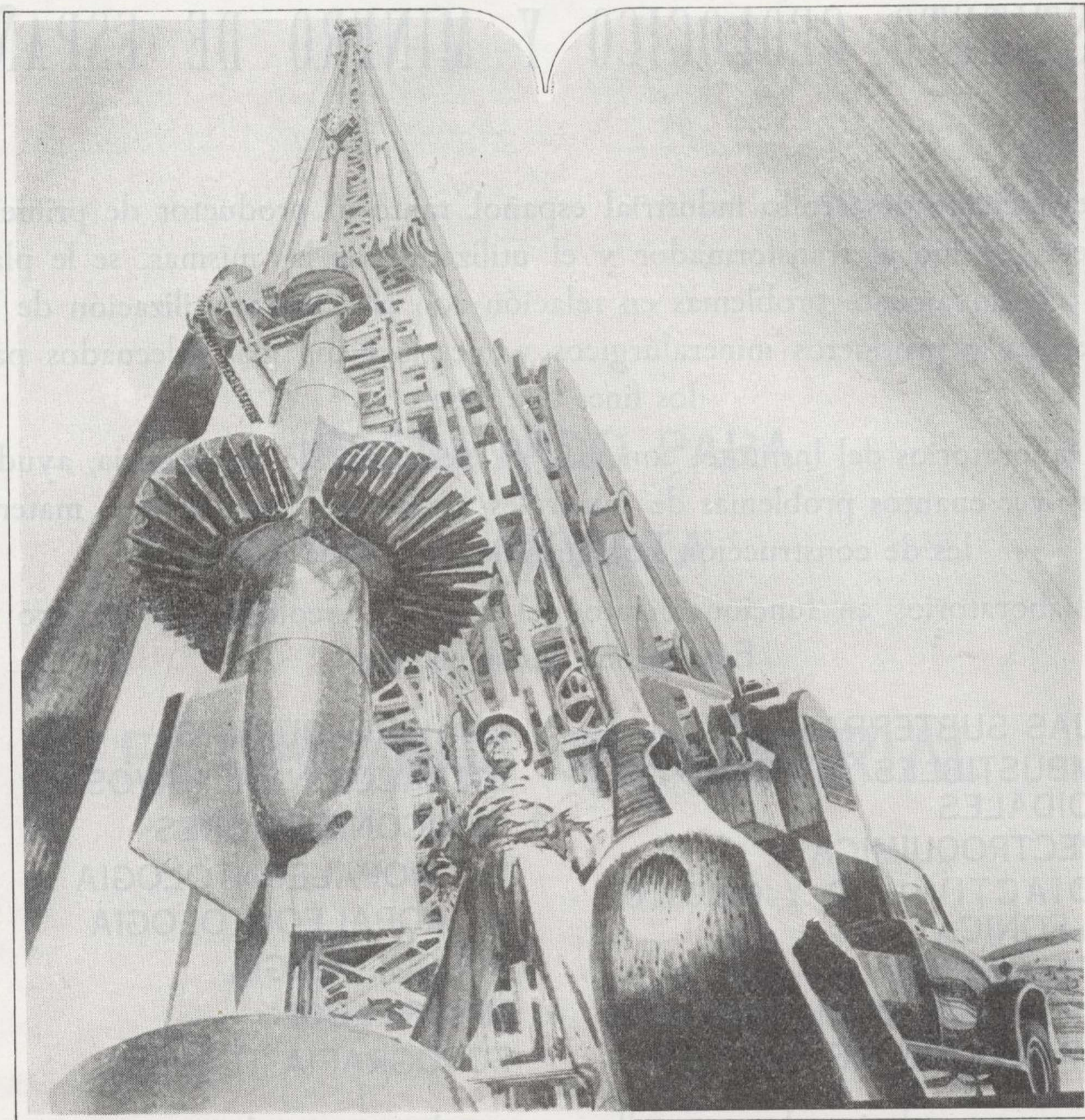
*(Foto: J. A. Espejo Molina).*

Depósito Legal M. 3.279.-1958

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



**Vegarada...**  
**y brotó el agua con fuerza!**  
**¡con potencia!**



**potente maquinaria  
en  
manos expertas.**



**Vegarada**  
perforaciones

parque de las naciones • c/. guzmán el bueno, 121  
tel. 2534200 • madrid - 3.

**CON LA EXPERIENCIA DE MAS DE 250.000 METROS PERFORADOS**



## Estudio estratigráfico de la Depresión Guadix-Baza

por J. A. VERA (\*)

### RESUMEN

La Depresión de Guadix-Baza se individualizó en las Cordilleras Béticas hacia el Mioceno inferior. En la parte meridional la individualización se efectuó antes del Aquitaniense, mientras que en la septentrional ocurrió después.

Durante el Tortonense, la depresión quedó totalmente ocupada por el mar, y estaría en contacto con la Depresión del Guadalquivir y con otras depresiones interiores de las Cordilleras Béticas. Se muestra en este tiempo una subsidencia diferencial muy notable, que da lugar a fuertes variaciones en las potencias de las series.

Al final del Mioceno tiene lugar un basculamiento general hacia el centro de la depresión. El mar se retira de la mayoría de la misma y queda limitado a una albufera en comunicación eventual con el mar abierto, por el actual valle del Almanzora. En la mayoría de la depresión, sin embargo, domina el régimen de depósito fluvial.

En el Plioceno tenemos varias regiones de características geográficas distintas y en ellas se depositan formaciones de características sedimentarias igualmente distintas. Estas formaciones, denominadas con nombres locales, equivalen todas entre sí por cambios laterales de facies.

En el Cuaternario antiguo se colmata la cuenca, y a partir de entonces la región sufre un fuerte levantamiento de conjunto, que trae como consecuencia la construcción y posterior encajamiento de la red fluvial actual.

### I. INTRODUCCIÓN

La Depresión de Guadix-Baza constituye una de las cuencas intramontañas más características de las Cordilleras Béticas. El estudio estratigráfico de los materiales que la rellenan es el objeto de este trabajo.

Ha sido efectuado en el Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Ciencia de la Universidad de Granada, subvencionado por la Fundación «Juan March».

Se ha efectuado fundamentalmente el estudio litoestratigráfico de los diversos materiales representados en esta depresión, a fin de poder establecer la serie estratigráfica de la misma, reconstruir el medio en que se efectuó el depósito de los diversos materiales, marcar la distribución vertical y lateral de las distintas litofacies, y en definitiva reconstruir la historia sedimentaria de la depresión.

Los métodos seguidos han sido muy diversos según el problema y objetivos a que se atendiese. Se ha de destacar, en primer lugar, el levanta-

miento de un mapa geológico del conjunto de la Depresión, efectuado sobre el terreno, preparado y simultaneado por el estudio fotogeológico. Este mapa sirve de base a todo este trabajo; en el texto se harán numerosas referencias a él; constituye el primer mapa geológico efectuado sobre el conjunto de la Depresión de Guadix-Baza.

Igualmente, sobre el terreno, se han realizado numerosos levantamientos de cortes estratigráficos, allí donde las series se nos muestran más completas.

En el laboratorio se han efectuado numerosos y diversos análisis sedimentológicos. Fundamentalmente se han hecho estudios mineralógicos y granulométricos de arenas, determinación de minerales pesados, estudios morfométricos y determinación de carbonatos por los métodos de calcimetría y complexometría.

En cuanto al estudio de la fauna se han atendido dos aspectos fundamentales: la datación de edad y la paleoecología. El estudio ha sido fundamentalmente efectuado por los especialistas que se indicarán en cada caso, habiéndose obtenido, dada la calidad de los fósiles, unos resultados ambiguos en cuanto a edad se refiere, aunque con importancia en cuanto a datación de medio.

(\*) Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Granada.

Se ha contado igualmente con datos de sondeos y geofísica, obtenidos por el equipo del Plan Hidrogeológico del Guadalquivir, del Instituto Geológico y Minero de España, en colaboración con la FAO.

\* \* \*

Quiero mostrar mi agradecimiento a las diversas personas y entidades que me han prestado su ayuda.

En primer lugar a la Fundación «Juan March», que subvencionó el trabajo con la beca concedida al firmante, sin cuya valiosa ayuda económica no hubiese sido posible su realización.

Igualmente quiero mostrar mi más cordial agradecimiento a los siguientes investigadores que han colaborado de un modo muy directo:

Al Dr. González-Donoso, del Departamento de Paleontología de la Universidad de Granada, por el estudio de las microfauas de foraminíferos, especialmente de sus formas planctónicas.

A la señorita Julia Borrigan, de la Empresa Nacional «Adaro», quien muy amablemente prestó su colaboración en el estudio de los ostrácodos.

Al Prof. Dr. Truyols, del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo, que estudió algunas muestras de vertebrados.

Al Sr. Bauzá, de Mallorca, y al Prof. Casiers, del Institut Royal des Sciences Naturelles de Bélgica, por el estudio de una fauna de peces.

A los Profs. Fontboté, Linares y Riba, por los valiosos intercambios de ideas y sugerencias efectuadas.

Al Sr. Del Valle, del equipo del Plan Hidrogeológico del Guadalquivir, del Instituto Geológico y Minero de España, conocedor de la región, y con quien se han tenido muy numerosos contactos de una enorme utilidad para el firmante.

## II. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Depresión de Guadix-Baza se localiza en la mitad oriental de la provincia de Granada.

Queda comprendida dentro de las Hojas, del Mapa Topográfico Nacional, a escala 1:50.000, números 949 (Pozo-Alcón), 950 (Huéscar), 970 (Huelma), 971 (Freila-Cuevas del Campo), 972 (Cúllar-Baza), 992 (Moreda), 993 (Gor-Benalúa de Guadix), 994 (Baza), 1.010 (La Peza) y 1.011 (Guadix).

Los límites son arbitrarios, ya que existen comunicaciones con otras depresiones, mediante afloramientos de materiales neógenos y cuaternarios. Así, hacia el W., se comunica con la Depresión de Granada por el «Corredor de Bogarre», al N. de sierra Arana. Hacia el N. por el sector del Guadiana Menor, se comunica con la Depre-

sión del Guadalquivir. Hacia el E. se comunica ampliamente con las depresiones del N. de la provincia de Almería a través del sector de Orce y el de Cúllar-Baza. Por último, en el extremo SE., por el valle de Almanzora, tenemos la comunicación con la depresión de Huéscar-Overa y Vera.

Se han considerado como límites los relieves que la rodean y aíslan en gran parte de las otras depresiones.

La forma es muy irregular, y en ella se pueden distinguir dos sectores de máximo alargamiento, según la dirección N.-S., separados parcialmente por las sierras de Baza y el Jabalcón. Estos sectores serán denominados: Sector Occidental (o de Guadix) y Sector Oriental (o de Baza-Huéscar).

Toda de depresión pertenece a la cuenca hidrográfica actual del Guadiana Menor. Solamente el extremo SW. vierte sus aguas hacia el Mediterráneo a través del río Almanzora.

Los rasgos fundamentales sobre el relieve, la división en sectores y la situación de las principales poblaciones se indican gráficamente en la figura 1.

\* \* \*

Desde el punto de vista geológico, esta depresión se sitúa sobre el contacto entre las zonas Bética y Subbética. El borde S. de la misma lo constituyen los relieves béticos de sierra Nevada, sierra de Baza y sierra de Filabres.

Los materiales de la zona Subbética constituyen los bordes E. y W. así como gran parte del Norte. Bajo los materiales de relleno de la depresión aparecen localmente dichos materiales, y de modo muy especial los dos macizos que emergen dentro de ella: Mencil y Jabalcón. En algunos sectores la zona Subbética está completamente cubierta por los materiales de la depresión, de manera que el borde N. de la misma lo constituyen relieves de materiales prebéticos.

## III. ANTECEDENTES

Los primeros datos geológicos que se conocen sobre la Depresión de Guadix-Baza son los de Silvertop (1834), que habla de la semejanza de los depósitos lacustres de la región de Baza, y los de la Depresión de Granada en el sector de Alhama.

Posteriormente, R. von Drasche (1879), hace algunas observaciones sobre los materiales de relieve de esta depresión. Denomina *Formación de Guadix* al conjunto de materiales detríticos que se extiende en gran parte de ella, y que dan un relieve muy característico, con una red fluvial extraordinariamente compleja. No atribuye edad alguna a los mismos.



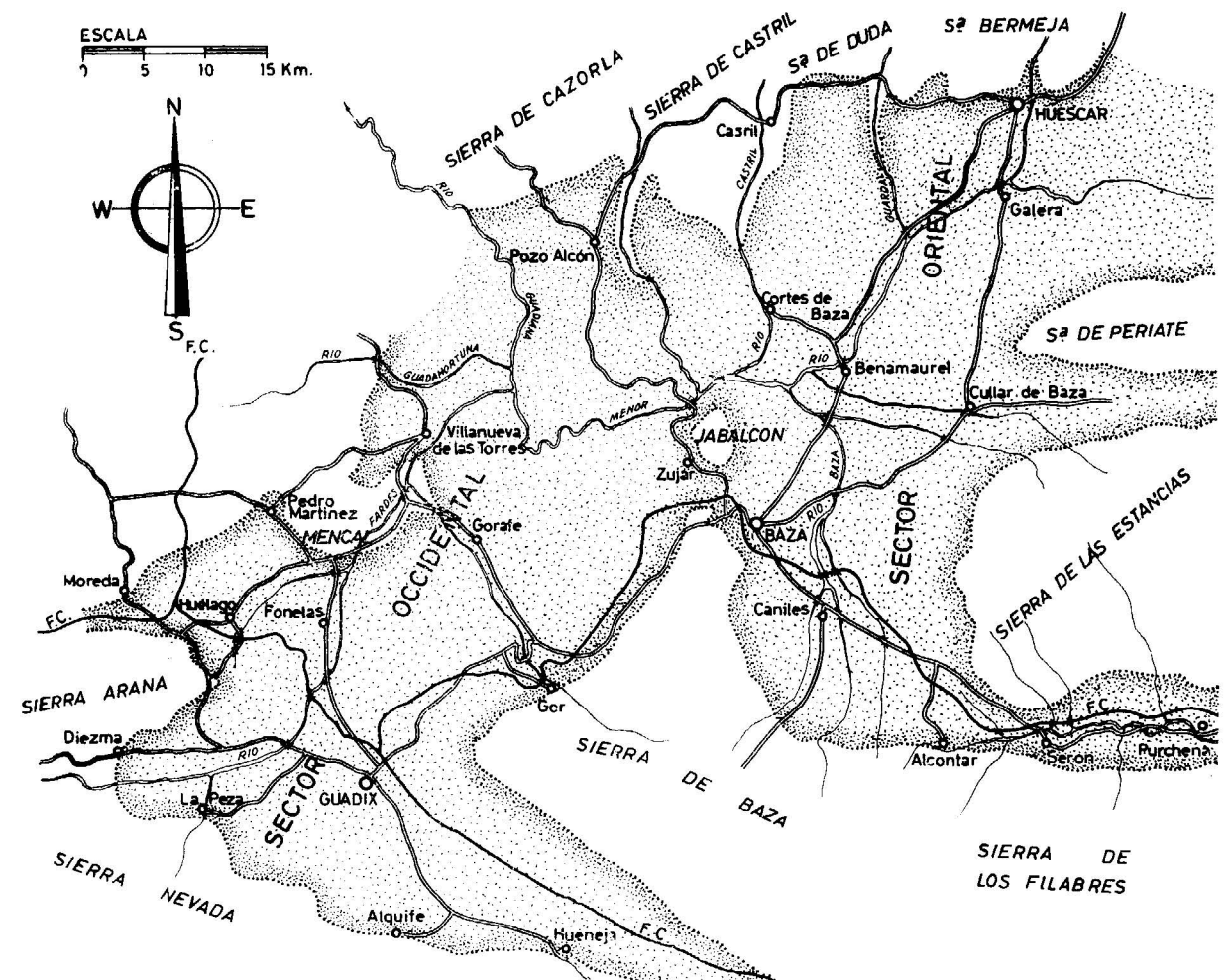


Fig. 1.—Esquema de situación, accesos y división en sectores de la Depresión de Guadix-Baza.

Siegert (1905) es el primero y hasta ahora el único investigador que hace un estudio geológico del conjunto de la depresión. Distingue diversos tramos y formaciones todos ellos del Neógeno y Cuaternario. De más antiguo a más moderno distingue:

- a) Helveciense (en la parte occidental y en el borde SE.).
- b) Discordantemente sobre el anterior tres tramos:
  1. Tortonense marino de areniscas y limos.
  2. Calizas claras ricas en yeso, que atribuye al Mioceno superior.
  3. Serie lacustre superior.
- c) Sólo al W., Formación de Guadix, que atribuye a una edad pliocena.

Esta interpretación de conjunto es muy valiosa, dada la fecha en que se efectuó, y, por tanto, los medios con que se contaba. Los primeros datos posteriores no se tienen hasta medio siglo después.

En 1950, Fallot, Solé, Colom y Birot, publican unas notas sobre los materiales neógenos de la región de Baza. En ella distinguen dos grupos de materiales netamente diferentes: el Vindobonense marino y la Serie de Baza, constituida por margas y calizas lacustres. Modifican la estratigrafía establecida por Siegert, y establecen de abajo a arriba:

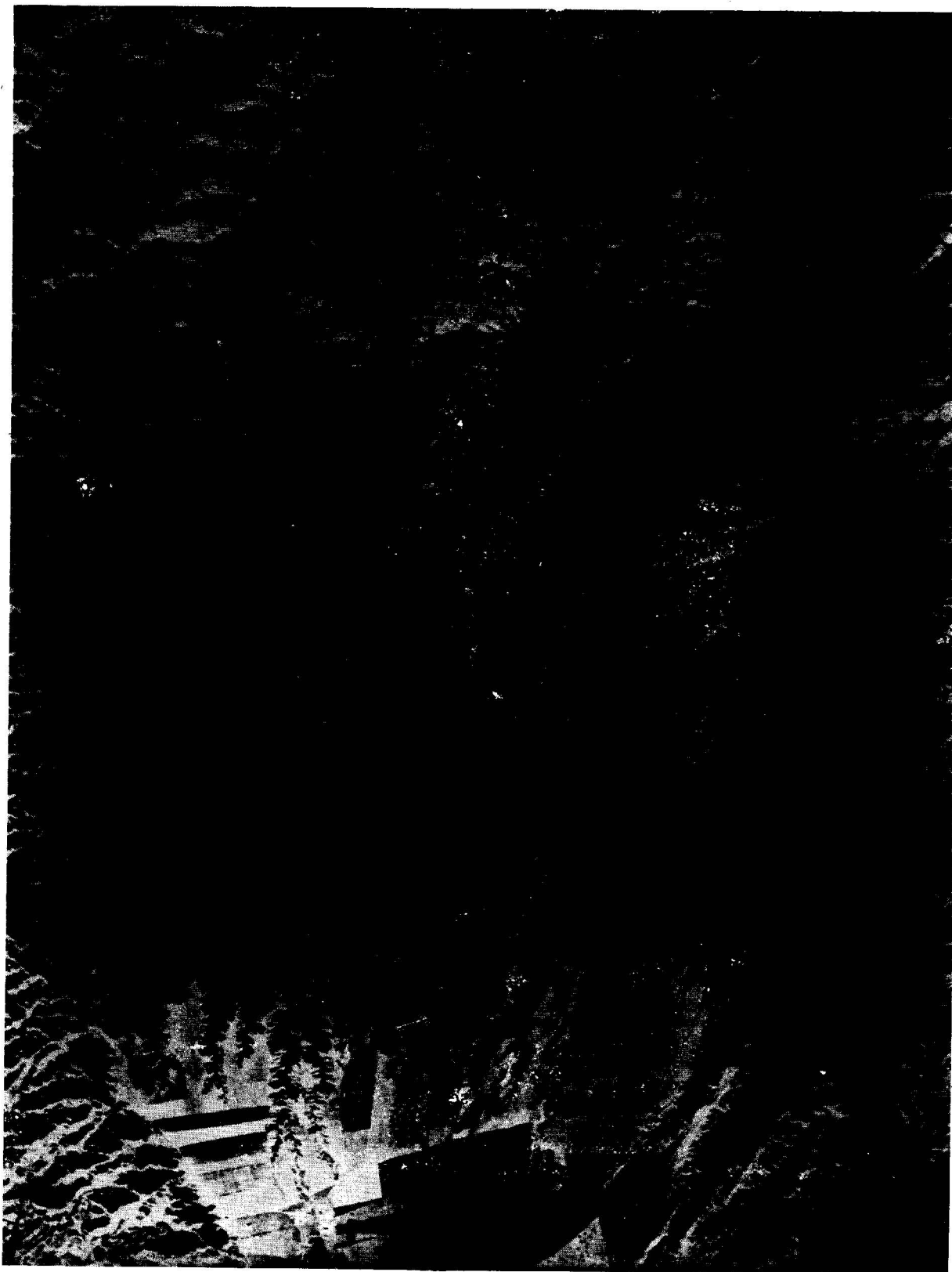
- a) Vindobonense marino (areniscas y limos).
- b) Capas blancas con *Cerastoderma*.
- c) Localmente lentejones de conglomerados intercalados.





Fotografía aérea del relieve de «bad lands» de la Formación de Guadix, al NE del Gorafe.





Fotografía aérea del relieve de «bad lands» de la Formación de Guadix, al NE del Gorafe.

d) Nivel margocalizo con gasterópodos del Plioceno inferior.

e) Margocalizas con yesos de más de 100 metros de potencia.

f) Margocalizas claras, que en cortes de Baza tienen *Elephas meridionalis* Nesti, del Villafranquiense.

Igualmente indica que hacia el W. el conjunto pasa a una formación más detrítica.

En 1951, Colom describe las microfaunas de un afloramiento de Mioceno marino, localizado en la Rambla de Valcabra, que es cortado por el camino de Caniles a Rejano. Dicha microfauna está constituida por foraminíferos y ostrácodos marinos, característicos de zonas cercanas de costas, que datan del Tortonense. Igualmente se estudia una muestra de los alrededores de Gor, de los limos con yesos. La edad que dicho autor atribuye, por semejanzas litológicas, es Mioceno superior-Plioceno, sin que la fauna permita ninguna precisión.

En el trabajo de Fallot, Faure-Muret y Fontboté (1960), sobre el macizo del Mencil, se incluyen algunos datos sobre los materiales neógenos de los bordes del mismo, así como una cartografía esquemática.

Aguirre (1961), marca un yacimiento de *Elephas meridionalis* Nesti, al W. de Gorafe, en los alrededores del Cortijo de la Sabina. Corresponde a los niveles más superiores de la formación de Guadix. En este yacimiento el firmante ha encontrado algunos restos de piezas dentarias.

Para el sector NE. (Castril-Huéscar-Galera) se cuenta con un trabajo reciente de Alvarado y Saavedra (1966), que se refiere fundamentalmente a los materiales subbéticos y prebéticos del borde de la Depresión, pero que incluye datos sobre los de relleno de la misma. Distinguen un Mioceno superior constituido por arcillas, areniscas y calizas; un Plioceno constituido por arcillas y limos blancos con yesos, y un Villafranquiense caracterizado por la existencia de «costra» caliza. Dicho trabajo presenta un mapa geológico que incluye el borde N. del sector oriental de esta Depresión.

El trabajo de mayor importancia referente a los materiales de relleno de esta Depresión es de Fallot, Faure-Muret y Fontboté (1967), que constituye una obra póstuma de Fallot. En él se hace un estudio completo de la parte occidental de la Formación de Guadix, en la que distinguen tres términos superpuestos:

a) *Capas claras del río Fardes*.—Constituidas por margocalizas, margas y limos blancos y verdosos, que aparecen en la región de Fonelas y Gorafe.

b) *Capas de Guadix*.—Conjunto detrítico continental, que se extiende en los alrededores de

Guadix, y que da un relieve muy característico de *bad lands* (tierras malas).

c) Nivel de conglomerados superiores, muy extendidos y poco potentes, del Cuaternario antiguo. Los bordes de las sierras muestran para este nivel un aumento de espesor, ya que forman conos de deyección.

En este trabajo se hace también una descripción de los afloramientos del Mioceno marino infrayacentes, que se localizan en este sector occidental de la Depresión.

En los distintos tramos de la Formación de Guadix se describe la litología detallada, variaciones laterales, posibles génesis e influencia en el relieve. Se reconstruyen los rasgos más fundamentales de la historia geológica de este sector occidental de la Depresión, desde el Mioceno hasta nuestros días. Se ponen de manifiesto la existencia de deformaciones pliocenas y cuaternarias que influyen fuertemente en el tipo de depósito y en el relieve.

Igualmente se incluye un mapa geológico de un amplio sector de la depresión, del cual el firmante ha podido contar con el original a escala 1:50.000, y del que se han tomado numerosos datos para la elaboración del mapa litoestratigráfico del conjunto de la depresión, como en él se indica.

Los datos más recientes sobre los materiales de relleno de esta depresión los constituyen cuatro notas de avance de resultados de este trabajo.

En la primera, González-Donoso y Vera (1968), a partir del estudio de la fauna de foraminíferos planctónicos ponen de manifiesto la existencia de un Oligoceno terminal-Aquitaniense inferior post-orogénico en el cauce alto del río Fardes (región Diezma-La Peza).

En la segunda, Vera (1968) se describe la serie estratigráfica del Mioceno del sector SW. de la Depresión, y se incluye un mapa litoestratigráfico detallado del mismo. Destaca en esta serie la enorme potencia y la alternancia de niveles marinos y continentales.

En la tercera, Vera (1969) se hace un estudio de la serie de Baza en la región Baza-Caniles-Serón, estableciéndose los medios en que se efectuó el depósito y su distribución superficial. Se incluye un mapa de facies para el Plioceno de la región aludida.

En la última, Vera (1970) se hace un resumen sobre las facies del Plioceno de la Depresión, su distribución en el conjunto de la misma y se definen las formaciones cuya nomenclatura seguimos en este trabajo.

#### IV. ESTRATIGRAFÍA

Para la descripción estratigráfica se distinguirán en esta Depresión dos sectores, como ya se

indicó anteriormente (fig. 1). El sector occidental (sector de Guadix) y el oriental (sector Baza-Hués-car), presentan características estratigráficas diferentes.

La edad de los materiales que constituyen el relleno de esta Depresión está comprendida entre el Aquitaniense hasta el Cuaternario. Destaca el hecho notable de que el Aquitaniense se comporta de modo muy desigual en las distintas partes de la Depresión; en la parte meridional el Aquitaniense es postorogénico (González-Donoso y Vera, 1968), mientras que en el N. es preorogénico (Alvarado y Saavedra, 1966). Este hecho implica que el plegamiento principal que afectó al conjunto de las Cordilleras Béticas, y en el cual se individualizó la Depresión de Guadix-Baza, no tuvo lugar simultáneamente en todos los puntos. Como ya es conocido, el plegamiento principal de las Cordilleras Béticas tuvo lugar más recientemente en las zonas más externas de las mismas.

Se pueden distinguir dos grupos de materiales eminentemente distintos dentro de esta depresión:

a) *Mioceno*.—Constituido por margas, areniscas y limos en gran parte marinos, que en general presentan buzamientos hacia el interior de la cuenca.

b) *Plioceno-Cuaternario antiguo*.—De características muy distintas entre los dos sectores. En el sector occidental está constituido fundamentalmente por materiales detríticos (*Formación de Guadix*). En el sector oriental, por el contrario, predominan las rocas de precipitación química (*Formación de Baza*).

Entre ambos grupos de materiales se pone de manifiesto una discordancia angular y erosiva importante; el Plioceno-Cuaternario antiguo es horizontal o subhorizontal en la mayor parte de la Depresión, mientras que el Mioceno por el contrario presenta buzamientos a veces de valor considerable.

En cuanto a afloramientos se refiere, hay una desproporción muy manifiesta entre estos dos grupos de materiales. El Plioceno-Cuaternario antiguo aflora en casi la totalidad de la superficie de la Depresión, mientras que el Mioceno sólo aflora en puntos aislados de los bordes, allí donde la erosión ha desmantelado los materiales más recientes.

La descripción se hará siguiendo el orden cronológico de los materiales, y dentro de cada grupo según los sectores indicados.

#### MIOCENO

El Mioceno aflora fundamentalmente en los bordes de la Depresión, como se acaba de indicar. Los afloramientos más importantes se localizan

en el sector occidental de la depresión (sector de Guadix) en donde afloran ampliamente en el extremo SW. y en la parte septentrional del mismo, y existen afloramientos pequeños en otros puntos aislados. En el sector oriental de la depresión (sector de Baza-Hués-car) los afloramientos son muy escasos y localizados en el fondo de las ramblas próximas a Caniles.

En conjunto, el Mioceno se caracteriza por un predominio de niveles margosos y de limos, de colores azulados o grisáceos, y por niveles de «maciños». Se utiliza este término «maciño» para un conjunto de rocas detríticas de groseras a medias (conglomerados y areniscas), de cemento calcáreo y de gran cantidad de restos fósiles como cantos. Los restos fósiles son fundamentalmente de briozoos, lamelibranquios y equínidos. Los cantos de los conglomerados o las partículas de las areniscas están constituidos fundamentalmente por fragmentos de rocas metamórficas y por cuarzo. Estos «maciños» dan un relieve abrupto muy característico en el conjunto de las depresiones interiores de las Cordilleras Béticas.

Otra característica general del Mioceno de esta Depresión es que raramente se presenta horizontal, sino que nos muestra un buzamiento general hacia el interior de la Depresión, que llega en muchos casos a los 40°. Este hecho nos indica que después del depósito de estos materiales la cuenca mostró una subsidencia diferencial notable.

#### *Mioceno del sector occidental*

Se tienen dos afloramientos muy importantes localizados al SW. y N. de este sector. El primero de ellos se localiza en el cauce alto del río Fardés, entre Diezma, La Peza y Purullena. El segundo en los alrededores de Villanueva de las Torres y Dehesas de Guadix. En estos dos afloramientos la potencia de materiales representados es muy considerable, pudiéndose establecer una serie estratigráfica en ellos.

Además de estos afloramientos de grandes dimensiones tenemos otros afloramientos aislados en general muy pequeños, tales como los que se localizan en los alrededores de Gor, al E. de Guadix y al S. de Pozo Alcón. En ellos sólo aparecen algunos términos de la serie estratigráfica.

#### *Mioceno del borde SW. de la Depresión*

En el extremo SW. de la Depresión entre los pueblos de Diezma, Purullena y La Peza, se tiene el afloramiento más característico del Mioceno. En él se puede establecer la serie estratigráfica tipo de la región, en el cauce alto del río Fardes, aguas

arriba del cruce de éste con la carretera de Granada a Murcia.

La descripción detallada de esta serie ha sido publicada por el firmante (Vera, 1969) como nota de avance de este trabajo. Por ello aquí sólo se hará una referencia a los datos más notables de la misma. En dicha nota igualmente se incluye un mapa litoestratigráfico detallado de la región donde fue establecida la serie.

Dicha serie comienza por un tramo de margas y margocalizas rosadas cuya fauna de foraminíferos planctónicos permitieron datarlo como del Oligoceno terminal-Aquitaniense inferior (González-Donoso y Vera, 1968). Este hecho es muy notable, ya que al N. de la Depresión los materiales de esta edad son preorogénicos, mientras que en este sector se comportan como postorogénicos.

Sobre este tramo tenemos uno constituido por conglomerados, areniscas y calizas con *Lepidocyclinas* que corresponde al resto del Aquitaniense.

Continúa la serie con un importante episodio continental, representado por limos con yesos y calizas lacustres que alcanzan los 300 m. de potencia, y que puede ser atribuido al Burdigaliense.

El tramo siguiente está constituido por materiales detríticos que muestran una ritmicidad, que permite localmente considerarlos como molasa. Se utiliza el término molasa en sentido de tectofacies, y por tanto, no litológico. En este tramo predominan las areniscas de cemento calcáreo (subgrauvacas según su composición mineralógica), y los limos. La potencia es del orden de 600 metros, y la edad, Tortonense.

El tramo superior está constituido por limos y margas blancas, marinos, que alcanza una potencia visible superior a los 500 metros. Su edad es, como en el tramo anterior, Tortonense.

No afloran términos superiores, por lo que se ignora la facies correspondiente al Mioceno superior, el cual no ha sido datado, hasta el momento, en esta Depresión.

Destaca en esta serie miocena la enorme potencia total de los materiales (más de 2.000 m.), que es muy superior a la de la Depresión de Granada (González-Donoso, 1967). Nos indica un depósito más activo que en esta última, con una mayor subsidencia.

Esta serie se va a considerar como serie tipo para el Mioceno de esta Depresión; en la figura 5 se esboza un cuadro de correlaciones con las demás series observadas en otros puntos de la misma.

#### *Mioceno de la región de Villanueva de las Torres-Dehesas de Guadix*

Se localiza el N. del sector occidental de la Depresión, al NE. del macizo del Mencal. En esta región tenemos numerosos afloramientos de ma-

teriales del Mioceno. El más destacable es el que se extiende entre Dehesas de Guadix y Alicun de Ortega. Además existen otros afloramientos localizados al E. de Villanueva de las Torres.

Litológicamente predominan las margas y limos blancos en superficies y grises azulados en corte fresco. Presentan una abundante fauna de foraminíferos con predominio de las formas bentónicas sobre las planctónicas en general. Intercalados, en la parte inferior en especial, se tienen niveles detríticos gruesos y medios, destacando los areniscos de cemento calcáreo con gran cantidad de lamelibranquios, briozoos, algas y radiolas de equínidos.

En conjunto presentan un buzamiento hacia el interior de la cuenca, y sobre ellos descansan discordantemente los materiales del Plioceno. El Mioceno a su vez es claramente discordante sobre los materiales mesozoicos y nummulíticos que constituyen el substratum de la depresión.

La potencia observada es superior a 500 metros, y la edad del conjunto corresponde al Tortonense, como indica su fauna de foraminíferos.

#### *Afloramiento de Gor*

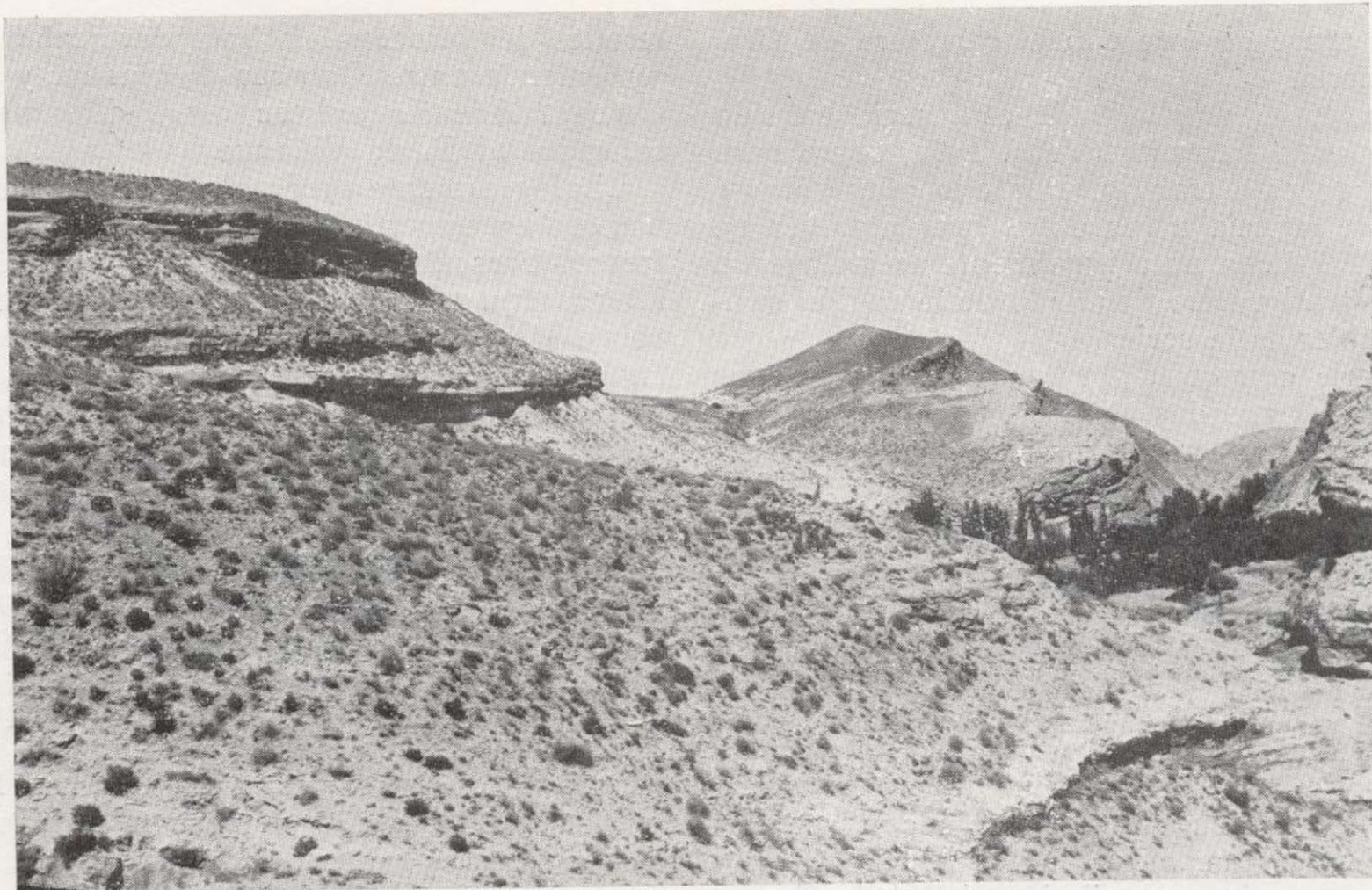
En las inmediaciones del pueblo de Gor se localiza un amplio afloramiento de limos y margas con yesos (ver mapa). Es cortado por la carretera de acceso a Gor, a partir de la carretera Granada a Murcia. Las condiciones de observación de este afloramiento son pésimas, dada la litología de los materiales constituyentes, el fuerte cultivo de que han sido objeto y a los frecuentes deslizamientos de ladera que en ellos se han producido. La estratificación no se puede observar más que muy localmente.

Litológicamente está formado por limos y margas de colores gris-verdosos, con pasadas de tonalidad rojiza. En ellas se observan gran cantidad de agregados cristalinos fibrosos de yeso.

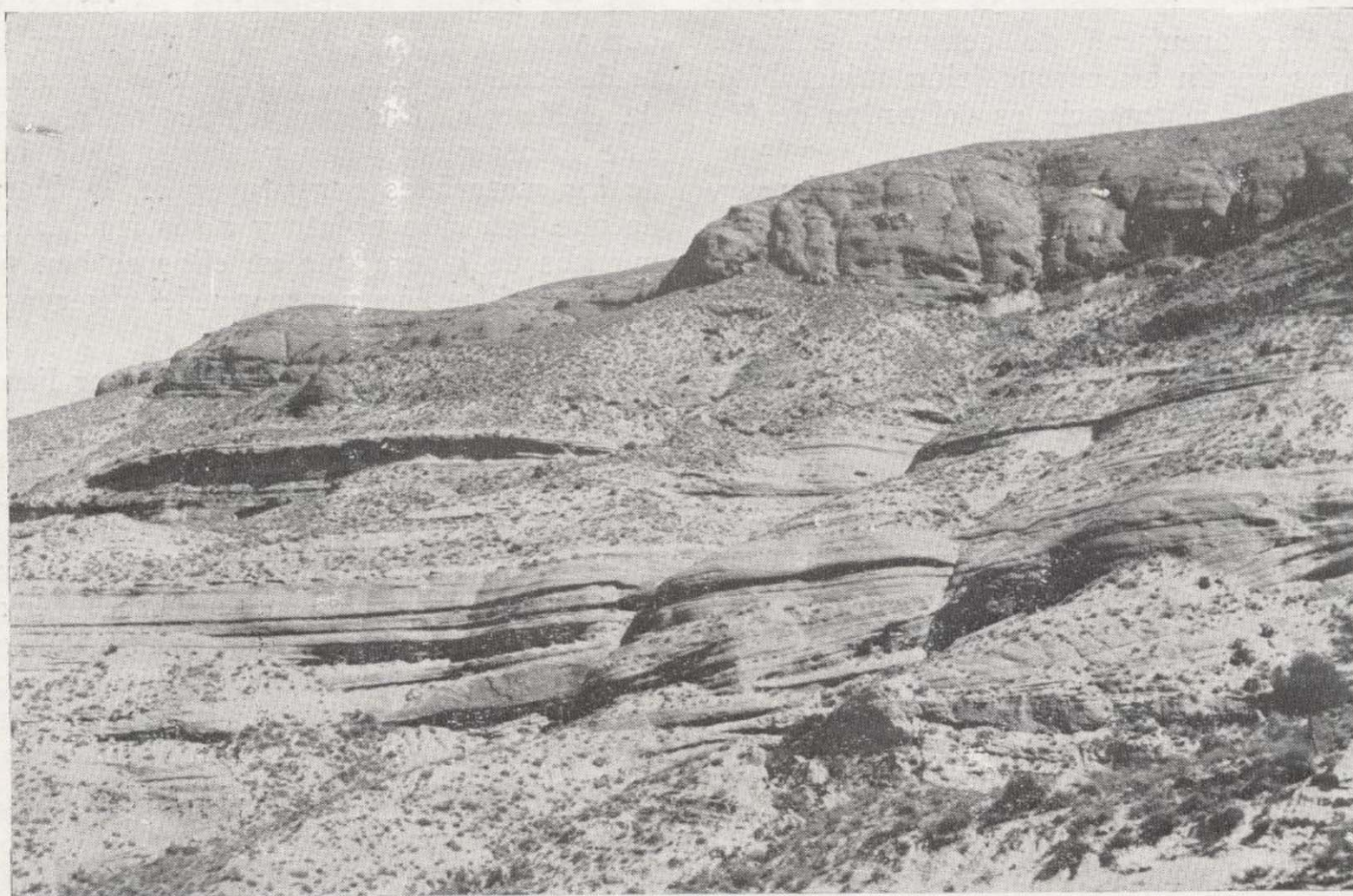
La microfauna de estos materiales fue objeto de estudio en una nota de Colom (1951). Describe una asociación constituida por: Discoastéridos, Coccolites, algunos Ostrácodos y una microfauna de foraminíferos rodados procedentes de materiales cretáceos y nummulíticos. La fauna «autóctona» no es, por tanto, de un gran valor estratigráfico, y Colom atribuye, con grandes reservas, una posible edad Mioceno superior.

No tenemos nuevos datos paleontológicos de valor estratigráfico, pero por comparación con la facies de la serie del borde SW. y con la de la Depresión de Granada se duda en correlacionar estos materiales (fig. 5) con dos tramos distintos: a) Con la de idéntica litología de la serie del borde SW., atribuido a una posible edad burdigaliense.





Vista de conjunto de afloramiento de Mioceno de Boduria, en el río Gállego, al S. de Caniles. A la derecha, afloramientos de Trías alpujárride; sobre él discordante los materiales del Tortonense. En la parte superior izquierda la «formación de Serón-Caniles».

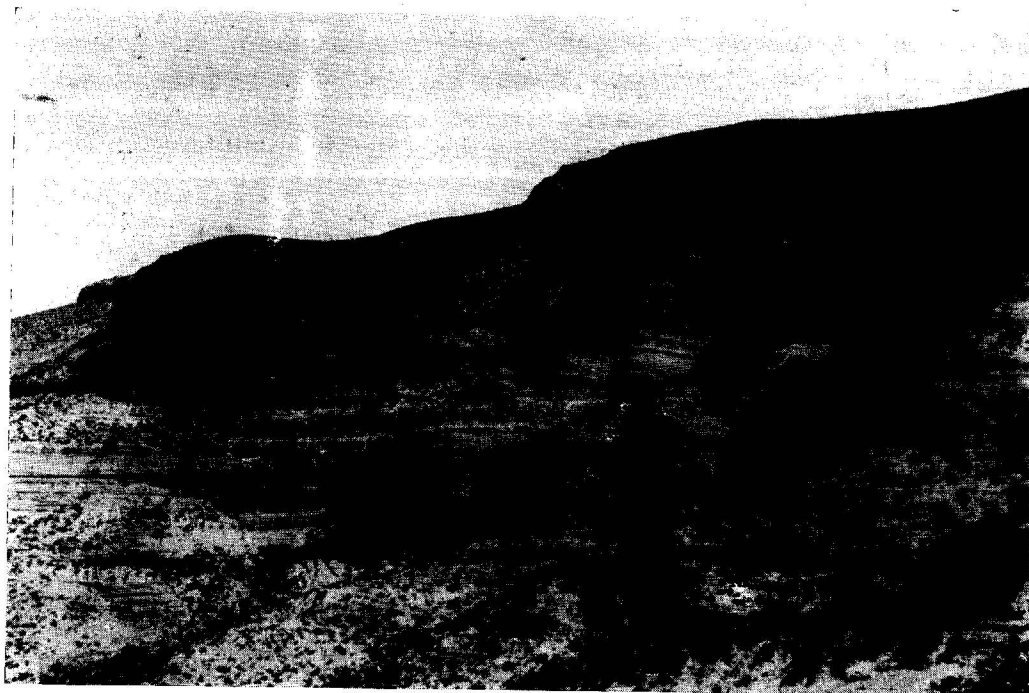


Mioceno del afloramiento de Bodurria, en la margen derecha del río Gállego. Se observan magníficos ejemplos de megaestratificación cruzada en los tramos de arenismas. En la parte superior conglomerados correspondientes a la formación *Serón-Caniles*, discordante sobre los materiales miocenos.





Vista de conjunto de afloramiento de Mioceno de Boduria, en el río Gállego, al S. de Caniles. A la derecha, afloramientos de Triás alpujárride; sobre él discordante los materiales del Tortonense. En la parte superior izquierda la «formación de Serón-Caniles».



Mioceno del afloramiento de Bodurria, en la margen derecha del río Gállego. Se observan magníficos ejemplos de megaestratificación cruzada en los tramos de arenismas. En la parte superior conglomerados correspondientes a la formación «Serón-Caniles», discordante sobre los materiales miocenos.

se. b) Con tramos superiores a todos los observados en dicha serie, por tanto, al Mioceno superior como le atribuía Colom. Con los datos disponibles no se puede precisar más su posición.

#### Afloramientos en el Guadiana Menor

En los cortes que nos muestra el río Guadiana Menor, en el centro de la Depresión, desde el cortijo del Negratín hasta la confluencia con el río Fardes, aflora el Mioceno con unas características muy especiales.

Se trata de afloramientos de Triás de facies Keuper, que ha subido por diapirismo y movimientos halocinéticos en general, y ha arrastrado al Mioceno.

En las proximidades del cortijo del Negratín, donde se construye el pantano del mismo nombre, aflora el Triás formando una cúpula diapírica. El río Guadiana Menor se encaja fuertemente y permite observar el Triás en extensión. El Mioceno ha sido arrastrado y muestra buzamientos muy fuertes, en general superior a los 20° en sentido radial, e incluso localmente se encuentra vertical. El Plioceno igualmente está levantado. El movimiento diapírico ha debido actuar a lo largo del Neógeno. Un corte de la estructura de este afloramiento es el que se representa en la figura 2.

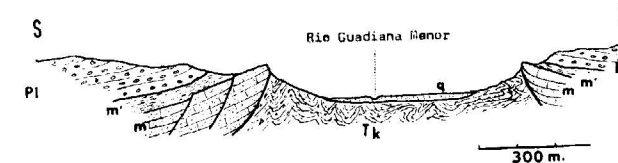


Fig. 2.—Corte en las proximidades del Cortijo del Negratín. Tk, Triás de facies Keuper diapírico; m, Conglomerados y areniscas calcáreas bioclásticas (maciños) del Tortonense; m', Margas del Tortonense; Pl, Plioceno detrítico (Formación de Guadix); q, Depósitos aluviales.

La litología del Mioceno es variada. En la parte inferior presenta conglomerados y areniscas de cemento calcáreo y gran abundancia de restos de lamelibranquios, briozoos y algas. Sobre estos materiales tenemos margas y limos blancos en superficie y gris-azulado en corte fresco, en los que se intercalan niveles de areniscas. La fauna en ambos tramos es del Tortonense.

Otros afloramientos próximos al indicado muestran características semejantes, aunque la erosión reciente no nos muestre unas condiciones de observación tan excelentes como la anterior. Así, los afloramientos próximos a la confluencia del río Guadiana Menor con el río Fardes, en la margen

derecha del primero muestran fenómenos diapíricos que afectan al Neógeno, en general con mayor envergadura al Mioceno que al Plioceno. La litología de los materiales pliocenos es similar a la descrita en el anterior.

#### Otros afloramientos del sector occidental

Existen otros afloramientos del Mioceno en este sector. La mayor parte de los mismos se localizan en el fondo de los barrancos, allí donde la erosión alcanzó el límite inferior del Plioceno. Las dimensiones en general son muy reducidas.

En las Ramblas del Agua y de Poyata, localizadas al E. de Guadix, se tienen dos pequeños afloramientos del Mioceno (Fallot, Faure-Muret y Fontboté, 1967). En ellos aparecen areniscas calcáreas bioclásticas (maciños) y sobre ellos margas y limos blancos en superficie y grises azulados en corte fresco, con abundante fauna de foraminíferos, lamelibranquios, que corresponden al Tortonense.

En el cauce del río Guadalendín, al SE. de Pozo Alcón, se observa otro afloramiento muy reducido de materiales del Mioceno, constituido por conglomerados y areniscas, que localmente muestran briozoos y lamelibranquios.

#### Mioceno del sector oriental

Son muy escasos los afloramientos de materiales del Mioceno en este sector, debido a que queda cubierto en su casi totalidad por materiales más modernos, pliocenos y cuaternarios.

Los afloramientos más representativos los tenemos en los alrededores de la aldea de Bodurria, al SE. de Caniles, y el localizado en la rambla de Valcabra, al S. de la aldea de Rejano. Existen además otros pequeños afloramientos de escasas dimensiones, en los que afloran algunos términos de la serie. Estos se localizan en la parte meridional de este sector, fundamentalmente en el fondo de algunos barrancos.

#### Mioceno de Bodurria

Aflora en el río Gállego, siete kilómetros al S. de Caniles, en las inmediaciones de la aldea de Bodurria.

La serie estratigráfica que en él se puede establecer es completamente diferente a la del borde SW. del sector occidental. Las diferencias fundamentales consisten en que en este nuevo afloramiento no aparecen materiales antetortonenses, y que la potencia es bastante más reducida,



Comienza la serie (fig. 3) con unos conglomerados en los que los cantos son fundamentalmente de caliza y dolomías del Triás de tipo alpujarride; el cemento es arcilloso, de color rojizo. En ellos existe una abundante fauna de ostras, lo que nos indica un medio de depósito marino

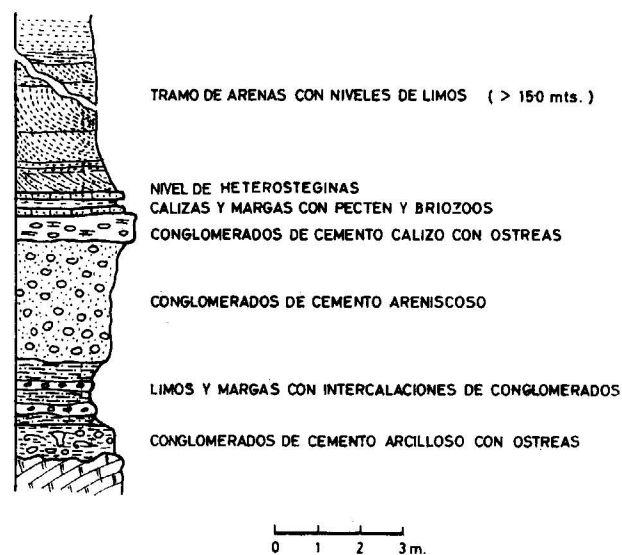


Fig. 3.—Serie del Tortonense en Bodurria.

muy cercano a costas. La potencia es muy variable de unos puntos a otros, dado que fosiliza un relieve irregular de los materiales triásicos subyacentes, de manera que en unos puntos alcanza los cuatro metros de potencia, mientras que en otros incluso falta.

Encima se dispone un nivel de limos grises y rosados con intercalaciones de conglomerados si-

milares a los inferiores. Estos limos presentan una escasa microfauna de foraminíferos bentónicos, que no permiten datación precisa de edad, pero que nos indican un medio marino muy somero cercano de costas.

Continúa la serie con un paquete de conglomerados con cemento arenoso y abundante fauna de ostras. Los cantos son redondeados y de naturaleza predominantemente calizo-dolomítica. En algunos puntos las ostras dominan de tal manera que forman verdaderas lumaquelas de cemento arenoso. Las arenas del cemento nos muestran una ausencia total de fracción limo-arcilla. Este hecho, junto con el tipo de organismos y litología, permiten pensar que se trata de materiales depositados en playas. Hacia la parte superior los conglomerados cambian su cemento arenoso por cemento calizo. La potencia total de estos conglomerados es del orden de los tres metros.

La serie continúa con tres niveles muy característicos que de más antiguo a más moderno son:

15 cms. Calizas arenosas con Pecten y briozoos.

15 cms. Margas amarillentas con fracción arenosa.

20 cms. Areniscas calcáreas con abundantes Heterosteginas.

El término superior de la serie lo constituyen arenas cuyo tamaño medio de grano oscila entre 0,5 y 0,1 mm., y que muestran una megaestratificación cruzada con fuerte vergencia hacia el interior de la cuenca (ver fotografía). La fracción fina de estas arenas suele faltar, lo que igualmente permite pensar que se trate de sedimentos de playas, o muy cercanos a ellas.

La potencia visible para este tramo superior es mayor de 100 m., y su edad corresponde al Tortonense.

El conjunto del afloramiento (fig. 4) nos muestra cómo este Mioceno es fosilizado por los mate-

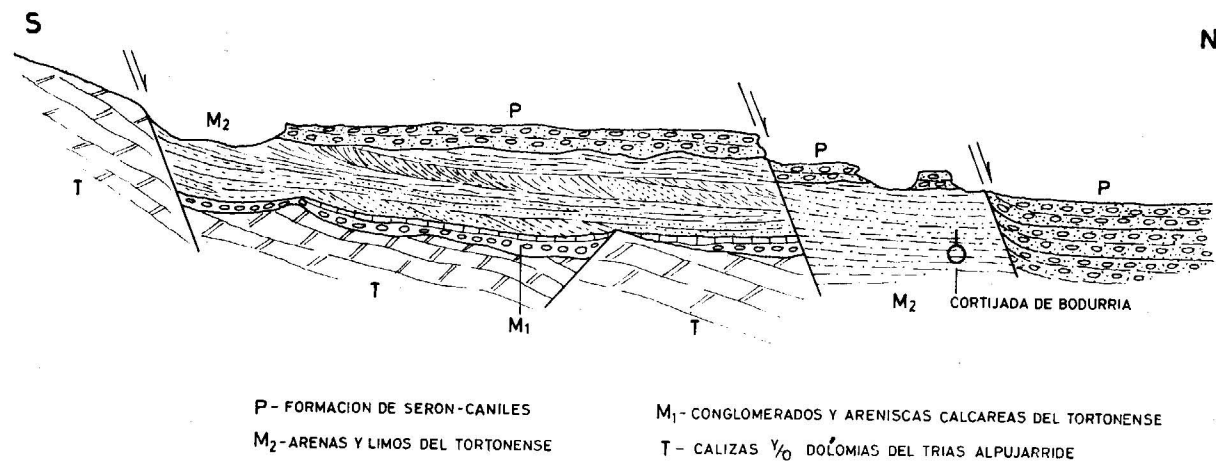


Fig. 4.—Corte del río Gállego (S. de Caniles).

riales de la formación de Baza. Ambos materiales están afectados por fallas normales con hundimiento hacia el interior de la cuenca.

Comparando esta serie con la del sector occidental, establecida en el borde SW., podemos establecer la equivalencia de estos materiales con los tramos de «maciños» y limos del Tortonense de la misma, aunque en este afloramiento los sedimentos son más marcadamente costeros. Llama, pues, la atención el que en esta serie falten los materiales antetortonenses que existían en la otra

#### Mioceno de Rejano

Otro gran afloramiento de Mioceno de este sector oriental, se localiza en la Rambla de Valcabra, tres kilómetros al S. de la aldea de Rejano. Es cortado por el camino de Caniles a la citada aldea.

Los materiales que los constituyen son margas y limos blancos bien amarillentos, con intercalaciones de areniscas poco cementadas y «maciños». El conjunto visible muestra una potencia de 200 metros. En los niveles de limos se ha observado una fauna extraordinariamente bien conservada de foraminíferos bentónicos. Esta fauna fue ya estudiada por Colom (1951), y datada como del Tortonense. El citado autor indica, por el estudio estadístico de las distintas especies, que se trata de una fauna muy litoral, lo que encaja perfectamente con la posición del afloramiento respecto al borde de la cuenca.

Estos materiales se pueden comparar con los superiores de la serie estratigráfica en Bodurria. La diferencia con ellos es haberse depositado más alejados de costas.

#### Otros afloramientos de Mioceno del sector oriental

Existen otros afloramientos de Mioceno en este sector, localizados en el fondo de algunos barrancos o ramblas, allí donde la erosión ha desmantelado los materiales del Plioceno que cubren todo este sector. Los afloramientos son tan pequeños que no han podido representarse en el mapa, dada la escala del mismo, y se localizan fundamentalmente en las ramblas o barrancos comprendidos entre Caniles y Serón.

Litológicamente, los materiales que en ellos afloran están constituidos por limos y areniscas, predominando los primeros. La fauna que corresponde a una asociación de foraminíferos bentónicos similares a la que nos muestran otros afloramientos anteriormente descritos, corresponde al Tortonense.

#### Conclusiones acerca del Mioceno

Dado el escaso número de afloramientos de Mioceno existentes, y sobre todo a que en la mayor parte de ellos sólo afloran algunos términos de la serie, las conclusiones sobre el conjunto del Mioceno serán en parte hipotéticas. A ello igualmente constituye la falta de dataciones precisas de los foraminíferos planctónicos que permitiese establecer la zonación del conjunto.

Se establecen como serie tipo para el conjunto del Mioceno de esta Depresión, la serie establecida en el borde SW. de la misma, por ser la más completa y potente. Las correlaciones con respecto a esta serie de los materiales que afloran en otros puntos es la que se esquematiza en la figura 5. Como en ella claramente se indica, hay algunos puntos dudosos, especialmente en cuanto se refiere a la posición de los limos y margas con yesos que afloran a los alrededores de Gor.

El primer hecho que destaca es que solamente en la serie tipo tenemos los materiales del Mioceno inferior marino. En la serie de Bodurria faltan con seguridad, mientras que en la región de Villanueva de las Torres-Dehesas de Guadix, estos materiales se comportan como preorogénicos, como se deduce de los datos bibliográficos regionales. En los demás afloramientos no se sabe de su existencia, ya que nunca aflora el muro de la serie.

Los materiales más representativos corresponden al Tortonense, como ocurre en la mayor parte de las depresiones intramontañas del conjunto de las Cordilleras Béticas. Las facies y faunas de estos materiales son muy similares a las de otras depresiones, lo que nos inclina a pensar que ésta estaba comunicada con la mayor parte de las circundantes. Concretamente con la Depresión de Granada la comunicación tendría lugar por el «corredor de Bogarre», al N. de Sierra Arana, a juzgar por la distribución de afloramientos y características topográficas actuales. Este hecho concuerda con la idea actual que se tiene sobre la paleogeografía del Tortonense en las Cordilleras Béticas, las cuales estarían en su mayor parte cubiertas por el mar, del que destacarían grandes y numerosas islas, las cuales, a grandes rasgos, correspondieron a los principales relieves actuales.

La línea de costas en el ámbito de esta Depresión seguiría aproximadamente los bordes actuales de la misma, aunque con numerosas comunicaciones con el exterior. Muy posiblemente en la región de Guadix la línea de costas estaría bastante al N. del borde actual de la Depresión. A esta conclusión se llega por la falta de materiales miocenos tanto en la región de Alquife (en las explotaciones mineras), como en los llanos del Marquesado, donde los sondeos efectuados por el equipo de in-

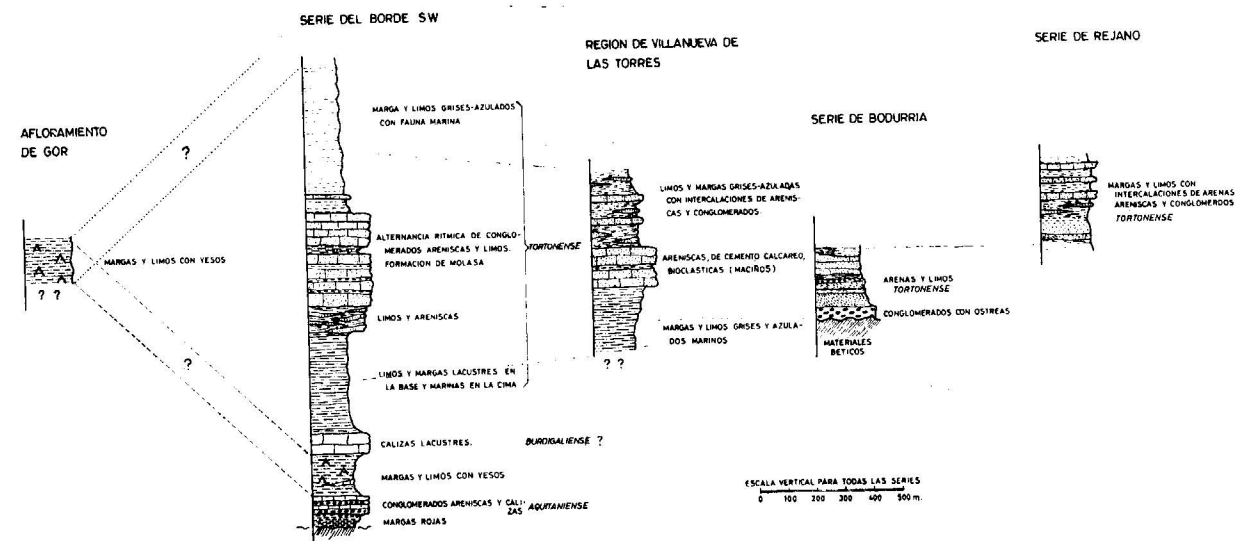


Fig. 5.—Correlaciones entre las series del Mioceno de la Depresión de Guadix-Baza.

vestigación del Plan Hidrogeológico del Guadalquivir nos muestran que bajo el Plioceno tenemos directamente los materiales paleozoicos y triásicos béticos.

Sin embargo, este hecho va íntimamente ligado a la posible amplitud de la etapa erosiva postmiocena y antepliocena. En contacto de los materiales del Mioceno y del Plioceno es siempre por discordancia angular erosiva, lo que nos obliga a admitir esta etapa erosiva. Por otra parte, en muchos puntos el Plioceno descansa sobre materiales anteriores al Mioceno.

El problema queda planteado en lo que respecta a la magnitud de la erosión, y sobre la conservación o no del Mioceno bajo los materiales más recientes del conjunto de la Depresión. La solución al mismo no se podría obtener más que con sondeos profundos en el centro de la cuenca o con investigaciones geofísicas.

Con los escasos datos con que se cuenta, podemos pensar que dicha erosión fue más importante cuanto más cerca de los bordes, alcanzando valores mínimos en el centro de la misma. Este hecho iría ligado a una subsidencia diferencial de la cuenca con valores máximos en el centro de la misma, desarrollada después del Mioceno.

En relación con la Depresión de Granada, se podrían establecer comparaciones. En primer lugar destaca la mayor potencia de la serie miocena en el sector occidental de la Depresión de Guadix-Baza, que en la Depresión de Granada e incluso en el sector oriental de aquella. Estas diferencias se interpretan de un modo obvio, ligadas a una subsidencia diferencial, que alcanza valores máximos en dicho sector.

Otro hecho notable es la falta en esta serie de los tramos superiores continentales, tales como los limos con yesos y calizas lacustres pontienses, muy característicos en la Depresión de Granada. Esta ausencia puede ser interpretada de dos formas distintas. La primera, que existan términos equivalentes en esta Depresión, y que no afloren por estar cubiertos por materiales más modernos (los materiales del afloramiento de Gor podrían ser éstos). La segunda, es que el conjunto detrítico más moderno, discordante sobre el Mioceno, y que atribuimos en conjunto al Plioceno, incluya en su parte inferior al Mioceno superior. Con los datos disponibles tanto una hipótesis como la otra tienen sus posibilidades de ser ciertas.

#### PLIOCENO

La mayor parte de la Depresión está cubierta por materiales subhorizontales, discordantes sobre los miocenos.

Presentan características litológicas muy variables de unos puntos a otros. Así, en el sector occidental predominan en ellos los materiales detríticos, y constituyen la *Formación de Guadix*, definida por R. von Drasche (1879), mientras que en el sector oriental predominan los materiales de precipitación química (calizas y evaporitas), que constituyen la *Serie de Baza*.

En cuanto a edad, los datos con que cuentan, tanto anteriores como de este trabajo, son muy escasos, pero parecen concluir en que al menos en su mayor parte corresponden al Plioceno, incluyendo posiblemente parte del Villafranchense.

acuerdo con la naturaleza de los materiales de los cantos. Los constituidos por esquistos, dominantes en la parte meridional, presentan un redondeamiento mayor que los cantos de cuarcitas y calizodolomias con quienes coexisten. Los máximos de aplanamiento para cada uno de los materiales se encuentran en la parte central de este sector, hacia la región de Benalúa de Guadix-Fonelas.

Las arenas y areniscas son muy abundantes en esta formación, tanto en los bordes como en el

El transporte se efectuaría rápido y corto. La asociación de minerales pesados es muy monótona en sentido vertical y presenta algunas variaciones en sentido lateral, de manera que hacia el N. disminuyen las micas y aumentan el circón y turmalina (en parte bastante redondeados). Este hecho es extremadamente lógico, ya que las rocas fuente de la parte N. son sedimentarias (subbéticas y prebéticas). El circón y la turmalina redondeados procederían de estas últimas.



La Formación de Guadix en los alrededores de la estación de ferrocarril de esta ciudad. El dominio corresponde a conglomerados de cemento detrítico, y que muestran estratificación cruzada.

centro de la misma. Mineralógicamente van a estar constituidas por cuarzos, fragmentos de rocas y feldespatos, en este orden de abundancia generalmente, aunque en algunos puntos los fragmentos de rocas llegan a ser mayoritarios. Los porcentajes de cuarzo oscilan entre el 20 y 70 por 100. El cemento detrítico (calculado por tamización) es siempre menor del 10 por 100. Los huecos entre partículas están en general vacíos, dando una gran porosidad y un carácter deleznable a la roca. Localmente están rellenos de carbonato cálcico. Siguiendo la clasificación de Pettijohn (1957) correspondería a subgrauvacas.

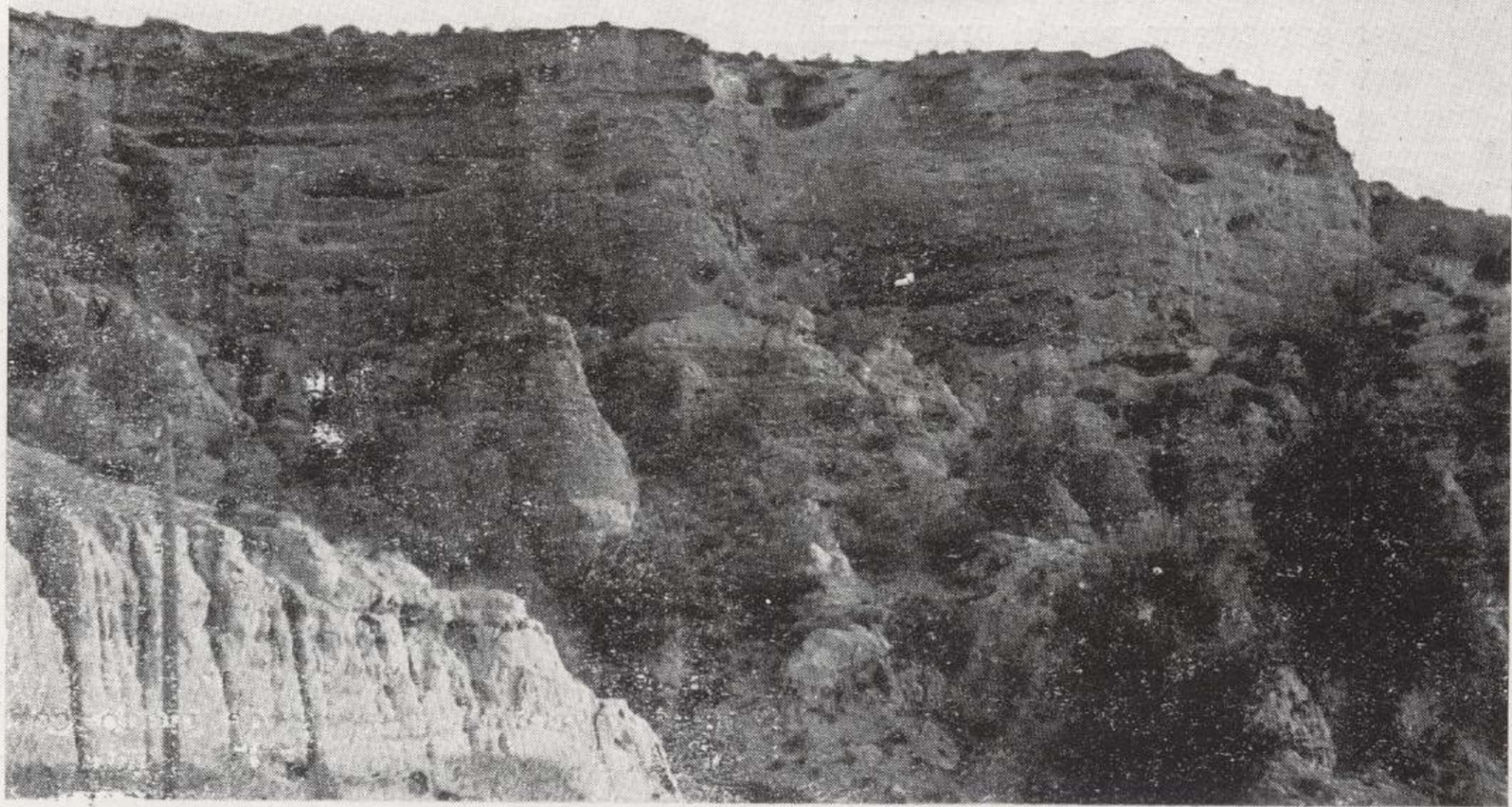
Como minerales pesados tenemos moscovita, clorita, biotita, turmalina, circón y menas metálicas; esta asociación nos indica una procedencia de rocas metamórficas, como de un modo obvio se puede deducir por datos geológicos de campo.

El color que muestra el conjunto de arenas y areniscas es pardo o gris en la parte meridional, debido al contenido en fragmentos de rocas metamórficas; en la parte septentrional el color predominante es rojizo-amarillento.

Muy frecuentemente los niveles de arenas presentan estratificación cruzada, que al igual que ocurría en los paleocanales, muestran vergencias generales hacia el centro de este sector. En algunos niveles muy localizados se nos muestra una estratificación graduada grosera. La forma de las partículas es muy diversa, según la naturaleza de las mismas y distancia al borde de la cuenca. El redondeamiento es máximo en los fragmentos de rocas (en especial esquistos y calizodolomias), y mínimo en el cuarzo.

El tamaño del grano y su distribución nos muestran una poca selección en la mayor parte de los





La *Formación de Guadix* en los alrededores de la estación de ferrocarril de esta ciudad. El dominio corresponde a conglomerados de cemento detrítico, y que muestran estratificación cruzada.



Equivale al término que Fallot, Faure-Muret y Fontboté (1967), definen con el nombre de «capas claras del río Fardes».

La posición de una formación respecto a la otra es de manera que la primera envuelve completamente a la segunda; el contacto entre ambos se efectúa mediante un cambio de facies oblicuo a la estratificación, que es observado en numerosos cortes. En muchos puntos la *formación de Huélago-Gorafe* corresponde solamente a una parte de la *formación de Guadix*, como posteriormente se indicará.

#### Formación de Guadix

Ocupa la casi totalidad del sector occidental de esta depresión y se caracteriza por el predominio absoluto de materiales detríticos.

De unos puntos a otros presenta diferencias, fundamentalmente texturales, según la posición respecto al borde de la cuenca y la distribución de corrientes durante el depósito. Así, tenemos, que a grandes rasgos en los bordes el predominio corresponde a los conglomerados, mientras que hacia el interior de la cuenca éstos son sustituidos de un modo progresivo por arenas y lutitas.

Una característica general de importancia es la existencia de frecuentes y abundantes paleocanales, de sección lenticular con la parte superior plana, y de fuerte continuidad lateral. El relleno de los mismos lo constituyen conglomerados o arenas, mientras que los bordes son de materiales detríticos más finos.

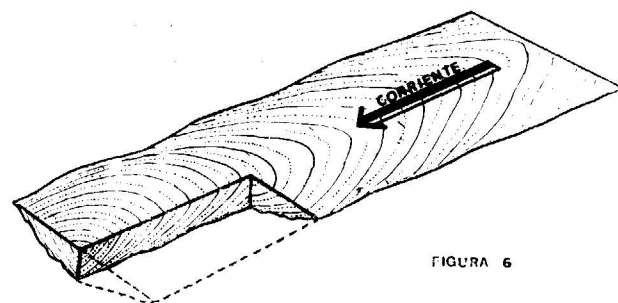


Fig. 6.—Esquema de la reconstrucción de las corrientes a partir de los paleocanales.

Estas estructuras son típicas de un depósito fluvial en regiones de llanuras de inundación. La dirección de las corrientes se puede deducir fácilmente del alargamiento de los paleocanales; el sentido de dichas corrientes se deduce de las estratificaciones graduadas que nos muestran los sedimentos que rellenan el paleocanal (fig. 6).

Se han hecho numerosas medidas de dirección de corrientes mediante este sistema y se obtienen, de un modo estadístico, resultados y concordantes con los deducidos por la estratigrafía del conjunto. O sea, se obtiene que las corrientes vergen hacia la región Gorafe-Huélago. Nos habla, pues, de una cuenca endorreica, lo que queda confirmado por el carácter lacustre de la *formación de Gorafe-Huélago*.

Igualmente se observa que en muchos puntos tenemos direcciones de corrientes muy distintas de las obtenidas estadísticamente, lo que nos habla de la existencia de meandros durante el depósito.

#### Características litológicas

Litológicamente esta formación está constituida por conglomerados, arenas, areniscas y lutitas. El color predominante del conjunto es rojizo en las cercanías de relieves calizos marginales, y pardonegruzco cuando dichos relieves son metamórficos.

Los conglomerados son poligénicos, de cantos muy diversos en tamaño y naturaleza, según la posición respecto al borde de la cuenca. En estos bordes llegan a constituir la mayor parte de esta formación, mientras que hacia el centro de la cuenca se reducen progresivamente a estratos aislados o a relleno de estructuras de paleocanales, pasando a ser sedimento minoritario.

Falta en ellos ordenamiento interno de los cantos según sus tamaños. Cuando rellenan paleocanales muestran, aunque de modo confuso, una orientación de los cantos de manera que los alargamientos mayores se disponen paralelos a la dirección del paleocanal.

Los cantos en la parte meridional corresponden fundamentalmente a micaesquistos, mármoles, cuarcitas y calizo-dolomías, o sea, procedentes de los materiales más característicos de la Zona Bética s. str. En la parte septentrional y occidental, por el contrario, los cantos son fundamentalmente de materiales subbéticos, en especial de calizas jurásicas. Existen además con relativa frecuencia en diversos puntos cantos de areniscas del Mioceno.

El cemento es detrítico, constituido por arenas y/o lutitas. En algunos casos, además, se tiene cemento carbonatado, el cual da una mayor consistencia al nivel, lo que contribuye a que destaque en el relieve.

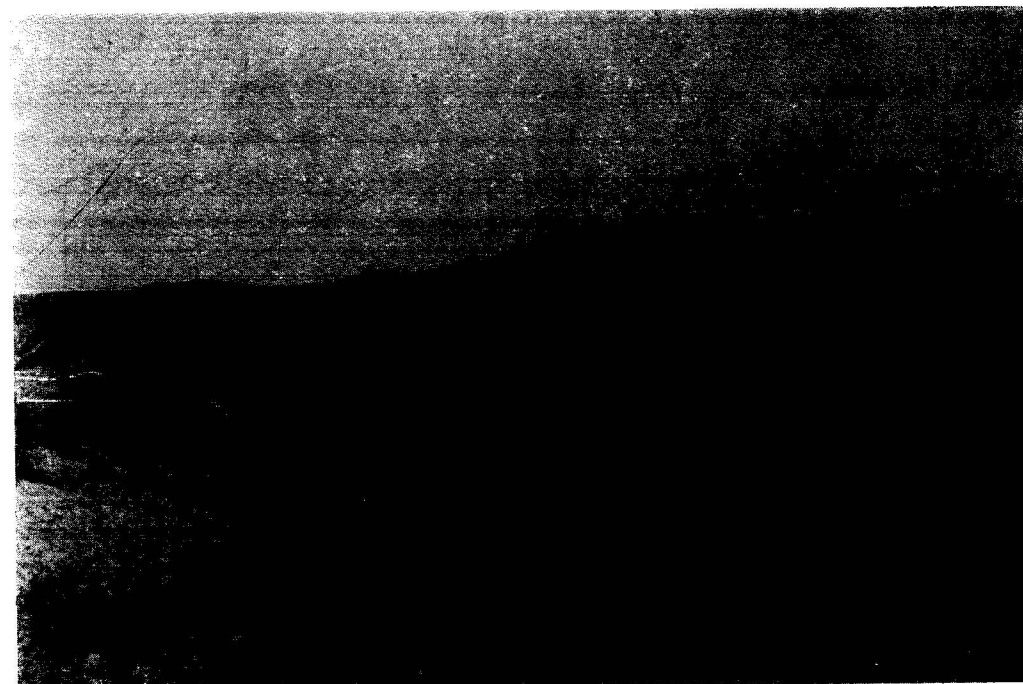
El tamaño de los cantos es muy variable; presentan diámetros desde más de un metro a los de tránsito a la fracción de arenas. Los tamaños medios son del orden de los 20-30 cm. en los bordes y de 5-10 en las partes centrales. La esfericidad y aplanamiento presentan valores muy diversos, de

Corresponde el conjunto a materiales coetáneos que se han depositado bajo condiciones físico-químicas diferentes, lo que ha producido cambios litológicos importantes de unos sectores a otros. Los cambios se refieren fundamentalmente al régimen de corrientes, cantidad de aportes detríticos, desigual distribución de los mismos, concentración de sales, etc. Como se indicará más adelante, la mayor parte de los cambios de facies importantes pueden ser observados sobre el terreno.

Para la descripción utilizaremos el término *for-*

se indicará su distribución superficial. A continuación se estudiará la relación entre ellas, reconstruyendo un mapa de litofacies del conjunto de la depresión, así como un mapa de la distribución de los distintos ambientes de depósitos y sus relaciones.

Una característica común de estas formaciones es el relieve que se desarrolla en sus amplios afloramientos, consistente en *bad lands* (tierras malas), muy característico, y de desigual desarrollo según la formación.



La Formación de Guadix, al W. de Purullena, cerca del extremo SW. de la Depresión. Se observa una discordancia angular progresiva, que indica una mayor subsidencia hacia el centro de la cuenca (derecha de la foto), simultánea del depósito de estos materiales.

mación para definir los conjuntos tridimensionales de características litoestratigráficas uniformes, que permitan definirlos y diferenciarlos de los demás, de acuerdo con el Código de Nomenclatura Estratigráfica. Estas formaciones serán denominadas, añadiéndole al término formación el nombre de la localidad más representativa que se sitúe en su afloramiento. Así, tenemos la *formación de Guadix*, ya definida con este mismo nombre hace prácticamente un siglo (R. von Drasche, 1879).

La relación entre las distintas formaciones se efectúa en general mediante cambios de facies oblicuos a la estratificación, en muchos casos con fuerte y frecuentes indentaciones de unas en otras.

En primer lugar, se hará la descripción de las características de cada una de las formaciones y

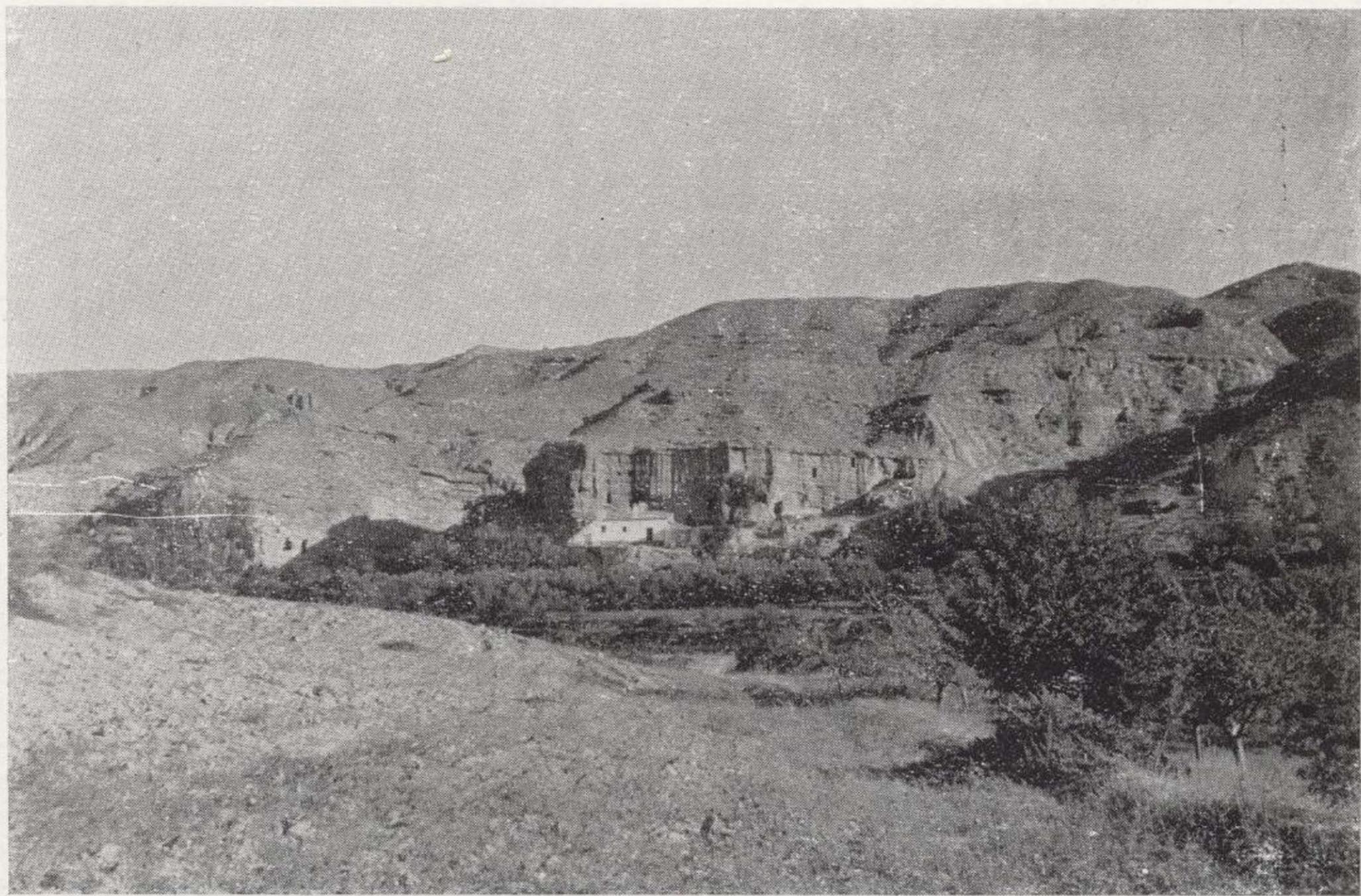
#### Plioceno del sector occidental

En él se van a distinguir dos formaciones de características litoestratigráficas distintas:

1. *Formación de Guadix*.—Constituida por materiales detríticos; el tamaño de grano predominante viene influido por la distancia al borde de la cuenca. Ocupa la mayor parte de este sector occidental, y corresponde a un depósito fluvial.

2. *Formación de Gorafe-Huélago*.—Constituida por calizas lacustres, arenas y localmente lignitos. Ocupa los alrededores del macizo del Men-cal en su borde meridional, especialmente en la región comprendida entre los dos pueblos citados.





La *Formación de Guadix*, al W. de Purullena, cerca del extremo SW. de la Depresión. Se observa una discordancia angular progresiva, que indica una mayor subsidencia hacia el centro de la cuenca (derecha de la foto), simultánea del depósito de estos materiales.



casos, y, por tanto, fuertes diferencias entre los tamaños menor y mayor de partículas. En la figura 7 se adjuntan algunas curvas acumulativas de análisis granulométricos de estas arenas. La curva 1 corresponde a una muestra representativa del sector de Purullena; la 2 corresponde al sector de Villanueva de las Torres; la 3 al sector de Fonelas, y la 4 al sector de Gorafe.

En ellas se observa, en primer lugar, la diversidad de formas, lo que nos indica un medio de corrientes irregular, fundamentalmente de régimen

Las arenas y areniscas se nos presentan en estratos de gran continuidad lateral, con potencias medias del orden de los 50 cm. En otros casos se presentan como lentejones dentro de lutitas. Por último, igualmente nos encontramos formando cemento de conglomerados, en especial hacia los bordes de la cuenca.

Las lutitas, tanto limos como arcillas, presentan colores rojizos y amarillentos en superficie, y colores grises azulados en corte fresco. Se presentan como niveles interestratificados entre las rocas

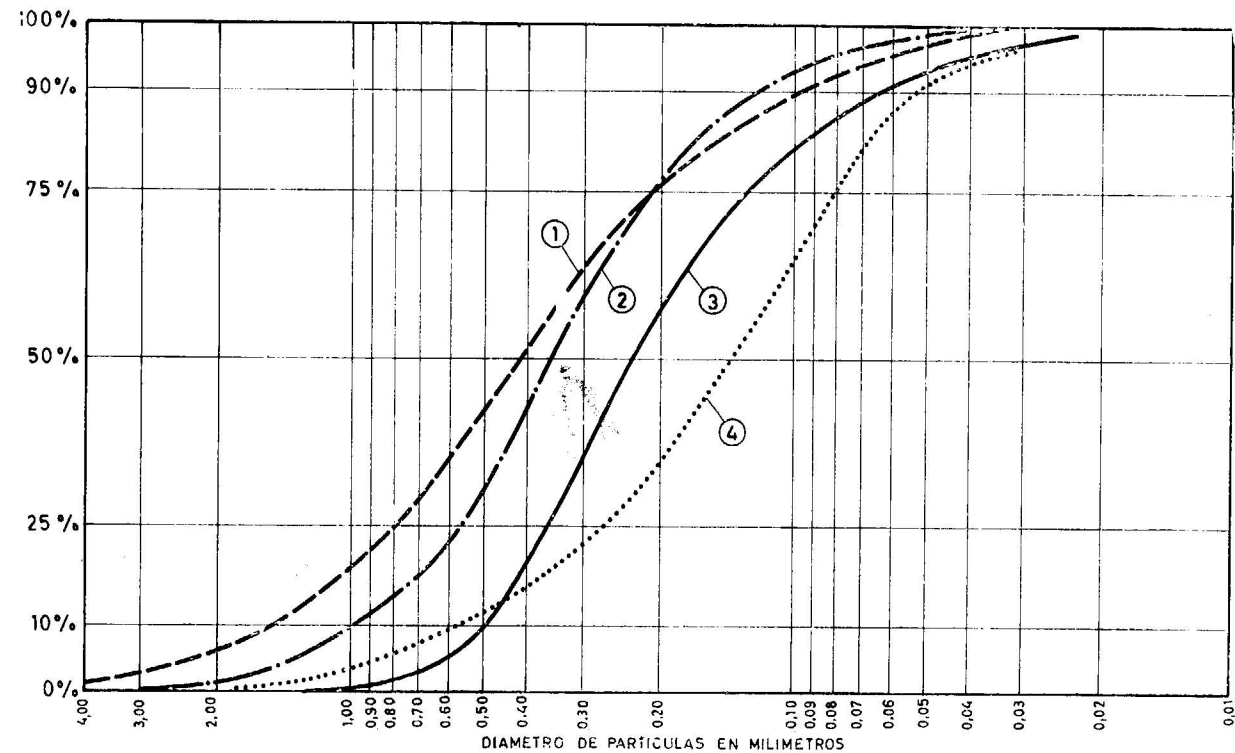


Fig. 7.—Curvas acumulativas de los análisis granulométricos de arenas de la formación de Guadix

laminar. La forma de las curvas son similares a las gráficas tipo de sedimentos fluviales de mediana selección. Se han efectuado granulometrías en las arenas de las ramblas actuales y nos muestran gráficos extremadamente semejantes a éstos. El índice de heterometría de Cailleux (He) nos muestra valores comprendidos entre 0,6 y 0,9; el  $Q$  de phi de Krumbein nos muestra valores de 0,7 a 1. Estos valores, según las tablas que inserta Cailleux (1963) corresponden a las zonas de depósito fluvial más representativas.

Todas las características nos llevan, pues, a la conclusión de que se trata de un depósito fluvial, lo que unido con la gran cantidad de paleocanales a los que anteriormente se aludió, nos indica un depósito en llanuras de inundación con cambios frecuentes de los cauces.

detríticas más gruesas, y también como cemento de las mismas. La distribución en conjunto de las lutitas es de manera que hacia el centro del sector alcanzan el máximo de abundancia, y lógicamente hacia los bordes los valores mínimos. La distribución entre limos y arcillas se hace de modo bastante más irregular..

#### Distribución de facies

La distribución de facies es muy diversa dentro del gran afloramiento de la *Formación de Guadix*. Establecer una serie estratigráfica detallada en un punto determinado sería de muy escaso valor, ya que los cambios laterales de facies son muy frecuentes, debido a la irregularidad de distribución

de sedimentos detríticos. Por tanto, la serie así establecida tendría un valor extremadamente local. Se hará una descripción de las características litológicas generales en diversas regiones del afloramiento, a fin de indicar la distribución de facies,

En el extremo SW. de la depresión (región Purullena-La Peza) la facies predominante es de conglomerados, los cuales alcanzan potencia considerable en el borde de cuenca; hacia la parte central van cambiando progresivamente a materiales detríticos más finos (arenas y lutitas). En los alrededores de Purullena, el predominio corresponde a arenas medias y gruesas, muy ricas en micas, en las que se intercalan muy abundantemente niveles de conglomerados. Estos últimos se muestran en estratos con la superficie inferior bastante irregular y la superior plana; en algunos casos se rompe la continuidad del estrato pasando a formar paleocanales.

En la región de Alquife-Guadix tenemos un esquema muy similar. En los bordes de la cuenca el dominio es de conglomerados de cemento detrítico y hacia el interior los conglomerados van reduciendo su potencia por cambiar lateralmente hacia arenas. En la zona minera de Alquife las explotaciones nos dejan ver la serie completa de esta formación, constituida por conglomerados en su totalidad. Esta formación descansa directamente sobre los materiales del Paleozoico y Triásico de la Zona Bética, s. str., sin que existan materiales del Mioceno entre ambos. Este hecho se puede explicar, bien porque el Mioceno no se depositase en esta región, bien porque la erosión antepliocena lo desmantelase.

En la región de Fonelas-Benalúa de Guadix el predominio corresponde a las arenas. Los conglomerados son minoritarios y localizados en niveles de gran continuidad lateral, cuya base es una superficie irregular; en otros casos los conglomerados aparecen rellenando paleocanales. Entre los cantos tenemos tanto de naturaleza subbética (calizas liásicas fundamentalmente), como de procedencia bética (rocas metamórficas). Las lutitas son abundantes, tanto más cuanto más al N.; forman fundamentalmente niveles de gran continuidad lateral.

En la región de Gorafe, la cercanía del relieve de la Sierra de Baza se hace notar. El dominio de los conglomerados llega prácticamente hasta el pueblo de Gorafe. En el corte que nos muestra el río Gor, aguas arriba de Gorafe, observamos que la formación de Guadix está constituida por conglomerados de cemento arenoso y niveles de arenas intercalados. Son muy frecuentes los paleocanales rellenos de conglomerados de cantos gruesos, encajados dentro de bancos de conglomerados de cantos finos. El color extremo del conjunto es rojo-parduzco muy característico.

La región de Villanueva de las Torres varía el aspecto de la formación de Guadix. Los conglomerados son menos abundantes y de cantos más pequeños que en el borde S. La naturaleza de los cantos es fundamentalmente de calizas liásicas o nummulíticas; localmente son abundantes los cantos de areniscas del Mioceno. En conjunto, el predominio litológico corresponde a las arenas y lutitas de colores rojizos o amarillentos. Los conglomerados están localizados formando paleocanales y bancos muy irregulares; hacia los bordes, estos conglomerados pueden ser más abundantes.

En la región del Negratín se tiene un dominio de conglomerados en las partes marginales del domo diapírico, lo que indica que los materiales que constituían su cobertera fueron desmantelados durante el Plioceno y depositados en las regiones marginales, en especial en la margen meridional.

En la región de Cuevas del Campo, el predominio corresponde a las arenas y lutitas, rojizas o blancas. Los conglomerados se reducen a estratos aislados, con superficie inferior irregular, o a paleocanales. Se observan rocas de precipitación química (calizas y margas), que corresponden a intercalaciones de la *Formación de Baza*.

#### Potencia.

La potencia de la *Formación de Guadix* es muy variable de unos puntos a otros, y depende de dos factores fundamentales. El primero de ellos es la distancia al borde de la cuenca y tipo de relieve marginal. El segundo la forma de los relieves infrayacentes.

Estos dos factores, junto con la estabilidad del substratum permiten diferenciar regiones de distinta subsidencia.

La superficie inferior de la formación, allí donde se observa, nos indica que su depósito tuvo lugar sobre un relieve preexistente accidentado, y que rellenó.

Los valores de los buzamientos de los distintos tramos de esta formación hacia las partes marginales, nos indican que la cuenca presentó una mayor subsidencia en su parte central. Este hecho nos viene reflejado por la existencia de discordancias angulares progresivas de gran escala, observables por ejemplo en el sector Diezma-Purullena, y otros equivalentes.

En el borde S., en la región minera de Alquife, se tienen datos muy exactos sobre la potencia de la formación de Guadix. La Compañía Andaluza de Minas nos proporcionó un mapa detallado de la superficie inferior de dicha formación, obtenido con los datos de las explotaciones y de numerosos sondeos de investigación efectuados en la región.

En él se observa una forma irregular, lo que confirma que su depósito se efectuó sobre un relieve preexistente accidentado y no sobre una superficie peneplanizada. La potencia media de esta formación en el sector indicado es de 80-100 m., que hacia el N. aumenta progresivamente.

En la región de Guadix-Benalúa de Guadix se observan más de 150 m. de esta formación, sin que se observe el muro de la misma.

En el extremo SW., la potencia presenta valores diversos según la distancia al borde de la cuenca. Así al S. de Diezma tiene de 0 a 10 m., mientras que en Purullena llega a alcanzar más de 150 metros.

El máximo de potencia se alcanza en la parte central de la cuenca (Fonelas-Gorafe-Freila-Cuevas del Campo), donde afloran más de 300 m. Los datos de algunos sondeos efectuados por el Instituto Nacional de Colonización permiten pensar que la potencia sea del orden de 500-600 m., e incluso que en algunos puntos se pudiesen alcanzar los 1.000 metros.

Hacia el N. y NE. la potencia disminuye de nuevo. Así, en la región de los alrededores del Mencal, Pedro Martínez, Villanueva de las Torres y Dehesas de Guadix, las potencias totales de esta formación oscilan entre los 150 m. y la reducción total de la misma hacia los bordes de la depresión.

Los datos de sondeos con que se cuenta no son suficientes como para poder reconstruir un mapa de isopacas, aunque esquemáticamente queda esbozado en los párrafos anteriores.

#### Edad

La edad de la *Formación de Guadix* queda sin precisar por el momento. Los datos anteriores se limitan a la existencia de *Elephas meridionalis* Nesti, datado por Aguirre (1961) en el Cortijo de la Sabina. El firmante ha visitado este yacimiento, localizado al W. de Gorafe, y se han localizado algunos restos de molares. Corresponde dicho organismo a los niveles más altos de esta formación.

Las búsquedas de vertebrados llevadas a cabo en otros sectores de esta formación no han dado los resultados apetecidos.

Los argumentos que se tienen por tanto para datación de la *Formación de Guadix* son: de una parte la existencia de un Tortonense, datado faunísticamente debajo de ella, y de otra parte la existencia del organismo anteriormente citado, que corresponde al Villafranquense. Se le atribuye, pues, al conjunto de la formación, una edad Pliocena (incluido el Villafranquense), sin que se pueda descartar la posibilidad de que comprenda al menos en parte el Mioceno superior.

#### Formación Gorafe-Huélogo

Aflora extensamente en la región comprendida entre ambos pueblos. Se puede cortar por las carreteras de Gorafe a los Baños de Alicún, y por los alrededores de Fonelas y de Huélogo.

Presenta una litología, morfología y color completamente distintos a la *Formación de Guadix*, lo que permite su diferenciación clara. Está constituida por calizas lacustres, margas, arcillas y localmente lignitos. En el relieve destaca por su color blanco en conjunto (salvo los niveles carbonosos) y por la alternancia de niveles de distinta coherencia.

Corresponde al tramo que Fallot, Faure-Muret y Fontboté (1967) denominan «couches claires du río Fardes», que para dichos autores pueden corresponder bien a un tramo inferior a la *Formación de Guadix*, bien a un cambio de facies de la misma. Esta segunda hipótesis es confirmada en las páginas siguientes con datos de observación detallada sobre el campo.

#### Características litológicas

Los materiales dominantes son calizas, margas y lutitas. En menor proporción se tienen areniscas, lignitos y yeso.

Las calizas son microcristalinas (micritas) localmente ricas en gasterópodos y oogonios de caráceas. Los porcentajes de carbonato cálcico en las mismas oscilan entre 80 y 95 por 100; el resto insoluble en clorhídrico corresponde a arcillas, minerales pesados y localmente a cuarzo. Se presentan en bancos de una potencia media del orden de los tres metros, y frecuentemente muestran una estructura nodulosa en las partes superficiales de los mismos. Muestran en conjunto un color blanco grisáceo muy característico, lo que unido a su mayor resistencia a la erosión que los materiales con los que se intercalan, les hace destacar en el relieve.

Las arcillas se localizan fundamentalmente ligadas con carbonatos formando margas. Los porcentajes de cada uno de los dos componentes son extremadamente variables de unos niveles a otros. En conjunto, estas margas y arcillas presentan colores grises azulados.

Las areniscas son escasas y se limitan a débiles lechos con cemento calcáreo. Las partículas predominantes son de cuarzo, correspondiendo el resto a carbonatos y raros feldespatos. El tamaño de grano y su distribución nos muestran una selección media para las mismas. Su distribución de frecuencias, valores de coeficientes de heterometría, selección y asimetría son muy ambiguos, in-

dicando exclusivamente que el depósito se efectuó ligado a corrientes de régimen laminar.

Los lignitos forman bancos de potencia muy variable; se trata de verdaderos lentejones que alcanzan valores máximos de hasta 10 m. En ellos se observa una fauna muy escasa de ostrácodos y oogonios de caráceas. Estos lignitos han sido eventualmente objeto de pequeñas explotaciones, al N. del pueblo de Gorafe.

El yeso se encuentra formando cristales dispersos en el seno de los sedimentos anteriores, espe-

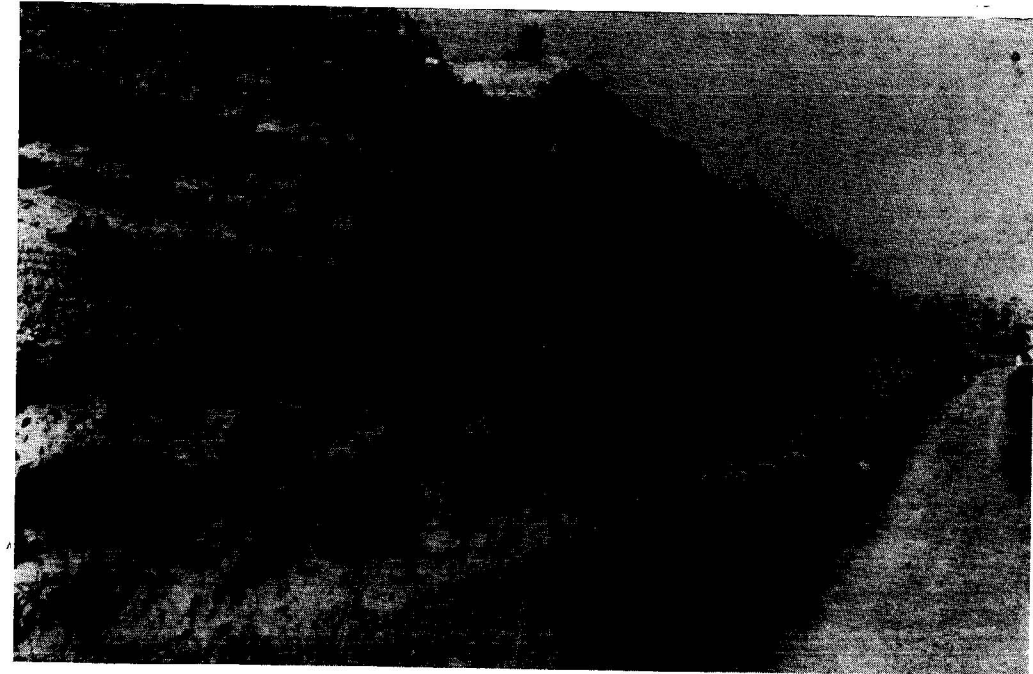
sa en la parte superior, y una escasa fauna de gasterópodos. Localmente cristales de yeso.

7 m. de alternancia de calizas con arcillas azuladas y débiles lechos de lignito.

6 m. de margas grises azuladas en las que se intercala un lentejón de conglomerados que hacia el SE. aumenta de potencia y se pone en contacto con la *Formación de Guadix*.

2 m. de calizas micríticas con estructura nodulosa y frecuentes concreciones de pirita limonitizada.

12 m. de margas arenosas, margocalizas y mar-



Aspectos característicos de la *Formación de Baza*. Calizas margosas y calcilitas con niveles de yeso finamente replegados y niveles de acumulaciones de cristales en puntas de flecha. Se observan igualmente pequeñas fallas normales (Corte de la Carretera de Baza a Cúllar-Baza).

cialmente de las margas. Se trata de cristales que forman maclas de punta de flecha, cuyos tamaños oscilan entre el cm. y el dm. No se observan niveles continuos que se adapten a la estratificación.

La serie nos muestra una ritmicidad; el ciclo tema lo constituyen: areniscas, margas arenosas, margas y arcillas con lignito, calizas margosas y calizas compactas. En alguno de los ritmos no se desarrollan parte de los términos indicados.

La margen izquierda del río Gor, 6 km. al NW. de Gorafe, nos muestra esta formación discordante sobre los materiales jurásicos y cretáceos que afloran en el cauce del río. La serie establecida en este corte es muy representativa de esta formación y comprende de abajo hacia arriba:

25 m. de calizas micríticas con estructura nodulo-

gas, que hacia la parte superior presentan intercalaciones de lignito.

2,5 m. de calizas margosas de color amarillento.

3 m. de calizas micríticas muy compactas, con gasterópodos. Localmente muestran estructura nodulosa.

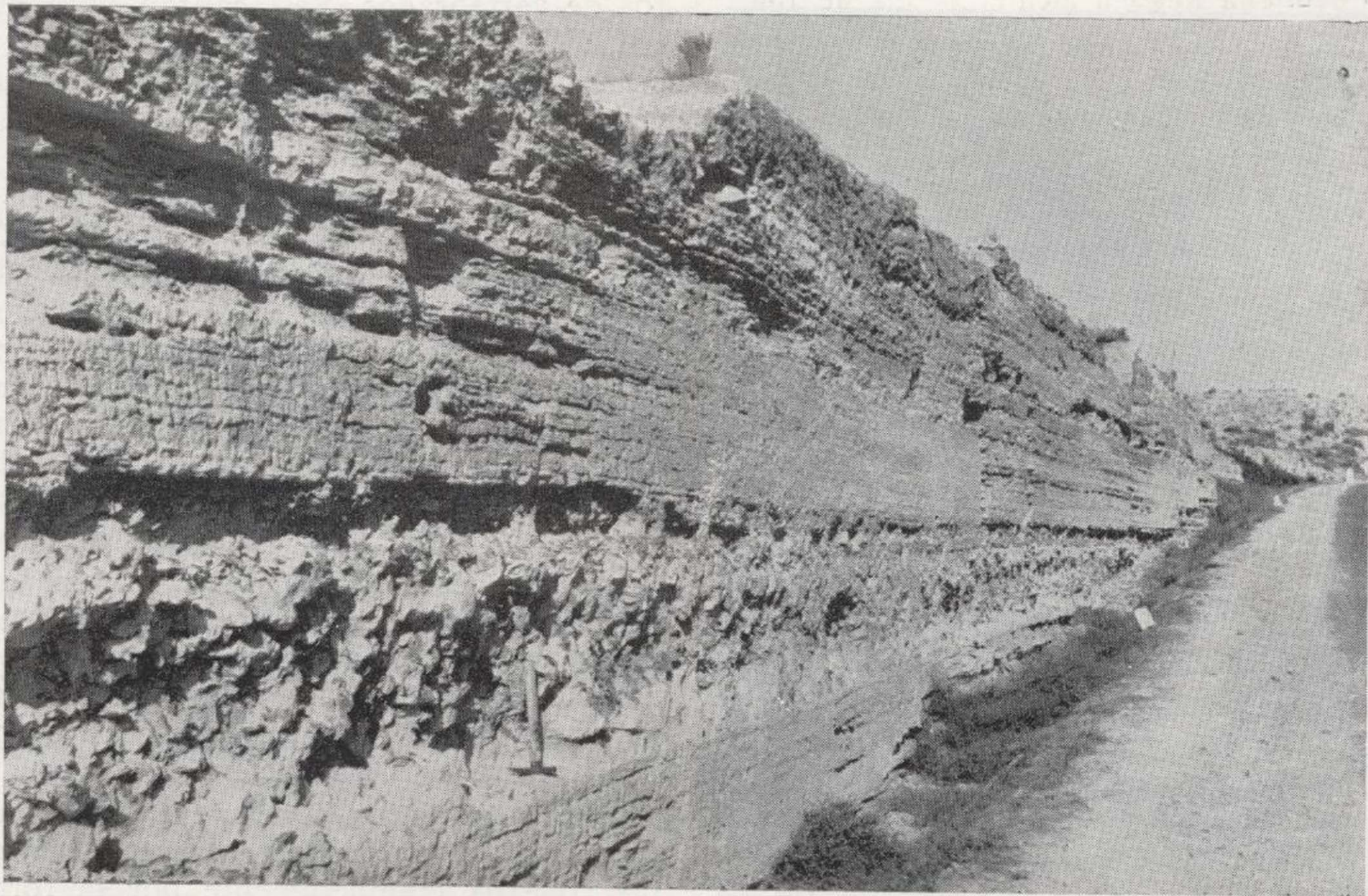
20 m. de margas arenosas y margas de colores grises y pardos. En los niveles superiores se intercalan lentejones de lignito de espesor muy variable.

3 m. de calizas micríticas compactas, localmente con cristales de yeso en forma de punta de flecha.

5 m. de margas y margocalizas grises azuladas.

3 m. de calizas compactas microcristalinas (micríticas).



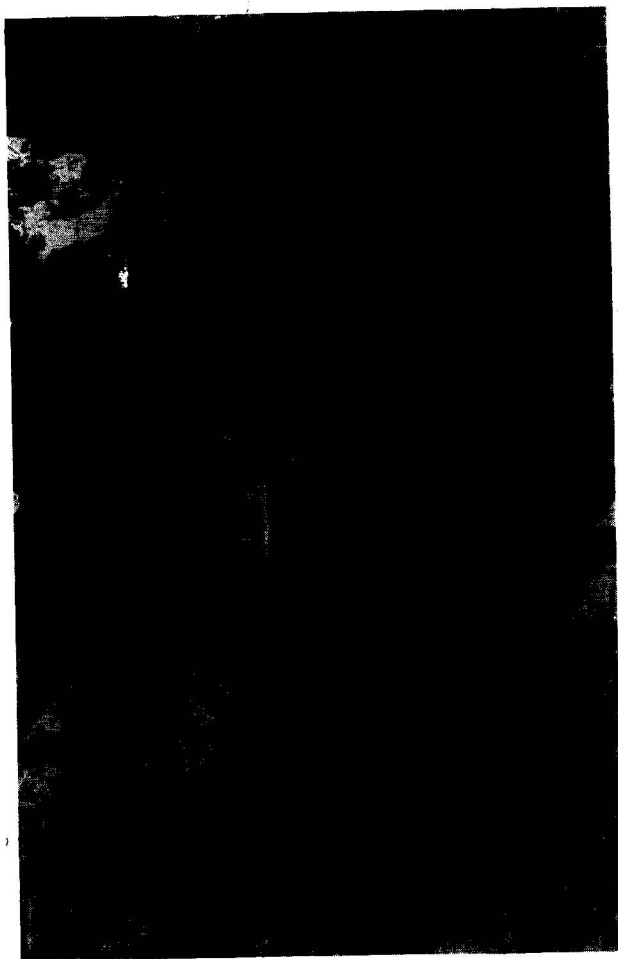


Aspectos característicos de la *Formación de Baza*. Calizas margosas y calcilutitas con niveles de yeso finamente replegados y niveles de acumulaciones de cristales en puntas de flecha. Se observan igualmente pequeñas fallas normales (Corte de la Carretera de Baza a Cúllar-Baza),



2 m. de caliza travertínica muy rica en incrustaciones calcáreas de restos de vertebrados y algunos gasterópodos y coprolitos.

Esta serie se da a manera de ejemplo, pues corresponde a la parte central de la formación lacustre. Los cambios laterales de facies dentro de ésta son muy frecuentes. Alcanza una mayor importancia los cambios de calizas a margas y arenas hacia los bordes; igualmente destacan los cambios de facies laterales de los lignitos, los cuales forman lentejones.



Detalle de los niveles de acumulación de cristales de yeso en «puntas de flecha». Carretera de Baza a Cullar Baza.

La potencia de esta formación es muy variable, según los puntos, ya que como se trata de un cambio de facies de la *Formación de Guadix*, y éste se efectúa oblicuo a la estratificación, y con indentaciones importantes entre ambas, se tendrán fuertes variaciones en la potencia total. La potencia máxima medida en una vertical es de 150 me-

tros; puesto que en este sector la *Formación de Guadix* tendría una potencia superior a 300 metros, el cambio de facies anteriormente aludido afectaría solamente de un modo parcial a esta formación, como posteriormente se interpretará.

#### Características bioestratigráficas

Son muy numerosos y variados los restos orgánicos encontrados en esta formación.

Destacan entre ellos por su abundancia los restos de vertebrados. Se localizan en el nivel terminal, al N. y NE. de Gorafe. Se trata de incrustaciones calcáreas de restos óseos, sin que éstos se conserven en la mayor parte de los casos. Se ha seguido el nivel insistentemente a fin de encontrar algunos restos clasificables, y los resultados han sido negativos; solamente se tienen algunas apófisis de huesos y un incisivo de un roedor sin valor estratigráfico alguno.

Ligados con los restos anteriores, tenemos unas partículas de forma elipsoidal, de 5-7 cm. de alargamiento máximo y 1-3 de diámetro central, constituidas por carbonatos y algunos restos carbonosos. No presentan ninguna estructura interna definida, y pueden ser atribuidas a coprolitos.

Ligados con los lignitos se han encontrado oogonios de caráceas y raros ostrácodos fragmentados, junto con abundantes gasterópodos. Esta asociación carece de valor cronoestratigráfico, pero, sin embargo, nos permite atribuir a un medio lacustre esta formación.

Todos los datos concluyen, pues, en que esta formación es típicamente lacustre, y que al estar rodeada completamente por la formación de Guadix (de origen fluvial), correspondería a un lago localizado en la parte inferior de una gran cuenca endorreica. Los límites y amplitud de dicho lago variarían a lo largo del tiempo, como indica el carácter oblicuo a la estratificación del cambio de facies.

#### Plioceno del sector oriental

En este sector se distinguen tres formaciones eminentemente diferentes por sus características litológicas y genéticas:

1. *Formación de Guadix*.—Continuación hacia el E. de la que ocupa la mayor parte del sector occidental. Las características litológicas y genéticas son por tanto similares. Aflora en el borde N. de este sector.

2. *Formación de Baza*.—Constituida por calizas, margocalizas, yesos y lutitas. Se trata de una formación de tipo albufera, donde se mezclan fau-

nas salobres con salinas. Aflora ocupando la mayor parte de este sector oriental.

3. *Formación de Serón-Caniles*.—Constituida por conglomerados, arenas y localmente lutitas y calizas arrecifales. Es la única de las formaciones que presenta (parcialmente) carácter francamente marino.

Todas estas formaciones se relacionen entre sí por cambios laterales de facies, en conjunto oblicuos a la estratificación, aunque en detalle presentan gran cantidad de indentaciones muy bruscas.

Se hará la descripción de las características de cada una de estas formaciones y a continuación se estudiará la relación existente entre todas ellas, tanto de este sector como del occidental.

#### Formación de Guadix

Ocupa la parte septentrional de este sector. Aflora en los cauces altos de los ríos Guadalentín, del río Castril y Guardal, al N. de Cuevas del Campo, Cortes de Baza y Castillejas respectivamente. En las regiones intermedias entre dichos ríos, la *Formación de Guadix* queda cubierta por los materiales del Cuaternario antiguo.

En los cortes de los citados ríos se observan los cambios laterales de facies hacia el S., para pasar a la *Formación de Baza*.

#### Características litológicas

Son muy similares a las descritas en el sector occidental. Los materiales dominantes son los conglomerados y arenas en este orden de abundancia. Los conglomerados son de cantos calizos, constituidos fundamentalmente por materiales de edad jurásica y nummulítica. El cemento arenoso domina sobre el arcilloso, el cual es poco abundante. Muy localmente existen niveles con cemento calcáreo, tanto más frecuentes cuanto más hacia el borde. Este procede de aguas cargadas de bicarbonato cálcico, que por infiltración hacia las partes superiores de los estratos daría en las superficies externas de los mismos costras de exudación.

Los conglomerados son dominantes en el borde N. del afloramiento. Hacia el S. parcialmente son sustituidos por arenas y areniscas. Estas son de características similares a las descritas en el sector occidental para esta misma formación. Presentan ligeras diferencias, de manera que las de este sector están en general menos seleccionadas; el cemento detrítico es muy poco abundante, y por el contrario, el carbonatado es bastante frecuente, ligado con la existencia de costras de exudación,

como en el caso de los conglomerados. Las arenas y areniscas forman bancos aislados de escasa potencia, o bien, cemento de los conglomerados.

En conjunto, la formación presenta un color pardo-rojizo que le hace contrastar vivamente con la *Formación de Baza*, la cual muestra un color blanco muy característico.

#### Relación con el sector occidental

La relación de esta formación con la del mismo nombre del sector de Guadix es tal que constituyen un cuerpo único. El afloramiento del sector oriental es, pues, una continuación por su extremo NE. del gran afloramiento que ocupa la mayor parte del sector occidental. Hacia la región de Cuevas del Campo-Zújar, se observa cómo el afloramiento de esta formación en ambos sectores se une.

Puesto que presenta igual litología y continuidad de afloramiento, se ha considerado más oportuno denominarlas de modo idéntico y considerarlas para todos los aspectos como una unidad litoestratigráfica única.

#### Formación de Baza

Bajo este nombre se define a un conjunto litoestratigráfico constituido por rocas de precipitación química (carbonatos y evaporitas), que ocupan la mayor parte de este sector occidental, desde Baza hasta Huéscar, y desde Caniles hasta Cortes de Baza.

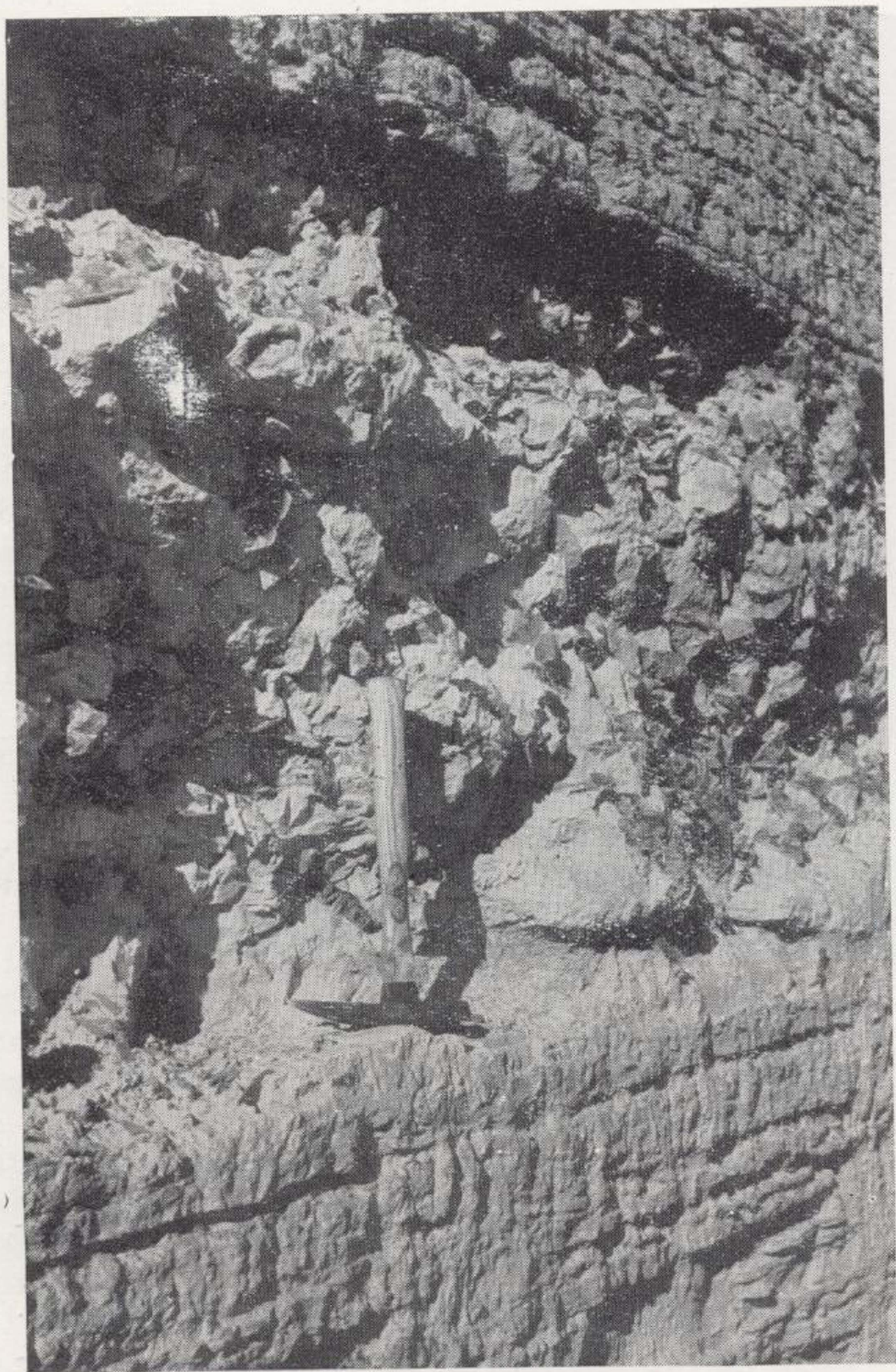
Contrasta con las otras formaciones por estar constituido por rocas de precipitación química, de modo dominante, mientras que las formaciones que la rodean presentan un fuerte predominio de rocas detríticas.

Esta formación fue incluida anteriormente (Vera, 1969) dentro de la *serie de Baza*, al adoptar la nomenclatura de mediados de siglo establecida por Falot, Solé... Sin embargo, se considera muy oportuno para uniformar la nomenclatura de la depresión dividir la denominada *serie de Baza* en dos formaciones de características litológicas y genéticas diferentes: la *Formación de Baza* y la *Formación de Serón-Caniles*. Esta última está caracterizada por un fuerte dominio de rocas detríticas gruesas y medias, y por la presencia de niveles de calizas arrecifales.

#### Características litológicas

Los materiales dominantes en esta formación son las calizas y calizas margosas de colores muy





Detalle de los niveles de acumulación de cristales de yeso en «puntas de flecha». Corretera de Baza a Cullar Baza.



blancos. Le siguen en importancia las lutitas y los yesos.

Las calizas y calizas margosas que constituyen el gran conjunto de esta formación presentan porcentajes de carbonatos del 80 al 95 por 100. Fundamentalmente es carbonato cálcico, aunque localmente la dolomita pueda alcanzar alguna importancia. La textura corresponde a una calcilita; cuando son compactas a micritas y localmente dolomicritas. En algunos puntos muy concretos la



Detalle de la *Formación Serón-Caniles*, en el borde de la cuenca. Los cantos son de micaesquistos y de calizo-dolomías. Trinchera de la carretera de Alcontar a la Estación de Serón.

cantidad de organismos existentes permiten pasar a biomicrofitas.

El depósito de las mismas se ha efectuado en un medio acuoso con ausencia total de corrientes. La diagénesis que han sufrido las calizas es muy débil, por lo cual presentan un aspecto externo terroso muy característico. Localmente entre el extremo Norte de la sierra de Baza y el Jabalcón, las calizas se hacen más compactas, presentando un aspecto externo muy similar a las «calizas de los páramos» del Pontense de otros puntos de España.

Los niveles calcáreos se presentan en estratos de potencia media de unos 5 m. Constituyen toda la trama de la *Formación de Baza*, ya que los demás materiales se mezclan o intercalan siempre minoritarios. Muy localmente muestran unos nódulos parcialmente silíceos de colores pardos y forma muy irregular, pero que en conjunto se adaptan perfectamente a la estratificación.

El yeso se presenta bajo dos formas diferentes. En unos casos forma bancos con gran continuidad lateral, mientras que en otros casos se presenta formando maclas de punta de flecha, que se acumulan en niveles donde dichas maclas pueden llegar a ser dominantes.

En el primer caso, o sea, cuando el yeso forma niveles continuos, se observa que estos están intensamente replegados. La simetría de los pliegues es nula, por lo que se considera como debidos

al paso de anhidrita (sedimento originario) al yeso, con el consiguiente aumento de volumen. Debido a la plasticidad de los materiales son frecuentes los cambios de espesor lateral en los lechos de yeso. Este espesor suele oscilar entre 1-10 cm. en la mayoría de los casos.

Cuando el yeso se presenta en puntas de flecha, éstas se asocian en bancos de 1 m. de espesor medio, en algunos de los cuales el yeso es mayoritario sobre las calizas margosas o margas que lo unen. En la carretera de Baza a Cúllar Baza (ver fotografías), se observan en bastantes tramos del trayecto, tres niveles muy característicos de acumulaciones de punta de flecha; estos mismos niveles se cortan por la carretera de Baza a Benamaurel.

Las lutitas se presentan con fracción minoritaria en las calizas y calizas margosas. Localmente, hacia los bordes, se presentan niveles donde

los limos y/o arcillas predominan sobre los carbonatos. Esto ocurre en la parte occidental de Baza, al SE. de Zújar. En el corte de la carretera que une dicho pueblo con Baza, aparecen niveles arcillosos de color violáceo y gris, muy característicos, que son explotados para ladrillería.

#### *Distribución de facies y potencia*

Puesto que se considera como *Formación de Baza*, solamente al conjunto de calcilitas y cali-

1 m. de calizas micríticas de color pardo muy porosas.

0,3 m. margocalizas blancas de aspecto terroso.

0,7 m. calizas margosas blancas.

4,5 m. calizas micríticas y gasterópodos. Débiles intercalaciones margosas.

5 m. margocalizas blancas que en la parte terminal muestran restos de raíces piritizadas.

1 m. calizas margosas blancas.

0,6 m. de limos azules grisáceos.

18 m. de calizas margosas blancas con gasterópodos.



Corte de la carretera de Baza a Huércal-Overa, Km. 26,3. Se observan dos niveles de caliza arrecifal, construidas de corales y en la parte superior además *Ostreas*. Extremo SE. de la *formación de Serón-Caniles*.

zas margosas con evaporitas, las variaciones internas de facies son muy débiles. Se limitan a la desigual distribución de los carbonatos y la fracción arcillosa, así como la distribución de las evaporitas.

En la mayor parte de la zona ocupada por esta formación, el dominio corresponde a calizas margosas de aspecto externo terroso, como material uniforme tanto en sentido vertical como lateral.

Solamente en la región comprendida entre el Jabalcón y el N. de la sierra de Baza se tienen variaciones, en el sentido de que los niveles calizos y lutíticos están más diferenciados. Al W. de Baza se tiene la siguiente serie parcial, levantada a partir del cruce de la carretera Granada-Murcia, con la de Baza-Huércal Overa hacia el W.

1,5 m. de margocalizas blancas.

1 m. de calizas compactas de estructura nodulosa.

3 m. de limos verdoso-amarillentos.

10 m. de calizas micríticas con estructura nodulosa.

1,4 m. calizas micríticas de color rosado.

3 m. calizas micríticas blancas compactas.

Sobre estos materiales se tiene el pie de monte cuaternario.

Las calizas micríticas muestran un aspecto muy similares a las «calizas de los páramos», al contrario que en el resto del afloramiento donde el aspecto terroso es dominante. Por otra parte, destaca también la existencia de niveles de lutitas con escasa fracción carbonatada,





Detalle de la *Formación Serón-Caniles*, en el borde de la cuenca. Los cantos son de micaesquistos y de calizo-dolomías. Trinchera de la carretera de Alcontar a la Estación de Serón.





Corte de la carretera de Baza a Huércal-Overa, Km. 26,3. Se observan dos niveles de caliza arrecifal, construidas de corales y en la parte superior además Ostreas. Extremo SE. de la *formación de Serón-Caniles*.



Hacia el W., los niveles calizos cada vez son menos abundantes por cambiar lateralmente a arcillas.

En los demás bordes del afloramiento, las calizas margosas de aspecto terroso llegan a ponerse en contacto, por cambio lateral de facies, con las formaciones detríticas colindantes (*Formación de Guadix*, al N. y W., y *Formación de Serón-Caniles* al S. y SE.).

Las evaporitas se distribuyen de modo irregular, alcanzado el máximo en la región comprendida entre Baza-Benamaurel-Galera y Cúllar Baza, o sea, en la mayoría de la parte central del afloramiento de esta formación. En conjunto, los niveles de evaporitas dominantes son los de acumulaciones de «puntas de flecha»; los niveles con continuidad lateral son minoritarios, y alcanzan máximas potencias en la región de Galera, donde son objeto de explotación.

La potencia de esta formación es difícil de deducir, ya que no se observa el muro prácticamente en ningún punto. Se pueden obtener datos de potencia mínima con las diferencias de altitudes dentro del afloramiento, ya que las capas son horizontales. En la parte central la serie tiene una potencia visible de 300 m. La potencia real posiblemente sea superior a los 1.000 m., como se deduce de los datos geofísicos de la región (Esteban, 1968).

Hacia los bordes del afloramiento las potencias disminuyen, como se deduce a partir de las potencias de las formaciones detríticas equivalentes que la rodean. Por otra parte, como el borde de esta formación es por cambio de facies oblicuo a la estratificación, la potencia de los materiales carbonatados disminuye fuertemente y de modo desigual, según los puntos.

#### Bioestratigrafía y cronoestratigrafía

Los organismos que se encuentran en esta formación son muy diversos; sin embargo, en su mayor parte son formas sin valor cronoestratigráfico importante; por el contrario, permiten precisar con bastante exactitud el medio en que se efectuó el depósito de esta formación.

Los datos anteriores se refieren a gasterópodos de la parte inferior de esta formación y vertebrados de la parte superior de la misma.

Los gasterópodos de esta formación fueron estudiados por Jodot (1953). Las muestras estudiadas proceden del Cortijo de Pesquera, y corresponden a niveles bajos de esta formación. Son atribuidos al Plasenciense inferior, o sea, a la base del Plioceno.

Los vertebrados fueron descritos por Fallot y otros (1950). Se trata de *Elephas meridionalis* Nesti, en los alrededores de Cortes de Baza. El yaci-

miento se localiza en una intercalación detrítica hacia la parte superior de esta formación.

Los ostrácodos son muy abundantes localmente. Han sido estudiados por la Srta. Borragan, y corresponden a asociaciones mono-específicas de *Cyprideis torosa* Jones, que viven desde el Plioceno hasta nuestros días, en aguas muy poco profundas y salobres.

Los peces encontrados han sido estudiados por el Sr. Bauzá, y no han podido precisar ni edad ni medio, ya que se trata de organismos que viven desde el Eoceno hasta nuestros días, y en aguas de distinta salinidad.

Los foraminíferos son muy escasos, pero están presentes en diversos niveles. Se trata de formas tanto planctónicas como bentónicas, sin valor cronoestratigráfico importante, pero que nos indican que esta región presentó comunicaciones eventuales con el mar abierto.

Existen también diatomeas, en algunos casos muy abundantes; hasta el momento no han sido estudiadas.

Por todos los datos anteriores descritos tanto bioestratigráficos como también por los litológicos, se llega a las siguientes conclusiones acerca de la formación de Baza:

1. El medio de depósito de esta formación fue una albufera poco profunda de aguas salobres y con comunicaciones eventuales con el mar abierto. El clima debió ser bastante cálido.
2. La edad más probable para esta formación es el Plioceno (incluido el Villafranchiense), sin que se pueda descartar que comprenda además el Mioceno superior.

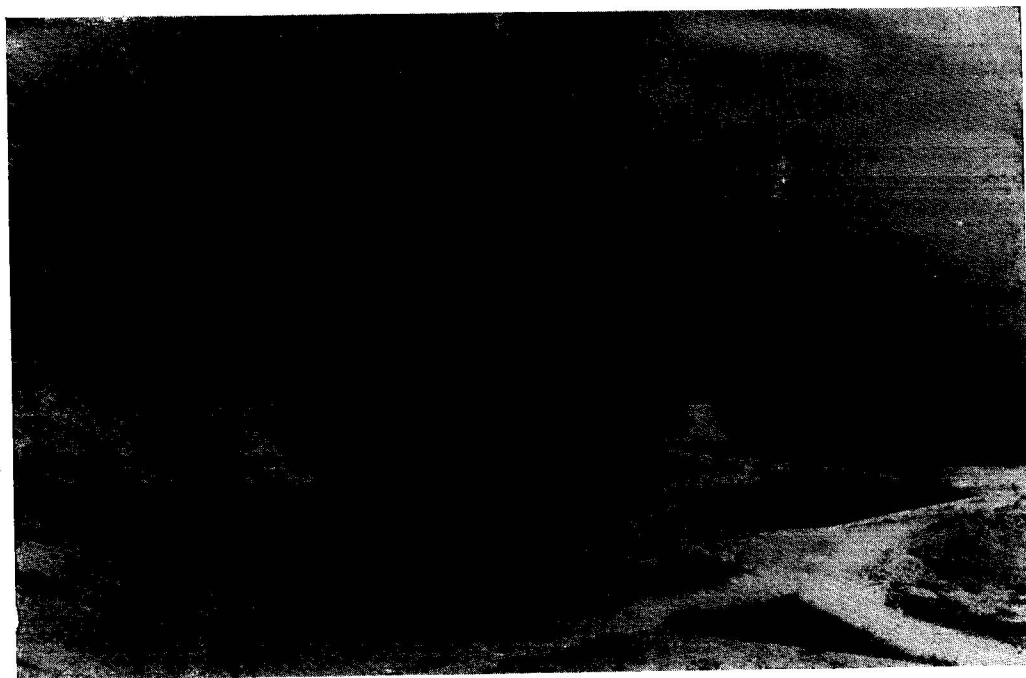
#### Formación de Serón-Caniles

Bajo este nombre se define al conjunto de materiales detríticos que afloran desde el S. de Baza hasta Serón (extremo SE. de la depresión) y que ocupan todo el borde meridional de este sector de la depresión.

Las características más notables de esta formación es la de presentar faunas marinas típicas, en especial arrecifes de corales y niveles de lamelibranquios. Es cortada por las carreteras de Caniles a Fiñana (en construcción), la de Baza a Huércal Overa, y la que partiendo de esta va hacia Alcontar.

#### Características litológicas y distribución de facies

Los materiales más abundantes en el conjunto de esta formación son los conglomerados y las arenas. Menos desarrollo alcanzan las lutitas y calizas arrecifales que son francamente minoritarias.



Fuente de San Juan, al S. de Baza. Intercalación de conglomerados de la *Formación de Serón-Caniles* en las margas y margocalizas de la *Formación de Baza*. La fuente mana en la parte inferior del lentejón de conglomerados.

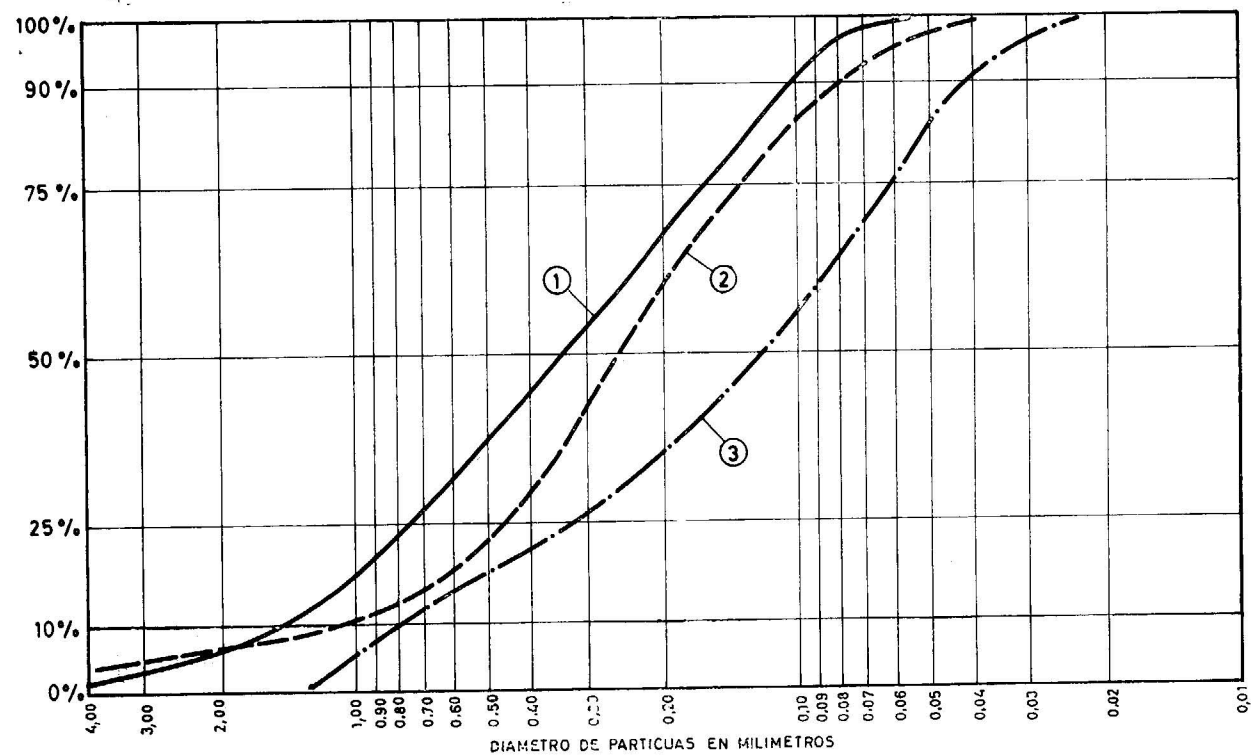


Fig. 8.—Curvas acumulativas de los análisis granulométricos de arenas de la *Formación de Serón-Caniles*.





Fuente de San Juan, al S. de Baza. Intercalación de conglomerados de la *Formación de Serón-Caniles* en las margas y margocalizas de la *Formación de Baza*. La fuente mana en la parte inferior del lentejón de conglomerados.



Los conglomerados son los materiales mayoritarios, en especial, en el borde S. de esta formación. Los cantos están constituidos por materiales esquistosos y calizo-dolomíticos de la zona Bética s. str. El tamaño es extremadamente variable en función a la distancia al borde de la cuenca. En el mismo borde (por ejemplo, en Alcontar) se observan cantos de diámetro superior a 1 m.; hacia la parte N. (por ejemplo, en Caniles) muestran un tamaño medio de 0,5-5 cm. y lateralmente pasan a arenas y lutitas. El cemento de los conglomerados es arenoso y muy localmente además carbonatado.

Las arenas y areniscas son tanto más abundantes cuanto más lejos del borde de la cuenca. En éste se limitan a constituir cemento de los conglomerados, mientras que hacia el interior forman bancos propios que llegan a ser más abundantes y potentes que los niveles de conglomerados.

Las arenas y areniscas están constituidas por fragmentos de rocas metamórficas, cuarzo y feldspatos en este orden de abundancia. El cuarzo es siempre menor del 50 por 100. El cemento lutítico es menor del 10 por 100, y en algunos casos está prácticamente ausente. Corresponde a arenas del grupo de subgrauvacas, según la clasificación de Pettijohn (1957). El color es gris o pardo oscuro, debido al gran contenido de fragmentos de micaesquistos y otras rocas metamórficas.

La textura es muy diversa según los puntos. La granulometría nos da resultados muy diversos. Los más característicos se recogen en la figura 8. En ella la curva 1 corresponde a muestras de Caniles. Por la forma de la curva y la ausencia de fracción lutitas, se puede atribuir a un sedimento de playa. Los gráficos CM de Pasiega, correspondientes a este punto (Vera, 1969) nos confirman esta atribución. La curva 2 es de muestras cercanas a la estación de Serón, de los niveles ligados a los arrecifes de corales. Nos muestra una mayor selección y su depósito debe estar ligado a corrientes laminares uniformes. La curva 3 corresponde a una muestra representativa de Rejano, o sea, del borde externo de esta formación. Presenta una selección muy inferior a la de las muestras anteriores y parece corresponder a depósitos fluviales. El ambiente de depósitos de esta formación fue diverso y complejo. Correspondería a un depósito fluvial en los bordes S. y SW., que hacia el N. pasa a un régimen de albufera indicado para la *Formación de Baza*. Lógicamente en medio habría una franja de depósito de playa. Hacia el SE el ambiente sería más complejo, ya que sería la zona de comunicación de la albufera con el mar abierto. Puesto que esta comunicación fue tan sólo eventual, tendremos épocas de corrientes de los tipos más diversos.

Las lutitas son muy escasas en esta formación y

cuando aparecen lo hacen en las zonas más próximas al cambio de facies con la *Formación de Baza*.

Los niveles más característicos litológicamente son los de calizas organógenas constituidos por corales y algas. Forman un biolítico típico, o sea, un arrecife autóctono. Se han localizado tres niveles de calizas arrecifales distintos, que corresponden a tres épocas de condiciones óptimas para su desarrollo. Estos tres niveles son cortados por la carretera de Baza a Huércal Overa, hacia el km. 26,3. Presentan una potencia media de 1 m. En la parte superior se suelen encontrar lumaquelas de ostreas. Estos niveles arrecifales nos indican de modo bien claro el carácter marino de por lo menos parte de esta formación. Estos niveles son el testigo de la existencia de comunicaciones eventuales del mar abierto con la albufera, donde se depositó la formación de Baza; esta comunicación se efectuaría a lo largo de la cuenca actual del río Almanzora.

#### Bioestratigrafía y potencia

Las características bioestratigráficas concuerdan perfectamente con los datos anteriormente expuestos. Así destaca el hecho de que en las líneas de costas deducidas por datos sedimentológicos, aparecen niveles muy característicos de lumaquelas de lamelibranquios.

Los corales y su asociación con las ostreas, nos permiten pensar en que se tratase de arrecifes costeros, localizados en la zona del umbral de comunicación de la albufera al mar.

Las precisiones cronoestratigráficas a partir de los organismos de esta formación son nulas. Puesto que se trata de un cambio de facies con respecto a la formación de Baza, ambas se consideran de la misma edad.

La potencia de esta formación varía según los puntos; hacia donde cambia de facies, por el N. presenta potencias de 200-300 m., mientras que hacia el S. se va reduciendo progresivamente hasta su desaparición.

#### RELACIÓN ENTRE LAS DISTINTAS FORMACIONES

Uno de los aspectos más delicados en el estudio de esta depresión es precisamente el de la relación entre las formaciones anteriormente descritas. Estas son en el sector occidental: la *Formación de Guadix* y la *Formación de Gorafe-Huélago*, y en el sector oriental, la *Formación de Baza*, la *Formación de Serón-Caniles* y la *Formación de Guadix*, anteriormente descrita, que ocupa también la parte septentrional de este sector.

Para ver la relación entre las formaciones se han tenido que seguir exclusivamente métodos de co-

relación litoestratigráficas, ya que como anteriormente se indicó, la escasa fauna existente no permite dataciones precisas del conjunto de la formación, y por tanto, menos aún, localizar niveles guías para poder establecer correlaciones bioestratigráficas.

Los métodos litoestratigráficos seguidos son, en primer lugar, la continuidad de estratos, ya que las condiciones de observación son en general excelentes y permiten seguir un mismo estrato a grandes distancias. Además de este método se ha seguido el de interpretación de análisis sedimentológicos, en especial, el del control de las variaciones litológicas.

cia hacia la región donde aflora la *Formación de Gorafe-Huélago*.

Este hecho nos hace pensar que la relación entre ambas sea por un cambio lateral de facies. La asimetría en la disposición del lago se explica debido a que los relieves de la parte meridional son mucho más abruptos que los de la parte septentrional, lo cual influiría enormemente en la distribución de los sedimentos detríticos.

Efectivamente, dicho cambio de facies se nos pone de manifiesto, aunque la geometría del mismo es algo compleja.

Al seguir las capas con detalle en los cortes que nos muestran en especial las laderas de los ríos Gor

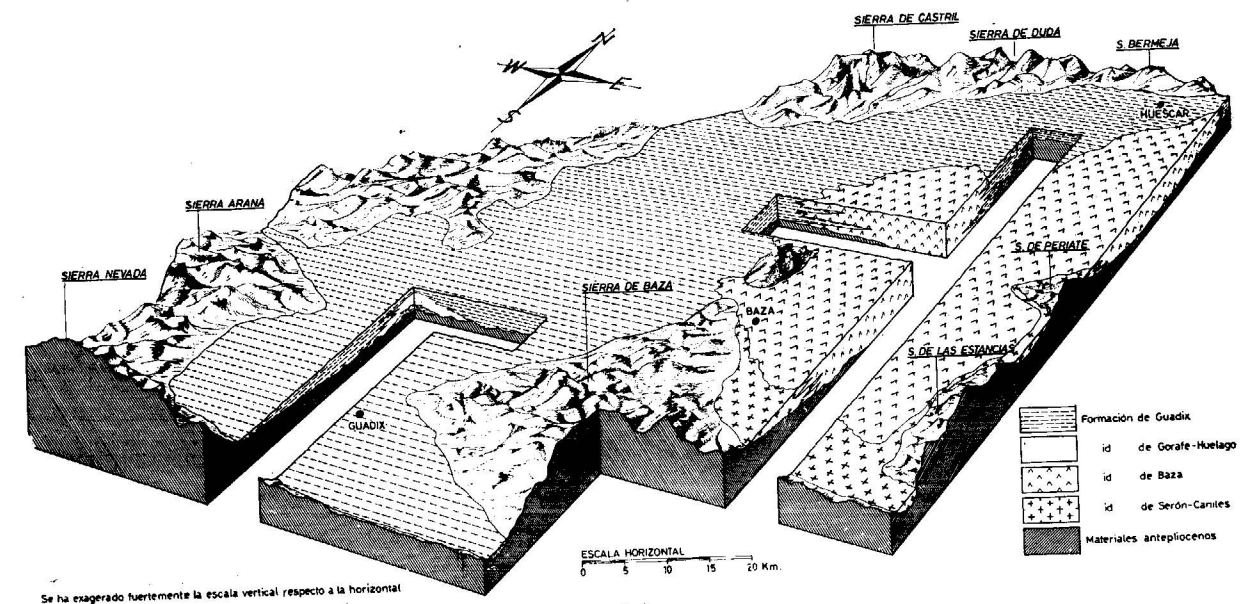


Fig. 9.—Esquema de la relación entre las distintas formaciones del Plioceno de la Depresión Guadix-Baza.

Puesto que en todo el conjunto de la depresión estas formaciones se mantienen subhorizontales, excepto en algunos puntos por ejemplo, Galera, por la simple comparación de cotas se pueden correlacionar algunos niveles.

#### Relación de la Formación de Guadix y la Formación de Gorafe-Huélago.

En el sector occidental de la Depresión la mayor parte es ocupada por la *Formación de Guadix*, que como anteriormente se indicó, se depositó en un régimen fluvial. Hacia el centro de la mitad septentrional de este sector, se dispone la *Formación de Gorafe-Huélago*, lacustre. Las medidas de dirección de corrientes en la *Formación de Guadix*, efectuadas en la estratificación cruzada de los paleocanales, de un modo estadístico nos indican una convergen-

y Fardes, se puede observar la geometría del cambio de facies por la parte meridional de la *Formación Gorafe-Huélago*. Este tiene lugar mediante una superficie que muestra fuertes y frecuentes intercalaciones de una formación en el seno de la otra.

Refiriéndose a la superficie media de este cambio de facies (prescindiendo de las indentaciones) se puede observar que éste se efectúa en distinta vertical en relación con la horizontal, de tal modo que cuanto más al N., el cambio se efectúa en niveles más altos. El cambio de facies es, pues, oblicuo a la estratificación, de manera que hacia el N. la *Formación de Gorafe-Huélago* equivale a términos más altos de la *Formación de Guadix*.

Se interpreta este hecho de un modo bastante simple, en el sentido de que esta región constituiría una cuenca endorreica, en donde se depositan materiales fluviales en el conjunto, salvo en la parte más deprimida en la que habría un lago. Este lago



tendría una extensión y posición variable a lo largo del tiempo. Las intercalaciones a manera de indentación de una formación dentro de otra corresponderían a variaciones eventuales en la extensión del lago. La disposición general, anteriormente aludida, de manera que hacia el N. la *Formación de Gorafe-Huélago* equivale a términos más altos de la *Formación de Guadix*, se explica por un desplazamiento progresivo del lago hacia el Norte.

El cambio de facies por la parte septentrional de la *Formación Gorafe-Huélago*, no se observa con la misma claridad que en la parte meridional, ya que la erosión ha barrido la mayor parte de los materiales, al encajarse el río Fardes en esta región. No obstante en los alrededores de Huélago se puede seguir y se observa un régimen similar al anteriormente descrito, de manera que cuanto más al N., la formación de Gorafe-Huélago equivale a términos más altos de la formación de Guadix.

Otro problema planteado es el que si las dos formaciones equivalen totalmente entre ellas en su potencia total, o sólo de un modo parcial.

Se ha hecho la reconstrucción de las formaciones en el espacio y se puede comprobar cómo, en la parte meridional, sobre la *Formación de Gorafe-Huélago* se dispone parte de la formación de Guadix, mientras que en la parte septentrional la disposición es la contraria. La primera de las formaciones constituye un conjunto litológico de forma de cuña inclinada hacia el S., de manera que para una vertical determinada, la equivalencia con la *Formación de Guadix* será variable respecto a otras, la posición en el espacio queda esquematizada en la figura 9.

#### *Relación entre la Formación de Guadix y la Formación de Baza*

La relación entre estas dos formaciones se efectúa de modo similar al de las anteriores.

El contacto entre ambas es por un cambio lateral de facies oblicuo a la estratificación, con fuertes indentaciones de una formación dentro de la otra.

El cambio de facies se observa excelentemente en las laderas del río Guardal, aguas arriba de Castillejar; en las del río Castril, aguas arriba de Cortes de Baza; y en las del Guadiana Menor, al N. del Jabalcón. Especialmente en este último se observa que las intercalaciones aludidas alcanzan una amplitud considerable, del orden de varios kilómetros.

Puesto que la *Formación de Guadix* se depositó en régimen fluvial y la *Formación de Baza* corresponde a una albufera, como ya anteriormente se indicó, este cambio de facies se explica cómo el

paso de una zona emergida donde hay depósitos fluviales en llanuras de inundación y otra zona sumergida que constituiría una albufera muy somera, y donde predominaron los depósitos de precipitación química y los detríticos muy finos que a ella llegaron.

Los límites entre ambos ambientes de depósito, o sea, la línea de costas, variarían a lo largo del tiempo, lo que dio lugar a estas intercalaciones de una formación en otra; se observa como tendencia general, que hacia la parte superior la *Formación de Baza* ocupa mayores extensiones, o sea, que dicha albufera fue aumentando de extensión a lo largo del tiempo. Este aumento no se efectuó de un modo gradual, sino con fuertes oscilaciones, que ocasionaron las intercalaciones aludidas. Las causas de todos estos cambios están ligadas a la distribución de aportes y, por tanto, en definitiva, a factores climáticos.

En la figura 9 queda reconstruida la posición esquemática en el espacio de las relaciones entre estas dos formaciones.

#### *Relación entre la Formación de Baza y la Formación Serón-Caniles*

Es la más dudosa para la interpretación, ya que las condiciones de observación no son tan claras como en las anteriores. Sin embargo, entre los datos geológicos de campo y los de subsuelo (sondeos y geofísica), estos últimos del equipo del Plan Hidrogeológico del Guadalquivir, del Instituto Geológico y Minero de España, en colaboración con la F. A. O., se puede hablar con seguridad de este hecho.

La relación entre las dos formaciones se efectúa mediante un cambio lateral de facies similar a los anteriormente descritos. No obstante, puesto que el ambiente de depósito de la *Formación Serón-Caniles* es complejo y no único, hay diferencias respecto a los anteriores.

En las proximidades de Baza, al S. de la ciudad, se observan unas intercalaciones de conglomerados de cemento calizo en el seno de las margas y calcilitas de la *Formación de Baza*. Estas intercalaciones presentan formas de lentejón y ligadas a ellas manan unas magníficas fuentes (fuente de San Juan y Siete Fuentes). Sondeos efectuados por el equipo hidrogeológico anteriormente citado, en la región comprendida entre Baza y Caniles, nos permiten asegurar que este sistema de intercalaciones detríticas gruesas se continúa en profundidad. Se trataría de la *Formación de Serón-Caniles*, que ocuparía el borde de la cuenca y penetraría hacia el interior de la misma mediante frecuentes indentaciones (Vera, 1969).

En el corte de los ríos Gállego y Golopón, en las proximidades de Caniles, aguas arriba de este

pueblo, igualmente se observa el cambio de facies entre ambas formaciones, con frecuentes indentaciones, aunque no de la importancia de las del S. de Baza. En los alrededores del pueblo de Caniles se localizó la línea de costas mediante el método de los diagramas C. M. de Pasiega (Vera, 1969), la cual viene igualmente marcada por la presencia de un nivel de lumaquela de lamelibranquios, que se observa en el corte de la carretera de acceso a Caniles por el E. del mismo.

En el extremo SW. de la Depresión, en el estudio efectuado por Maldonado (1969) mediante un levantamiento de numerosas series estratigráficas, reconstruye el mapa de litofacies para el Plioceno de la región y pone de manifiesto igualmente el cambio de facies entre ambas formaciones el cual se efectúa de un modo similar.

Igualmente, en la figura 9 se reconstruye la relación en el espacio entre ambas formaciones.

#### *Cronoestratigrafía de las distintas formaciones*

Los escasos datos paleontológicos con valor cronológico con que se cuentan en el conjunto de estas formaciones no permiten grandes precisiones, y ni siquiera conocer con exactitud la edad de los niveles basales y terminales de cada una de las formaciones.

Los datos de las faunas anteriormente descritos, correspondientes a la *Formación de Baza* y a la *Formación de Guadix*, permiten atribuir ambas a un Plioceno, incluyendo, al menos en parte, el Villafranquense.

No se tienen argumentos para descartar la posibilidad de que el Mioceno superior esté también representado en la base de estas formaciones, aunque no se tiene ningún argumento paleontológico que lo confirme.

Sobre la equivalencia en el tiempo de las distintas formaciones no se tienen dudas, puesto que los cambios laterales de facies entre ellas son evidentes. Sin embargo, se duda fuertemente sobre la equivalencia exacta de los niveles basales y terminales de las distintas formaciones, o sea, que tengan exactamente la misma edad todos los niveles inferiores y superiores.

Quedan, pues, incluidas estas formaciones en una edad pliocena s. lat. sin que se pueda por el momento concretar más esta atribución. La aparición de nuevas faunas de vertebrados podrían, en su día, precisar la cronoestratigrafía.

#### *Características de la cuenca sedimentaria pliocena*

Por los datos anteriormente descritos se pueden deducir las características de la cuenca sedimentaria pliocena de esta región.

Los ambientes de depósito que se muestran en el conjunto de la depresión son diversos y complejos, pues mientras tenemos zonas donde predominan los sedimentos fluviales, en otras, por el contrario, son sedimentos lacustres o de albuferas donde se depositan materiales de precipitación química.

El régimen fluvial se extiende por la mayor parte del sector occidental y la parte septentrional del sector oriental, hasta la región de Huéscar. Es la zona correspondiente a la formación de Guadix.

En el sector occidental se individualiza un lago donde se depositan las calizas y arcillas con lignitos de la *Formación de Gorafe-Huélago*.

Todo el conjunto fluvial cambia hacia el W. y S. a una albufera poco profunda, donde se depositan calcilitas y evaporitas (*Formación de Baza*). Esta albufera estaría en contacto con el mar abierto, de manera que, las «renovaciones» de agua evitaría que se depositaran o se conservaran evaporitas de mayor solubilidad, que el yeso-anhidrita.

Hacia el extremo SE. de la depresión, en la región de Caniles-Serón, el régimen de depósito para la formación de este nombre es muy complejo. Según los puntos de la misma será fluvial, costera, de estuario, episodios arrecifales, y en su mayor parte con influencia marina, ya que la comunicación con el mar abierto se efectuaría por este punto (Solé, 1959). En la comunicación exacta, localizada en el cauce alto del río Almanzora, cerca de Serón, alternan los episodios de arrecifes de corales con depósitos debidos a corrientes de turbidez (Maldonado, 1969).

La distribución de ambientes de depósitos es la que se esquematiza en la figura 10.

En cuanto a la distribución de facies por el Plioceno, se construyó un mapa de litofacies para el conjunto de la Depresión (Vera, 1970), referido a un diagrama triangular, en cuyos vértices figuran ruditas, arenas-lutitas y rocas de precipitación química (carbonatos y evaporitas).

Los factores que rigen la distribución de los sedimentos son: proximidad a los bordes de la cuenca, tipos de relieves circundantes y posición respecto al mar.

Así tenemos que en el dominio netamente fluvial, en las proximidades de los relieves marginales, tendremos conglomerados con una extensión tanto mayor como más abruptos sean los mismos.

#### CUATERNARIO ANTIGUO

Bajo este nombre aludimos a un tramo muy característico, que se coloca sobre los materiales del Plioceno anteriormente descritos. Denominamos Cuaternario antiguo a los materiales deposi-



tados antes de individualizarse la red fluvial actual mientras que a los materiales posteriores los llamaremos Cuaternario reciente.

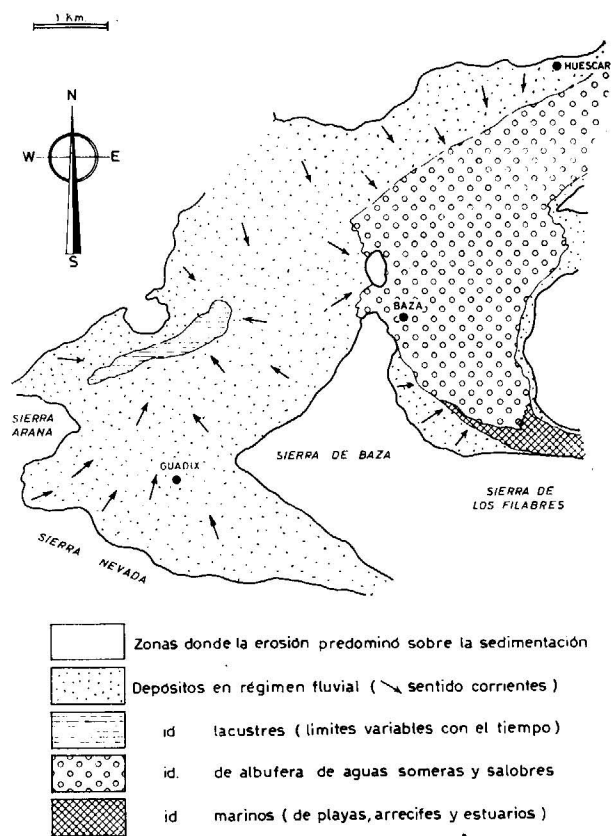


Fig. 10.—Reconstrucción de ambientes de depósitos durante el Plioceno en la Depresión de Guadix-Baza.

Esta división en Cuaternario antiguo y reciente sólo quiere indicar una cronología relativa entre ambos, sin que se pretenda que equivalga con las divisiones cronoestratigráficas del Cuaternario, ya que la falta de fósiles no permite hablar de edades precisas dentro del mismo.

El Cuaternario antiguo se diferencia tanto por datos sedimentológicos como geomorfológicos. Corresponde en las partes marginales con el nivel de colmatación de la cuenca, mientras que hacia el interior de la misma pasa progresivamente a un nivel morfológico que se encaja en los materiales anteriores, formando un glacis.

#### Características sedimentarias

En la zona marginal está constituido por brechas y conglomerados, sin apenas selección, cemento arenoso y, a veces, además, cemento calizo.

La naturaleza de los cantos es idéntica a los de los relieves circundantes, y, por consiguiente, a los de los conglomerados de las formaciones pliocenas infrayacentes.

Presenta un buzamiento original, o sea, debido al depósito, de unos 2-5° hacia el centro de la cuenca, aunque en los bordes de la misma pueda alcanzar buzamientos superiores a los 10°, en el mismo sentido indicado.

La potencia es muy variable, según la distancia al borde de la cuenca. En algunos puntos de dicho borde alcanza espesores superiores a 30 m., al formar vértices de conos de deyección. La potencia media, sin embargo, oscila entre los 2 y 5 metros. Hacia el interior va adelgazándose progresivamente hasta llegar a un punto en que cambia su litología, como después se indicará.

Es muy frecuente en estos materiales la presencia de costras de exudación, que cementan las partes superiores de los niveles de brechas o conglomerados. Estas costras son tanto más abundantes cuanto más cercanas al borde de la cuenca.

Todas las características litológicas corresponden a uno de los casos más típicos de depósitos de pie de monte. Las costras de exudación, en especial su abundancia, nos indicarían que en la época de depósito reinó un clima semiárido.

Descansa este tramo sobre los niveles más modernos de las formaciones pliocenas anteriormente descritas, y constituye el nivel de colmatación de la cuenca, ya que una vez depositado tendremos un cambio morfológico total, en el sentido de que predominará la erosión sobre la sedimentación.

Hacia el interior de la cuenca, los materiales anteriormente citados, como típicos de pie de monte, cambian progresivamente a un conglomerado de cemento arcilloso rojizo. La potencia oscila entre los 50 cm. y los 4 m., según los puntos, y como potencia media de 1 m. Morfológicamente se disponen cubriendo una superficie topográfica característica de un glacis, de manera que corresponden al depósito característico del mismo.

En la cartografía se representan con el mismo signo, tanto los depósitos de pie de monte, como los de estos glacis que se disponen a continuación de los mismos. Los glacis que se cartografían por separado corresponden al Cuaternario reciente, y están muy encajados en las series pliocenas.

#### Características paleogeomorfológicas

El clima reinante durante la formación de estos materiales debía ser semiárido y con lluvias torrenciales. En estas circunstancias no existiría una red fluvial definida, sino que las aguas discurrirían por el conjunto de la superficie siguiendo caminos distintos en cada época de lluvias,

Con este cuadro morfológico se puede explicar la formación de los pies de monte y de los glacis. Allí donde las aguas llevasen materiales procedentes de los relieves circundantes, se depositarían los pies de monte, mientras que donde no llegasen los materiales, las aguas discurrirían por la superficie de un modo «libre», con muchos y muy variables cauces, y daría lugar a la formación de los glacis.

Desde el punto de vista morfológico, merece destacarse el que la superficie de los glacis se dispone oblicua respecto a la superficie de colmatación de la cuenca, de manera que en las partes externas coinciden ambas, mientras que hacia el interior los glacis se encajan progresivamente por debajo de dicha superficie de colmatación.

En todos los casos, la superficie inferior del pie de monte y de los glacis es de un tipo especial. Respecto a los materiales infrayacentes descansan discordantemente; esta discordancia no es visible a la escala de afloramiento, pero sí en grandes panorámicas. Se trata de una discordancia angular cuyo ángulo es de 1-3°.

#### Cronoestratigrafía

Pocas precisiones cronoestratigráficas se pueden apuntar sobre estos materiales, dada la falta de fauna casi total. Se han encontrado algunos restos de vertebrados en los alrededores de Gor, en las Cuevas de Ventura. Las muestras han sido estudiadas por el Dr. Truyols, de Oviedo, y entre ellos se han reconocido restos de Mustélidos y Lagomorfos, que no permiten precisiones dado el mal estado de conservación. Sin embargo, parecen existir faunas que no viven en la actualidad en Europa, y que lo hicieron hasta el Pleistoceno.

Por otra parte tenemos la existencia de *Elephas meridionalis* Nesti, en los niveles más altos de las series infrayacentes (Aguirre, 1961).

Podemos, por tanto, atribuir a estos tramos una edad Cuaternario antiguo, sin más precisión.

#### CUATERNARIO RECIENTE

Como se indicó anteriormente, se va a distinguir como Cuaternario reciente al conjunto de materiales depositados después de la individualización de la red fluvial actual.

Son muy importantes los cambios que se producen entre ambos cuaternarios; entre ellos merece destacarse el levantamiento del conjunto de la depresión casi 1.000 m. Recuérdese que en el Plioceno estaba el nivel del mar y que actualmente el nivel de colmatación se sitúa sobre la cota 1.100.

Este levantamiento trae consigo, inmediata-

mente después, la individualización de la red fluvial similar a la actual. La región dejó de ser vertiente mediterránea y fue «capturada» por el Guadiana Menor, afluente del Guadalquivir, pasando a vertiente atlántica. A partir de entonces comienza un período de erosión fuerte, que da lugar al relieve de tierras malas (*bad lands*), tan característico de esta depresión.

La sedimentación, a partir de este momento, se limita a puntos muy concretos, ligados con las corrientes fluviales y bordes de los relieves circundantes. La división de los materiales del Cuaternario reciente se efectúa atendiendo a características geomorfológicas y sedimentarias más que a criterios de edad.

#### Glacis

Nos referimos a los glacis formados por debajo del nivel de colmatación de la cuenca y en relación con la red fluvial actual. Destacan los que se han desarrollado en el sector oriental de la depresión. En esta región (por ejemplo, alrededores de Baza) el nivel más alto de los glacis suele estar, como mínimo, 100 m. por debajo del nivel de colmatación de la cuenca. La génesis de estos glacis es idéntica a la descrita en el Cuaternario antiguo, y la única diferencia es que son más modernos.

Frecuentemente se localizan, ligados a ríos actuales, en una sola de sus laderas, dando lugar a valles asimétricos.

La superficie externa del glacis está constituida por arcillas rojas y pardas con cantos, que cubren la superficie suavemente inclinada, y que presentan potencias de 10 a 90 cm. Su cartografía engorrosa, dado el poco espesor que alcanzan los bordes. Se distinguen de los depósitos aluviales por la forma del relieve, ya que estos se disponen en superficies horizontales, o con ligeras inclinaciones en el sentido de las aguas de los ríos a que estén ligadas.

#### Depósitos aluviales

Se limitan a los existentes en los fondos de los ríos actuales y en algunos casos aislados a terrazas colgadas. Litológicamente los constituyen arenas y conglomerados, productos de erosión tanto de los materiales de relleno de la depresión, como de los relieves circundantes.

Forman terrazas frecuentemente de la altura del río actual, y localmente alcanzan grandes extensiones, tal como ocurre en el río Fardes y sus afluentes en los alrededores de Guadix. En otros puntos, además de esta terraza existe alguna col-



gada con una diferencia de cotas entre ambas, que en general no supera a los 10 m.

El hecho más notable que se nos muestra en estos sedimentos los tenemos en el río Gor, aguas abajo de Gorafe, donde se encuentran en el lecho del río cantos de arcillas armados (*armored mud balls*), que se forman en la actualidad. Sobre su origen y modo de formación se está elaborando por el firmante un trabajo detallado (1).

#### Depósito de pie de monte

En los bordes de la cuenca y en la desembocadura de los arroyos de las sierras circundantes, se localizan conos de deyección recientes, los cuales, en la actualidad, siguen depositándose.

Los materiales constituyentes son arenas y brechas sin cemento alguno. La naturaleza de los cantos, lógicamente viene definida por la naturaleza de las rocas que afloran aguas arriba. Puesto que en el borde S. de la depresión es donde son abundantes estos depósitos, se observará que los cantos dominantes son de calizas y dolomías del Trías alpujárride.

Difieren estos depósitos de los de pie de monte del Cuaternario antiguo, en que en éstos las costas de exudación son muy frecuentes, y en los actuales faltan. Por otra parte, en los actuales se puede observar que están en fase de formación, mientras que los del Cuaternario antiguo están fosilizados y en parte erosionados.

#### Travertinos

En puntos muy locales se depositan tobas calizas o travertinos. Destacan por su magnitud los que aparecen en los alrededores del balneario de los Baños de Alicún. En este caso se trata de una masa de travertinos que llega a alcanzar 60 m. de potencia, y una extensión de unos kilómetros cuadrados. Litológicamente se trata de calizas gruesas de crecimiento sobre restos vegetales muy abundantes.

Su origen está ligado a la existencia de aguas cargadas de bicarbonato; en la actualidad estas aguas encauzadas en acequias, rellenan éstas con depósitos actuales.

En otros puntos de la depresión, tales como el N. de Jabalcón, sector de Hijate, S. de Huélagu, etcétera, existen pequeños afloramientos de travertinos de escasa extensión, y cuyas característi-

(1) VERA, J. A., VILLENA, J. y RIBA, O. (1970): *Sobre el origen de los cantos de arcilla armados (Armored mud balls)*. «Cuadernos de Geología», I-2.

cas litológicas y genéticas son idénticas que para los anteriormente descritos.

#### Derrubios

Por último, dentro del Cuaternario reciente hemos de destacar las zonas cubiertas por derrubios actuales. Se localizan en especial al pie de los relieves más occidentales y en aquellos puntos donde la erosión haya sido de mayor envergadura.

En el mapa se ha suprimido la cartografía de los afloramientos en los que se observe el substratum. Solamente cuando esto no ocurre, es cuando se ha cartografiado con signo especial.

### V. GEOLOGÍA HISTÓRICA

Con los datos anteriormente descritos se puede reconstruir la Historia geológica de la depresión, desde su individualización hasta nuestros días. Lógicamente, puesto que algunos de los datos anteriormente expuestos plantearon hipótesis, en esta historia habrá algunos puntos igualmente hipotéticos.

La individualización de la depresión como cuenca sedimentaria, tuvo lugar después del plegamiento principal, que afectó al conjunto de las Cordilleras Béticas. Como esta etapa no fue simultánea en todos los puntos, su individualización tuvo lugar antes del Aquitaniense, en la parte S., mientras que en la parte N. lo fue después del Burdigaliense. Esto nos explica el comportamiento de los materiales aquitano-burdigalenses como postectónicos o preectónicos, según el caso.

Al principio del Tortonense tenemos una etapa bien definida en la historia de esta depresión. Consiste en una transgresión que hace que toda la depresión quede bajo el nivel del mar. Los límites de costas son difíciles de reconstruir, por los escasos datos disponibles; sin embargo, éstos nos llevan a la conclusión de que serían semejantes a los bordes de la depresión, aunque con numerosas y amplias comunicaciones con el mar abierto por el N. y con otras depresiones más próximas.

Durante el Tortonense, los materiales que se depositan vienen definidos por las características de cada punto, tales como posición respecto a las costas y subsidencia. Esta última muestra magnitudes muy diferentes según los sectores de la cuenca y respecto a otras depresiones, alcanzando el valor máximo en el sector occidental.

Acerca del Mioceno superior nada podemos decir, ya que no se tiene seguridad de su existencia. Caben dos posibilidades: la primera, que sea concordante con el resto de la serie miocena y de facies lacustres como en la Depresión de Granada;

la segunda, que esté representada en las formaciones que atribuimos al Plioceno.

Antes del depósito de las formaciones pliocenas tiene lugar otra etapa significativa en la historia de la depresión. Consiste en un basculamiento general hacia el centro de la misma. Este movimiento trae consigo un cambio paleogeográfico completo, ya que el mar se retira de la mayor parte de la depresión.

En el Plioceno, discordantemente sobre los materiales que sufrieron el basculamiento, se depositaron un conjunto de materiales heterogéneos, que son las formaciones que hemos denominado con nombres locales. Esta heterogeneidad es debida a que reina un ambiente de depósito con características diversas, según las zonas; las formaciones equivalen todas entre sí por cambios laterales de facies.

En régimen de depósito fluvial sería el dominante en la mayor parte de la depresión, en especial en el sector occidental y parte septentrional del sector oriental. En él se deposita la *Formación de Guadix*, fundamentalmente detrítica. En la parte N. del sector occidental y en el seno del régimen lacustre tenemos un lago en el que se deposita la *Formación de Gorafe-Huélagu*. En el sector oriental tendremos una gran albufera donde se deposita la *Formación de Baza*, y la comunicación con el mar se efectúa a través de una zona de características de depósito complejas, donde se deposita la *Formación de Serón-Caniles*.

El depósito durante esta etapa está ligado de modo fundamental con la subsidencia, y allí donde se alcanzan valores máximos de ésta, se puede llegar a tener potencias superiores a los 1.000 metros. La subsidencia diferencial produce discordancias angulares progresivas en el seno de estas formaciones.

El Cuaternario antiguo constituye el nivel de colmatación de la cuenca y cubre la mayor parte de la misma. En el centro, este Cuaternario antiguo pasa a ser un glacis encajado en las formaciones pliocenas, y, por tanto, por debajo del nivel de colmatación.

A continuación tiene lugar otro de los hechos más notables de esta historia. Consiste en el levantamiento de todo el conjunto de la región de un modo importante (del orden de 1.000 m.). Este levantamiento produce fallas inversas que afectan incluso al Cuaternario antiguo. Desde el punto de vista morfológico trae consigo el cambio fundamental de la depresión, ya que ésta pasa de ser vertiente mediterránea a vertiente atlántica, al ser «capturada» por el río Guadiana Menor.

A partir de este momento, la erosión es muy intensa, y los ríos se han encajado muy fuertemente. Se ha desarrollado extensamente el relieve de

*bad lands*. A partir de este levantamiento la sedimentación en la cuenca se va a limitar a puntos extremadamente concretos de su red fluvial.

Departamento de Estratigrafía,  
Universidad de Granada,  
Centro coordinado con el C. S. I. C.

Granada, enero de 1970.

#### BIBLIOGRAFÍA

En la relación adjunta se indican todas las notas y artículos de carácter estratigráfico-regional de la Depresión de Guadix-Baza. La bibliografía sobre los aspectos y técnicas estratigráfico-sedimentológicas se ha reducido exclusivamente a las obras más utilizadas.

- AGUIRRE, E. (1961): *Gisements à Elephas meridionalis Nesbi dans la province de Grenade (Espagne)*. «C. R. Ac. Cs.», de Paris, t. 252, págs. 1.184-1.185.
- ALVARADO, M. M. y SAAVEDRA, J. L. (1966): *Estudio geológico del extremo Nordeste de la Provincia de Granada*. «Bol. del Inst. Geol. Min. de España», t. LXXVII, páginas 99-140.
- BIROT, P. y SOLÉ, I. (1957): *La sédimentation continentale néogène entre Teruel et Baza*, «C. R. Som. Seanc. Soc. Geol. France», núm. 10, págs. 178-179.
- — — (1959): *La morphologie du Sud-Est de l'Espagne*. «Rev. Geogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest», tomo XXX, fasc. III, págs. 210-284.
- CAILLEUX, A. y TRICART, J. (1963): *Initiation à l'étude des sables et des galets*, 3 tomos «Centre de Documentation Universitaire», Paris.
- COLOM, G. (1951): *Estudio sobre las microfauñas de algunas cuencas marinas internas mio-pliocenas de la Cordillera Subbética*. «Bol. R. Soc. Hist. Nat.», t. 49, págs. 157-192.
- DRASCHE, R. von (1879): *Geologische Skizze des Hochgebirgs theiles der Sierra Nevada*. «Jahrbuch der K. K. Geol. Reichsanstalt», Bd. XXX.
- ESTERAN SANTISTERAN, F. (1968): *Investigaciones hidrogeológicas por el método eléctrico en Baza (Granada)*. «Bol. Geol. Min.», t. LXXIX, fasc. 2, págs. 75-81.
- FALLOT, P.; SOLÉ, I.; COLOM, G. y BIROT, P. (1950): *Sur le Néogène des bassins du Guadiana Menor et de Baza*. «C. R. Ac. Sc. de Paris», t. 230, págs. 1.717-1.720.
- — — (1950): *Sur l'âge des couches de Baza et de la Formation de Guadix*. «C. R. Ac. Sc. de Paris», t. 231, págs. 504-507.
- — FAURE-MURET, A. y FONTBOTÉ, J. M. (1960): *Observaciones geológicas sobre el macizo del Mencil y sus alrededores (Provincia de Granada)*. «Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.», núm. 60, págs. 3-72.
- — — (1967): *Observations sur la partie occidentale de la formation de Guadix*. «Bol. Inst. Geol. Min. Esp.», t. LXXVIII, págs. 1-48.



- GONZÁLEZ-DONOSO, J. M. (1967): *Estudio geológico de la Depresión de Granada*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, Universidad de Granada.
- y VERA, J. A. (1968): *Sur la présence de terrains post-tectoniques anteburdigaliens au bord Sud-Ouest du Bassin de Guadix (Cordillères bétiques)*, «C. R. Ac. Sc. Paris», t. 266, págs. 49-51.
- KRUMBEIN, W. C. y SLOSS, L. L. (1963): *Stratigraphy and sedimentation*, 2.ª ed., «Freeman», (San Francisco).
- MALDONADO, A. (1969): *Estudio geológico del sector Serón-Caniles*. Tesis de Licenciatura. Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias. Granada («Bol. Geol. Min.», t. LXXXI, I, pp. 6-22).
- PASSEGA, R. (1964): *Grain size representation by CM patterns as a geological tool*, «Jour. Sed. Petr.», vol. 34, núm. 4.
- PETTIJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary rocks*, 2.ª edit., «Harper and Brothers», New York.
- POTTER, P. E. y PETTIJOHN, F. J. (1963): *Paleocurrents and basin analysis*, «Springer Verlag», Berlín.
- POTTER, P. E. y PETTIJOHN, F. J. (1964): *Atlas and Glossary of primary sedimentary structures*, «Springer Verlag», Berlín.
- SIGERT, L. (1905): *Das Becken von Guadix und Baza*, «Zeitschrift Gessell. für Erdkunde», Berlín, págs. 525-554 y 586-614.
- SILVERTOP, C. (1934): *On the lacustrine of Baza and Alhama in the province of Granada and similar deposits in other parts of Spain*, «Proceed. geol. Soc. Londres», tomo I, págs. 216-217 y 435-436.
- SOLÉ, L. (1959): *Succession des faunes marines du Pliocène au Quaternaire sur les côtes méditerranéennes d'Espagne et aux Baléares*, «Colloques Intern. de Centre National de Recherche Scient.», Paris, págs. 283-297.
- VATAN, A. (1967): *Manuel de Sédimentologie*, «Editions Technip», Paris.
- VERA, J. A. (1968): *El Mioceno del borde SW. de la Depresión de Guadix*, «Act. Geol. Hisp.», t. III, núm. 5, páginas 124-127.
- (1969): *Características sedimentarias estratigráficas de la serie de Baza (Depresión de Guadix-Baza, Cordilleras Béticas)*, «Act. Geol. Hisp.», año IV, núm. 1, páginas 14-17.
- (1970): *Facies del Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza*, «Cuadernos de Geología», Granada, t. I, núm. 1, págs. 23-25.

Recibido: 12-VI-70.

## El ciclo geotectónico y la nueva tectónica global (\*)

por PETER J. CONEY (\*\*)

### RESUMEN

El concepto de ciclo geotectónico ha constituido una abstracción fundamental en las ciencias de la Tierra. Aunado con diversas clasificaciones de los elementos tectónicos, ha quedado intrincadamente entrelazado con la teoría del geosinclinal. El esquema básico resultante constituye una secuencia de acontecimientos, progresiva y algo determinística, tanto en el espacio como en el tiempo, constituida por tres fases conocidas generalmente bajo las designaciones de geosinclinal, tectogénica y orogénica. El ciclo geotectónico ha sido equado con la evolución de sistemas de plegamiento y considerado, durante largo tiempo, como el proceso fundamental en la evolución de los continentes.

Se examina aquí el ciclo geotectónico a la luz de los desarrollos recientes en conocimientos que afectan a la teoría geosinclinal, a estudios tectogénicos y a avances en la geología y la geofísica de los fondos marinos. Se llega a la conclusión de que el concepto de ciclo geotectónico resulta anticuado, y rebasado como modelo de evolución de un sistema o cadena de montañas, como consecuencia de que la definición de cada una de las, así denominadas, fases, resulta oscura, las relaciones de una con otras suscitan dudas y de que hay bastantes pruebas de que la totalidad del ciclo no puede ser atribuida a un solo mecanismo interno determinístico, cualquiera que sea. Por el contrario, se sugiere el concepto de orígenes diversos para las cadenas de montañas. Los complejos montañosos son consecuencia de sucesiones irregulares de respuestas tectónicas a una serie de fenómenos, tales como la extensión del fondo marino (sea-floor spreading), láminas litosféricas migrantes, fallas variantes (transform faults) y márgenes continentales, acopladas o no, que entran en colisión.

### NOTA PRELIMINAR DEL TRADUCTOR

En este trabajo se ponen de manifiesto con claridad las modernas tendencias del pensamiento geológico que, apoyadas en la idea, cada vez más anclada en hechos de observación, de las derivas continentales, tratan de expresar conceptos tectónicos globales. Se emplea aquí este último vocablo en el sentido de fenómenos a la escala del globo terráqueo, y en este sentido estricto debe ser entendido.

(\*) Traducción directa del original en lengua inglesa titulado «The Geotectonic Cycle and the New Global Tectonics». La traducción ha sido hecha por J. M. Ríos, del artículo aparecido en el «Geological Society of America Bulletin», V. 81, p. 739-748, marzo, 1970, y su publicación ha sido amablemente autorizada por el autor y por el editor del Boletín de la G. S. A.

(\*\*) Departamento de Geología, Middlebury College, Middlebury, Vermont 05753.

### INTRODUCCIÓN

Los avances en el conocimiento geológico y geofísico de los fondos marinos logrados durante la última década han descrito y explicado, parcialmente al menos, la geología de dos tercios de la superficie de nuestro planeta: las cuencas oceánicas. El rejuvenecimiento del concepto de deriva continental (Runcorn, 1962) y la adición de dos nociones totalmente nuevas: extensión de los fondos marinos (Hess, 1962; Dietz, 1962) y fallas variantes (Wilson, 1965), han constituido una auténtica revolución del pensamiento geotectónico, al que se suele designar ahora como nueva tectónica global (Isacks y otros, 1968).

A lo que este estudio quiere ceñirse más concretamente es a las implicaciones de la «nueva tectónica global» con respecto a las teorías prevalentes acerca de la evolución de los sistemas por plegamiento, a las que es frecuente referirse bajo la denominación de «ciclo geotectónico» (Dennis, 1957,



página 154). Considerado durante largo tiempo como un proceso básico en la evolución de los continentes, lo examinaremos brevemente a la luz de los avances recientes en el conocimiento geológico. Parece que no podamos escapar a la conclusión de que el desarrollo, verdaderamente explosivo, de la información oceanográfica y de lo que de ella se infiere, junto con los avances firmes, aun que menos aparatosos, en muchos frentes de la «geología de los continentes», exige una revisión de nuestros modelos o esquemas de evolución de los sistemas montañosos, y del significado e importancia del ciclo geotectónico.

EL CICLO GEOTECTÓNICO

El concepto de ciclo geotectónico ha constituido una de las abstracciones fundamentales de la ciencia de la Tierra. Ha avanzado de la mano con diversas clasificaciones de los elementos tectónicos y está complicadamente entrelazado con la teoría del geosinclinal. La idea remonta, por lo menos, a Hall (1859), quien reconoció la conexión existente entre las acumulaciones gruesas de sedimentos y los conjuntos plegados.

Cady (1950) y Glaesner y Teichert (1947), han pasado revista a la historia del pensamiento o idea geotectónica. Bubnoff reconoció, en 1930, correlaciones espacio-tiempo entre los elementos tectónicos y, hacia 1940, Stille (1913, 1941) y Kraus (1927, 1928), habían desarrollado la idea de un ciclo evolutivo, que intentaba integrar los acontecimientos sedimentarios, ígneos y estructurales, en una «imagen determinista unificada» (Glaesner y Teichert, 1947, pág. 573-576) para la evolución geosinclinal. Hacia 1950 el concepto de ciclo geotectónico quedaba bien establecido, y Cady (1950) pudo presentar un resumen de las teorías y nomenclaturas geotectónicas. A partir de entonces se han hecho ajustes y se han refinado los conceptos, incluyendo trabajos de De Sitter (1964), Rittmann (1962), Belousov (1962) Badgley (1964) y Van Bemmelen (1966). El ciclo geotectónico ha suministrado marco para diversos sub-ciclos, tales como el sedimentario-geotectónico (Krynine, 1941) y el ígneo-geotectónico (Tyrrell, 1955).

Como resultado de estas síntesis geotectónicas surgió un esquema básico, que consituye una serie progresiva y algo determinística de acontecimientos referentes al espacio y al tiempo, cuyo comienzo reside en una acumulación de sedimentos, gruesa y más o menos lineal (fase geosinclinal), que pasa después por un período de intensa deformación y plutonismo (fase tectogénica) y termina con una elevación diferencial, seguida de desplome o hundimiento, vulcanismo e incorporación al bloque continental (fase orogénica). Todos los investigadores han introducido variantes, tanto cualitativas

como cuantitativas, en este esquema, para las diversas cadenas de montañas, pero se ha seguido reconociendo en lo general, como válido el esquema básico.

El concepto de ciclo tectónico ha dependido, en parte, de un sistema clasificativo de los elementos tectónicos. De hecho su definición se ha basado en el reconocimiento de características litotectónicas bastantes definidas, que se sucederían las unas a las otras de manera más o menos ordenada, tanto en el espacio como en el tiempo. De ello ha resultado una terminología, aplicada a esquemas tectónicos como consecuencia de su posición dentro de un ciclo geotectónico, lo que ha traído consigo que las clasificaciones hayan resultado muy complejas. Esto ha causado dificultades al investigador que trate de emplear la terminología adecuada. Si, por ejemplo, se aplican los sistemas de regionalización tectónica al uso a la Región Basin and Range de Norteamérica occidental, ésta puede ser considerada como un epiugeosinclinal, un tafro-geosinclinal, una cuenca nuclear post-orogénica (Badgley, 1965, figs. 11, 17, pág. 485), como región intermontana (Zwischengebirge) (Moore y otros, 1968), o como un intrageoanticlinal estable (Belousov, 1962, pág. 697-968).

En el cuadro I se establece la comparación de diversas organizaciones propuestas para el ciclo geotectónico, y la fig. 1 representa una serie de cortes estructurales diagramáticos, que muestran el desarrollo evolutivo de algunos elementos tectónicos. Tales síntesis de alto nivel constituyen los cimientos e hitos de nuestra comprensión de la Tierra. Como dijo Marshal Key (1967, pág. 315), «...el intento mismo de clasificación ha resultado remunerador».

EL CICLO GEOTECTÓNICO A LA LUZ DE LOS RECIENTES AVANCES DE LAS CIENCIAS DE LA TIERRA

La última década ha resultado revolucionaria en lo que se refiere a las ciencias de la Tierra (Wilson, 1968). Son muchos los campos en los que han tenido lugar avances, varios de los cuales han sido de especial importancia en la reciente evolución del pensamiento geotectónico. En este apartado pasaremos revista a nuevos desarrollos en los campos de la teoría del geosinclinal, estudios en conceptos de tectogénesis, geología submarina y geofísica, todos los cuales tienen repercusión en el ciclo geotectónico.

TEORÍA GEOSINCLINAL

Los resultados de modernos trabajos geológicos en los sistemas de plegamiento, así como de geofísica a lo largo de las márgenes continentales,

CUADRO 1.—EJEMPLOS DE CICLOS GEOTECTÓNICOS

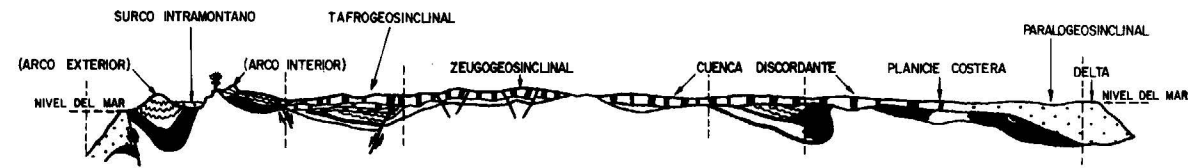
CADY (1950)	GEOSINCLINAL PRIMARIO		FASE PRIMARIA DE PLEGAMIENTO	FASE SECUDARIA DE PLEGAMIENTO	FASE FINAL DE ALZAMIENTOS Y HUNDIMIENTOS DIFERENCIALES	
	Cinturones arqueados de pares mioeugeosinclinales, vulcanismo submarino		Mantos, batolitos sinorogénicos, metamorfismo y desarrollo de geanticlinales y geosinclinales secundarios	Plegamiento y acabalgamiento en los geosinclinales secundarios, plutonismo granítico e intrusiones de alcalinas	Fallamientos en bloques, alzamiento, basaltos de mesa	
TYRRELL (1955)	FASE GEOSINCLINAL		FASE OROGENICA		FASE POSTOROGENICA	
	Series ofíticas		Granitos foliados; neis glandulares; mantos concordantes y complejos inyectivos seguidos por batolitos discordantes; complejos anulares; terminando con lavas andesíticas y riolíticas		Campos de lavas basálticas e intrusiones asociadas	
RITTMANN (1962)	FOSAS DE MAR PROFUNDO	FASE GEOSINCLINAL	TECTOGENESIS	OROGENESIS		
	Vulcanidad primaria	Transgresiones marinas; formación de geosinclinal	Metamorfismo regional; anatexis de sial; mantos; efusiones básicas en las fosas marginales	Alzamiento; diapirismo plutónico; vulcanismo orogénico; mantos por deslizamiento en descenso; deposición de flysch seguida por erosión y deposición de molasa, seguida por formación marina de mantos de ignimbritas; paso a erosión bajo circunstancias cratónicas		
BELOUSSOV (1962)	HUNDIMIENTO GENERAL		INVERSION	ALZAMIENTO GENERAL		
	Transgresión marina; hundimiento; gran acumulación de sedimentos; plegamientos y fallamientos de orden menor		Transición de hundimiento a alzamiento; desarrollo de fosas marginales; plegamiento catazonal; batolitos, etc.	Alzamiento general; constitución «orográfica» de montañas, fracturación, conducente a actividad ígnea extrusiva		
BADGLEY (1965)	FASE EUGEOSINCLINAL	TECTONICA TEMPRANA	FASE SINTECTONICA	FASE TECTONICA PRINCIPAL	FASE TECTONICA TARDIA	FASE POSTTECTONICA
	Vulcanismo submarino; grauwackas silixitas	Intrusiones ultramáficas	Migmatitas; domos neísicos; emplazamiento catazonal de batolitos; plegamiento	Emplazamiento meso-zonal de batolitos	Relleno magmático; hundimiento de calderas; actividad ígnea de tipo alcalino	Hundimiento; epirogenésis; basaltos toleíticos; basaltos de olivino

han obligado a modificar la idea que se tenía del geosinclinal. Drake y otros (1958), Dietz (1963) y Worzel (1968), han argumentado que existe semejanza entre las pilas sedimentarias mesozoico-cenozoicas situadas a lo largo de la margen continental de Norteamérica oriental, las cuales constituyen el zócalo, la pendiente y la elevación, y el par clásico mio-eugeosinclinal que constituía hasta ahora el conocimiento geológico aceptado. Este hecho ha sugerido a Dietz y Holden (1966) que la superficie sujeta a descenso pueda no ser sinclinal, y que es necesario el empleo de nuevos términos designativos, tales como el de «miogeoclinal» («miogeocline»). La aplicación reciente de tales conceptos al «geosinclinal» appalachico del Paleozoico bajo, por Rodgers (1968) y Dewey (1969), ha hecho más fácilmente comprensible la geología appa-

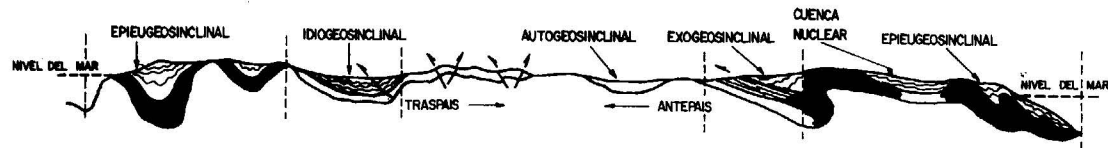
lache. Postura más tajante ha sido la adoptada por Gansser (1967), quien, sobre la base del análisis geológico de la cadena himalaya de montañas, y de los estudios batimétricos del Océano Índico, se ve obligado a aceptar la teoría de la migración de India en dirección septentrional, y a llegar a conclusión de que la cadena del Himalaya no tuvo geosinclinal preparatorio. Stöcklin (1968, pág. 1232-1233), en trabajos llevados a cabo en Irán ha llegado de manera semejante a las mismas conclusiones con respecto a otros segmentos del cinturón de Tetis. Esta idea ha sido extendida por Ahmad (1968) a todos los sistemas de montañas de edad terciaria, bajo la inferencia que son los movimientos migratorios de los continentes, más bien que los geosinclinales preparatorios, los que generan los sistemas de plegamiento. También ha



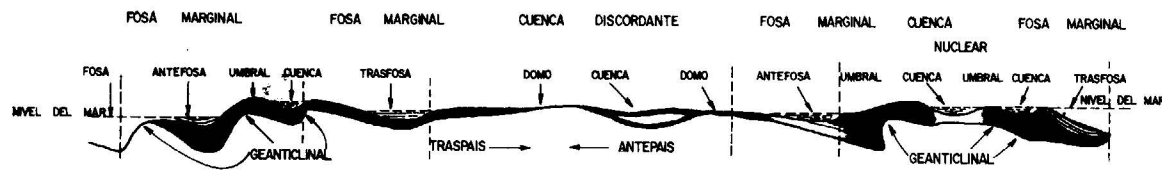
EVOLUCION DE ELEMENTOS GEOTECTONICOS  
ILUSTRANDO TERMINOLOGIAS DE STILLE, KAY Y UMBGROVE



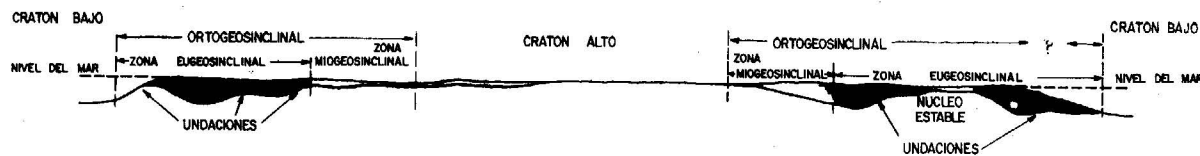
ETAPA 4: ALZAMIENTO DIFERENCIAL FINAL Y HUNDIMIENTOS LOCALES.



ETAPA 3: TECTOGENESIS SECUNDARIA



ETAPA 2: TECTOGENESIS PRIMARIA



ETAPA 1: GEOSINCLINALES PRIMARIOS

Fig. 1.—Desarrollo evolutivo de «orógeno» en el transcurso del ciclo geotectónico (de Cady, 1950 autorizado)

sido sugerido que los arcos de islas no representan, necesariamente, sistemas embrionarios de montañas, como se supuso a veces, sino que puede ser sencillamente una manifestación oceánica de los mismos procesos subcorticales generadores de sistemas montañosos en los continentes (Hess, 1960, página 237). Finalmente, aquellos geólogos que se han ocupado más ceñidamente de esta materia durante años, y que han inspirado en gran medida los modelos que utilizamos, nos advierten que se debe tener gran cuidado en establecer diferencias entre los geosinclinales. Prefieren, además, mantener separadas las cuestiones de la tectónica del desarrollo geosinclinal de los acontecimientos tectónicos consiguientes (Kay, 1967, pág. 314).

*Estudios de tectogénesis*

Entre las diversas fases del ciclo geotectónico, la «fase geotectónica» se ha considerado siempre como fundamental, porque ha sido tenida como la época de máximas deformación, metamorfismo y plutonismo, y considerada como el acontecimiento que suelda un cinturón inestable a un bloque continental. Se ha aceptado con frecuencia que la sucesiva soldadura de diversos sistemas de montañas ha sido el proceso mediante el cual ha quedado construida la costra sílica como consecuencia de acreción continental (Wilson, 1964; Engel, 1963; Dietz, 1960). Trabajos recientes, en especial el análisis cuidadoso de los datos geológicos regionales, estudios de petrología metamórfica y dataciones radiométricas, sugieren que es razonable llevar a cabo una revisión de la teoría clásica. Parecería que los acontecimientos normalmente asociados a la «tectogénesis» se desarrollan a lo largo de enormes períodos de tiempo, alcanzando muy adentro de la clásica «fase geosinclinal» y muy adentrados también en la «fase orogénica», de modo que resulta difícil establecer límites, e incluso transiciones, tanto en el espacio como en el tiempo.

Va resultando cada vez más patente que los núcleos axiales de los sistemas por plegamiento pueden constituir registros de series episódicas, prolongadas, de acontecimientos tectónicos, metamórficos y plutónicos, distribuidos en esquemas irregulares espacio-tiempo, que pueden no acomodar los unos con los otros o con los esquemas tectónicos previos. Sutton (1965, pág. 2931) ha subrayado que el alcance total de la duración de vida de cinturones metamórficos individuales pueden alcanzar de 30 a 900 millones de años. Si, por ejemplo, admitimos que el «ciclo appalache» en los Appalaches de Norteamérica oriental comenzó hace unos 700-800 millones de años, y terminó hace unos 170 millones de años, encontramos deformación tectogénica con metamorfismo o plutonismo, regis-

trados desde 580 a unos 180 millones de años (Rodgers, 1967, pág. 241; Badgley, 1965, pág. 360). Sin embargo, la deposición típica mio-eugeosinclinal se extendió, por lo menos, hasta hace unos 200 millones de años; tectonismo por compresión con plutonismo y/o vulcanismo quedan registrados desde hace unos 520 millones de años hasta la actualidad (Gilluly, 1967), y el metamorfismo se extiende a lo largo de un período desde hace unos 350 millones de años hasta el Terciario tardío (Davis, 1968; Guilluly, 1967; Moores y otros, 1968, páginas 1722-1724).

Hemos conocido la revolución appalache y el trastorno tacónico, la revolución tacónica y el trastorno appalache (Hess, 1955, p. 400-401). Parecería por consiguiente que no tenemos conceptos claros acerca de lo que quiere decir, exactamente, la palabra «revolución», ni qué es lo que representa exactamente, una fase del «ciclo geotectónico». Uno de los rasgos característicos de confusión es el uso de palabras que han perdido su significado, así como nuestra dependencia de modelos que ya no pueden ser aplicados. Sugiero que estamos necesitados de nueva terminología y nuevos modelos.

*Geología y Geofísica submarinas*

El descubrimiento más sorprendente de la investigación de los océanos ha sido el reconocimiento gradual de la ascensión magmática en los ámbitos oceánicos, según la trama de un sistema mundial de desgarres, como características de primer orden entre las de nuestro planeta (Heezen, 1962; Girdler, 1964; Menard, 1964; Irvine, 1967). Característica que, acoplada a inferencias basadas en datos paleomagnéticos (Cox y otros, 1967; Vine, 1966), sugiere extensión de los fondos marinos (sea floor spreading) fallamiento variante (transform faulting) y ha llegado a constituirse en la clave de la «nueva tectónica global».

De especial nota, a este respecto, resulta el concepto de que el sistema de ascensiones magmáticas oceánicas cruza bajo los continentes en varios puntos (Heezen, 1962, pág. 259), tales como la costa noroeste de Méjico y la costa noroeste de África. En el primer caso tiene lugar conjunción con un sistema de montañas circumpacífico de orden mayor, y ha sido sugerido (Menard, 1960; Larson y otros, 1968) que la extensión a lo largo de la dorsal ascensional ha originado la deriva de la península de la Baja California, alejándola de la costa mejicana. Teoría que ha sido extendida hasta incluir y explicar todo el esquema del fallamiento de la región Basin and Range en los Estados Unidos occidentales como fragmentación continental incipiente, ocasionada por extensión bajo la



placa continental (Armstrong, 1968, pág. 450; Cook, 1967). Lo importante del caso es que sugiere que toda la evolución post-eocena (¿post-tectogénica?) del noroeste de Norteamérica pudiera manifestar una relación meramente indirecta con respecto a cualquier ciclo geotectónico, ordenado según el sentido determinístico del concepto, y atribuible más bien a la mergencia accidental de dos procesos diferentes. De manera semejante, la serie de magmas de White Mountain en New Hampshire (Billings, 1965, págs. 129-135), complejo de diques anulares félsicos, volcánicos, pequeños plutones y calderas de edad mesozoica temprana (?), parece más bien relacionada con desgarre y apertura del fondo del Océano Atlántico que con una posición «post tectónica» (Eardley, 1962, pág. 178; Champan, 1967, pág. 49), incluida en un «ciclo geotectónico appalachiano».

Un desarrollo importante de los conceptos geotectónicos han resultado ser los recientes aportes de la sismología a la «nueva tectónica global» (Isacks y otros, 1968). En esencia, este trabajo ha reafirmado la importancia de conceptos que fueron elucidados ya tiempos atrás, tales como el papel de la litosfera y la astenosfera (Barrel, 1914; Daly, 1940), y de las zonas sísmicas que se hunden profundamente bajo los arcos de islas y de algunas márgenes continentales (Benioff, 1954). Las nuevas pruebas aportadas han confirmado el carácter de deslizamiento según la pendiente (dip-slip), de las deformaciones bajo los arcos y han señalado una losa o placa de litosfera de alta velocidad que buza empinadamente bajo los arcos, y penetra en la astenosfera (Isacks y otros, 1968, fig. 7). Y lo que resulta aún más importante, ha amalgamado conceptos viejos con los nuevos, tales como la extensión sobre los fondos marinos, lo que suministra un sistema notablemente sencillo para relacionar los alzamientos en los fondos marinos con los arcos de islas.

Las implicaciones que para la geotectónica resultan son muchas, pero hay un punto que resulta digno de especial mención. Estos descubrimientos nos llevan a la noción de que los arcos de islas resultan sencillamente sobrepuestos a lo largo de algunas márgenes continentales y que su relación con respecto a muchos de los precedentes acontecimientos tectónicos que afectaron a una margen continental podría ser meramente indirecta. Por ejemplo, si la costa occidental de Suramérica es un par arcofosa asociado a extensión sobre los fondos marinos, digamos durante el Neogeno, sugeriría que la actividad neogena, de carácter «post-tectónico» u «orogénico» «del ciclo andino», pueda tener una relación meramente accidental e indirecta con los acontecimientos previos de la «tectogénesis» andina. Estos acontecimientos pudieran constuir una nue-

va superposición vulcano-tectónica sobre otros esquemas tectónicos previos e independientes.

#### CONCLUSIONES

Parecería, a la luz de los avances recientes logrados en la ciencia de la Tierra, que puedan ser suscitadas algunas dudas acerca de la validez del ciclo geotectónico como modelo determinístico de evolución de sistemas de montañas originadas por plegamiento. Puede argüirse que la definición de cada una de las, así denominadas, «fases» del ciclo resulta oscura; es además confusa la relación de cualquiera de las fases con respecto a las otras; hay incertidumbre acerca de si la totalidad del ciclo pueda ser atribuida a un solo y único mecanismo interno. Lo que no quiere decir que no haya tenido lugar una serie de acontecimientos; es evidente que cada sistema de montañas tiene su propia historia. Lo que se quiere expresar es que tales historias son complejas, probablemente diferentes para cada cadena, y que no son atribuibles a un solo ciclo internamente determinista. Es bien cierto que las historias geológicas de los complejos tectónicos son fáciles de comprender si se las considera, sencillamente, como la consecuencia de respuestas tectónicas, sucesivas e interpenetrativas, de diversas clases, más bien que si han de ser atribuidas a un «ciclo geotectónico» preordenado.

La tesis de la «nueva tectónica global» reside en que la litosfera está siendo generada a lo largo del sistema global de desgarres, y destruida a lo largo de arcos de islas y sistemas activos de montañas, lo que enfoca la atención hacia los límites o contornos de las placas litosféricas: los desgarres axiales de las zonas oceánicas de surgencia magmática, arcos de islas, y algunas fracturas variantes y de transposición. Resulta manifiesto que algunos esquemas de desgarre pueden ser referidos a extensión tensional, pasada o presente, impuesta sobre diversas herencias tectónicas, incluidos los pisos oceánicos (Dorsal medio atlántica), sistemas de montañas (Estados Unidos occidentales) y una litosfera continental estable (Africa oriental). A los arcos de islas, sin embargo, les es ajena la sencillez del sistema mundial de desgarres, y resulta oscura su relación precisa con respecto a características tan diversas como las márgenes continentales, pequeñas cuencas oceánicas (Menard, 1967), y sistemas activos de montañas.

Parece probable que el par «arco de islas-fosa» constituya la respuesta a la extensión sobre los fondos marinos. En este caso la litosfera oceánica resulta infraempujada, inserta por debajo, y podemos conceptualizar el esquema como constituyente de una línea de desacoplamiento. Entonces se plantea la cuestión de cómo han de ser relacionados los

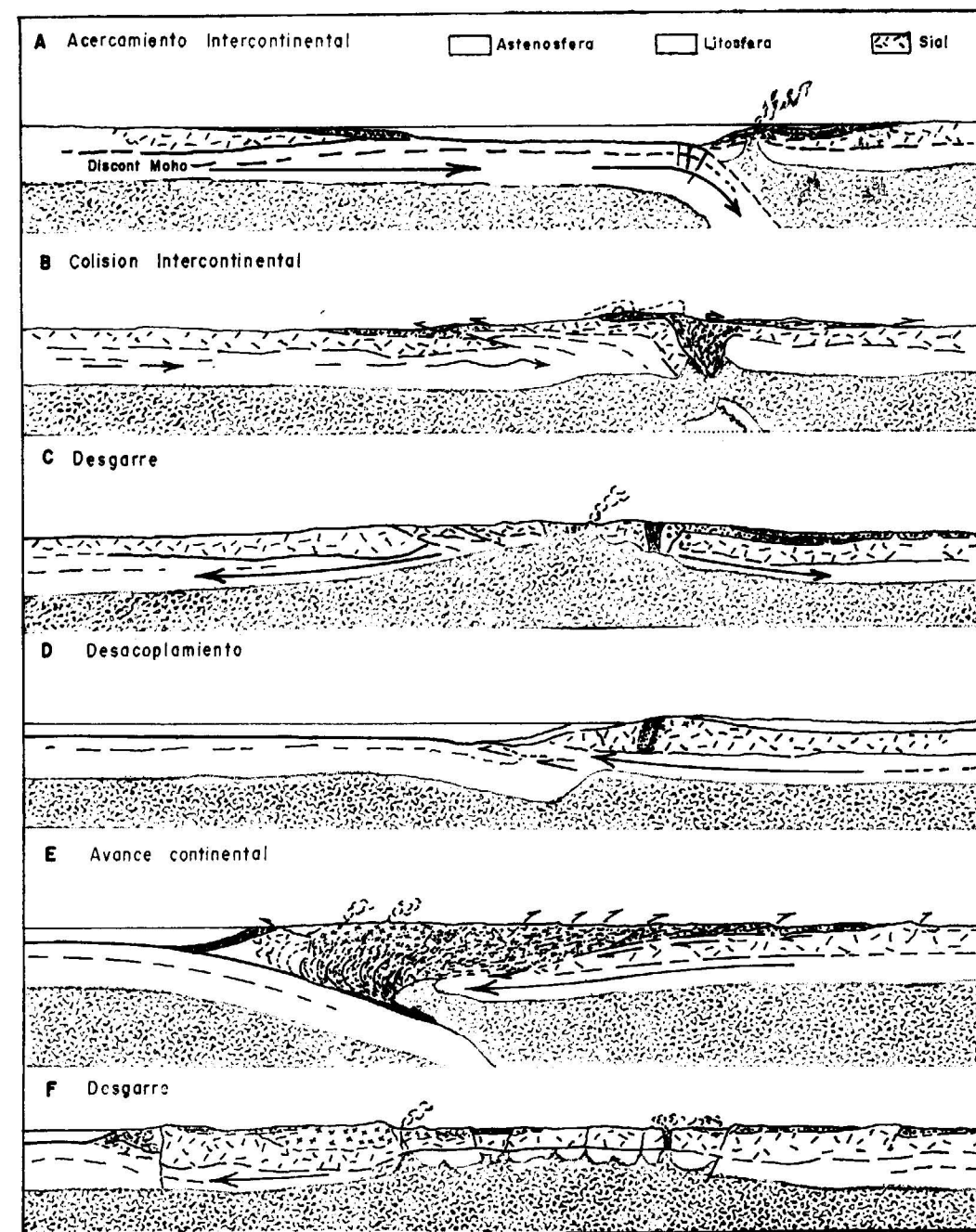


Fig. 2.—Historia tectónica de un complejo por deformación.

arcos de islas con los sistemas de montañas, en los casos en que aparentan ser los unos extensión de los otros, tal como ocurre con los arcos de las Indias Orientales y la Cadena Alpino-Himalaya. Se nos ofrece manera de escapar a tal dilema si consideramos al sistema Himalayo alpino como el resultado de colisión intercontinental y cerramiento

del mar de Tetis (Wilson, 1968). Según este orden de ideas, allí donde la litosfera oceánica se adentre y hunda por debajo de una placa adyacente, se origina un par arco-fosa. De donde haya colisión, o interacción de algún tipo, entre placas continentales, surgirán determinados tipos de sistemas montañosos.



Parece que existen otros tipos de cadenas de montañas ubicadas de un modo tal, en el espacio y en el tiempo, que no habría habido disponible un continente susceptible de entrar en colisión y de suministrar por tanto el mecanismo para la constitución de estructuras tectogénicas, batolitos, etcétera. Constituyen ejemplo los Andes cretáceos y terciarios más tempranos del Perú, porque el estudio de los mapas de extensiones submarinas (Heirtzler, 1968, p. 65-66; Vine, 1968) parece excluir la posibilidad de colisión de continentes durante las épocas tectogénicas, digamos entre hace cien y cinco millones de años. Quizás, como ocurre con los granitos, hay montañas y montañas: tipos de colisión, como los Himalayas alpinos; tipos desacoplados, como los Andes mesozoico-tardíos y terciarios del Perú; combinaciones de ambas modalidades como la cordillera paleozoico-mesozoica de Norteamérica (Wilson, 1969) y aún otros, tales como el país de Barberton Mountain de Suráfrica, que pudieran resultar verdaderamente intracontinentales, y debidos a algún proceso singular, todavía oscuro, que no ofrezca relación, ni con la clásica teoría geosinclinal ni con modelos tectónicos alpinos (Anhaeusser y otros, 1968). La historia evolutiva tectónica resultaría aún más complicada por la intervención de períodos de desgarramiento. Todas estas posibilidades inherentes a los fenómenos de placas acopladas, desacopladas, desgarradas y colisionantes, sumadas a movimientos variantes a lo largo de los contornos de fracturas variantes y desplazamientos de transposición intra-placas, irregularidades en las formas de las márgenes colisionantes, podrían explicar por qué no hay un solo modelo en que encajen todos los sistemas de montañas. La secuencia de varias de las posibilidades recién mencionadas produciría lo que podríamos llamar un complejo montañoso, tal como se expresa en el diagrama de la fig. 2. Parecería que uno de los objetivos sería ahora determinar cuáles son las variantes y cuáles las invariantes en estas complicadas historias para tratar de lograr una comprensión más clara de la evolución tectónica de los sistemas de montañas.

En cualquier caso yo sugeriría que se consideren seriamente los datos recientes de la «nueva tectónica global», y que se abandone el ciclo geotectónico como modelo determinístico de la evolución de sistemas por deformación. De la misma manera, debería abandonarse la terminología del ciclo geotectónico, tal el caso de los vocablos pre, sin y post tectónico, como palabras carentes de significado. En cambio, debería reconocerse el juego mutuo total de los esquemas tectónicos globales, y buscar un nuevo modelo basado en los principios de extensión sobre los fondos marinos, placas litosféricas migrantes, fallas variantes y márgenes continentales colisionantes, acopladas y desacopladas. Vistos así los esquemas tectónicos resultan ser la

consecuencia de interferencia de diversas reacciones tectónicas, cuyo orden de actuación puede resultar irregular. De este modo, algunas acumulaciones sedimentarias lineales resultan ser características de márgenes continentales. Si las cuencas oceánicas se están abriendo y cerrando, estos prismas pueden difícilmente escapar a los efectos de colisiones o desacoplamientos. Decir que las pilas geosinclinales conducen a la génesis de cadena de montañas, es un poco como decir que los choques de los coches producen accidentes. De manera semejante los desgarramientos «post-tectónicos» y otros acontecimientos «orogénicos», resultan consecuencia de posiciones privilegiadas con respecto a otros sistemas tectónicos, tales como las ascensiones magmáticas oceánicas.

Subsisten muchos problemas fundamentales. La «nueva tectónica global» todavía no ha sido capaz de explicar en forma adecuada gran parte de la complejidad de la geología continental, tal como la impronta metamórfica, ni el desarrollo masivo de esquemas de infraestructura en los núcleos axiales de muchos sistemas de montañas. Rasgos tales como las pequeñas cuencas oceánicas no han sido aún explicados. O bien encontraremos las respuestas a estas cuestiones en la «nueva tectónica global» o nos desplazaremos a algún otro modelo futuro como consecuencia del aclaramiento de estas cuestiones.

#### RECONOCIMIENTOS

Expreso mi profundo agradecimiento a W. M. Cady, J. C. Maxwell, D. W. Strangway, L. R. Sykes y J. T. Wilson por su constructiva crítica, así como por haberme animado a proseguir con las ideas contenidas en este escrito. Han contribuido mucho a su contenido discusiones sostenidas con Brewster Baldwin, Wolfgang Elston, Marshall Kay y Roger Laurent.

#### BIBLIOGRAFÍA

- AHMAD, F. (1968): *Orogeny, geosynclines, and continental drift*. «Tectonophysics», v. 5, pp. 177-189.
- ANHAEUSSER, C. R., MASON, R., VILJOEN, M. J., and VILJOEN, R. P. (1968): *A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology*. (Johannesburg, Univ. of the Witwatersrand, Econ. Geol.). «Research Unit Information Cir.», 49, p. 30.
- ARMSTRONG, R. L., (1968): *Sevier orogenic belt in Nevada and Utah*. (Geol. Soc. America Bull.), v. 79, pp. 429-458.
- BADGLEY, P. C. (1965): *Structural and tectonic principles*. New York, «Harper and Row», 521 p.
- BARRELL, J. (1914): *The strength of the earth's crust*. «Jour. Geology», v. 22, pp. 289-314, 441-468, 655-683.

- BELOUSSOV, V. V. (1962): *Basic problems in geotectonics*. New York, «Mc Graw-Hill», p. 809.
- BENIOFF, H. (1954): *Orogenesis and deep crustal structure*. Geol. Soc. America Bull., v. 65, pp. 385-400.
- BILLINGS, M. P. (1956): *The geology of New Hampshire*, pt. II Bedrock geology. «New Hampshire Plan. and Devel. Comm.», p. 204.
- BUBNOFF, S. VON (1931): *Grundprobleme der geologie*, Berlin, «Borntraeger», p. 237 (not seen, *vide* Cady, 1950).
- CADY, W. M. (1950): *Classification of geotectonic elements*. «Am. Geophys. Union Trans.», v. 31, pp. 780-785.
- CHAPMAN, C. A. (1967): *Magmatic central complexes and tectonic evolution of certain orogenic belts*, en *Etages tectoniques*, «Colloque de l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel», pp. 41-51.
- COOK, K. L. (1967): *Rift system in the Basin and Range province*, en Irvine, T. N., editor, *The world rift system: «Canada Geol. Survey Paper»*, pp. 246-279.
- COX, A., DALRYMPLE, G. B., and DOEL, R. R. (1967): *Reversals of earth's magnetic field*. «Sci. American», v. 216, no. 2, pp. 4-54.
- DALY, R. A. (1940): *Strength and structure of the earth's crust*. New York, «Prentice-Hall Inc.», p. 434.
- DAVIS, G. A. (1968): *Westward thrust faulting in the south-central Klamath Mountains, California*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 79, pp. 911-934.
- DENNIS, J. G. (1967): *International tectonic dictionary*. «Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem.», 7, p. 196.
- DE SITTER, L. U. (1964): *Structural geology*. New York, «Mc Graw-Hill», p. 551.
- DEWEY, J. F. (1969): *Evolution of the Appalachian/Caledonian orogen*. «Nature», v. 222, pp. 124-129.
- DIETZ, R. S. (1962): *Ocean basin evolution by sea floor spreading*, in Runcorn, S. K., editor, *Continental drift*. Academic Press, pp. 289-298.
- (1963): *Collapsing continental rises. An actualistic concept of geosynclines and mountain building*. «Jour. Geology», v. 71, pp. 314-333.
- (1966): *Passive continents, spreading sea floors, and collapsing continental rises*. «Am. Jour. Sci.», v. 264, pp. 177-193.
- DIETZ, R. S., and HOLDEN, J. C. (1966): *Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time*. «Jour. Geology», v. 74, no. 5, pt. 1, pp. 566-583.
- DRAKE, C. L., EWING, M., SUTTON, G. H. (1958): *Continental margins and geosyncline*. «The east coast of North America north of Cape Hatteras», en Ahrens, L. H., Press, F., Rankama, K., and Runcorn, S. K., editor, *Physics and chemistry of the Earth*, v. 3: London, Pergamon Press, Ltd., pp. 110-193.
- EARDLEY, A. J. (1962): *Structural geology of North America* (2nd ed.). New York, «Harper and Row», p. 743.
- ENGEL, A. E. J. (1963): *Geologic evolution of North America*. «Science», v. 140, pp. 143-152.
- GAUSSER, A. (1967): *The Indian Ocean and the Himalayas, A geological interpretation*. «Eclogae Geol. Helvetiae», v. 59, pp. 831-848.
- GUILLULY, J. (1967): *Chronology of tectonic movements in western United States*. «Am. Jour. Sci.», v. 265, pp. 301-331.
- GIRDLER, R. W. (1964): *Geophysical studies in rift valleys*, en Ahrens, L. H., Press, F., and Runcorn, S. K., editors. «Physics and chemistry of the earth», v. 5: London, Pergamon Press, Ltd., pp. 121-156.
- GLAESSNER, M. F. and TEICHERT, C. (1947): *Geosynclines, a fundamental concept in geology*. «Am. Jour. Sci.», v. 245, pp. 465-482, 571-591.
- HALL, JAMES, (1859): *Natural history of New York*. «Paleontology», v. 3, pt. 1, pp. 1-96.
- HEEZEN, B. C. (1962): *The deep-sea floor*, in Runcorn, S. K., editor, *Continental drift*. New York, «Academic Press», pp. 235-288.
- HEIRTLER, J. R. (1968): *Sea-floor spreading*. «Sci. American», v. 219, no. 6, pp. 60-70.
- HEES, H. H. (1955): *Serpentine, orogeny, and epeirogeny*. «Geol. Soc. America Spec. Paper», 6, pp. 391-408.
- (1960): *Caribbean research project, progress report*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 71, pp. 235-340.
- HESS, H. H. (1962): *History of ocean basin*, en Egel, A. E. J., James, H. L., and Leonard, B. F., editor, *Petrologic studies*. *Buddington Volume*, «Geol. Soc. America Mem.», 28, pp. 599-620.
- IRVINE, T. N., editor (1967): *The world rift system*. «Canada Geol. Survey Paper», 66-14, p. 471.
- ISACKS, B., OLIVER, J. and SYKES, L. R. (1968): *Seismology and the new global tectonics*. «Jour. Geophys. Research», v. 72, pp. 5855-5900.
- KAY, M. (1967): *On geosynclinal nomenclature*. «Geol. Mag.», v. 104, no. 4, pp. 311-316.
- KRAUS, E. (1927): *Der orogene Zyklus und seine Stadien*. «Zentralbl. für Min., Abt. B.», pp. 216-233.
- (1928): *Das wachstum der Kontinente nach der Zyklothorie*. «Geol. Rundschau», v. 19, pp. 353-386, 481-493.
- KRYNINE, P. D. (1941): *Differentiation of sediments during the life history of a land mass (abs.)*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 52, pp. 1915.
- LARSON, R. L., MENARD, H. W. and SMITH S. M. (1968): *Gulf of California. A result of ocean floor spreading and transform faulting*. «Science», v. 161, pp. 781-783.
- MENARD, H. W. (1960): *The East Pacific Rise*. «Science», v. 132, 1737-1746.
- (1964): *Marine geology of the Pacific*. New York, Mc Graw-Hill, p. 271.
- (1967): *Transitional types of crust under small ocean basins*. «Jour. Geophys. Research.», v. 72, p. 3061-3073.
- MOORES, E. M., SCOTT, R. B. and LUMSDEN, W. W. (1968): *Tertiary tectonics of the White Pine-Grant Range region, East central Nevada, and some regional implications*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 79, pp. 1703-1726.
- RITTMANN, A. (1962): *Volcanoes and their activity*. New York, «John Wiley and Sons», p. 305.
- RODGERS, JOHN. (1967): *Chronology of tectonic movements in the Appalachian region of eastern North America*. «Am. Jour. Sci.», v. 265, pp. 407-427.



- : (1968): *The eastern edge of the North American continent during the Cambrian and early Ordovician*, in Zen, E.-An. White, W. S., Hadley, J. B., Thompson, J. B., editors, *Studies of Appalachian geology, northern and maritime*. New York, «Interscience», pp. 141-149.
- RUNCORN, S. K., editor (1962): *Continental drift*. New York, «Academic Press», p. 338.
- STILLE, H. (1913): *Evolutionen und Revolutionen in der Erdgeschichte*. Berlin (not seen, *vide* «Glaessner and Teichert», 1947).
- (1941): *Einführung in den Bau Nordamerikas*. Berlin, «Borntraeger», p. 717 (not seen, *vide* Kay, 1967).
- STOCKLIN, J. (1968): *Structural history and tectonics of Iran. A review*. «Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.», v., 52, pp. 1229-1258.
- SUTTON, JOHN (1965): *Some recent advances in our understanding of the controls of metamorphism*, in Pitcher, W. S., and Flinn, G. W., editors, *Controls of metamorphism*. New York, «John Wiley & Son», pp. 22-45.
- TYRRELL, G. W. (1965): *Distribution of igneous rock in space and time*. «Geol. Soc. America Bull.», v. 66, pp. 405-426.
- VAN BEMMELEN, R. W., (196): *On mega-undations. A new model for the earth's evolution*. «Tectonophysics», v. 3, pp. 83-127.
- VINE, F. (1966): *Spreading of the ocean floor*. «New evidence Science», v. 154, pp. 1405-1415.
- (1968): *Evidence from submarine geology, en Gondwanaland revisited. New evidence for continental drift*. «Am. Philos. Soc. Proc.», v. 112, pp. 325-334.
- WILSON, J. T. (1964): *The crust*, en Bates, D. R., editors, *The planet Earth* (2nd ed.). New York, Pergamon Press, pp. 52-78.
- (1965): *A new class of faults and their bearing on continental drift*. «Nature», v. 207, no. 4995, pp. 343-347.
- (1968): *Static or mobile earth. The current scientific revolution in Gondwanaland drift*. «Am. Philos. Soc. Proc.», v. 112, núm. 5, pp. 399-320.
- WORZEL, J. L. (1968): *Advances in marine geophysical research on the continental margins*. «Canadian Jour. Earth Sci.», v. 5, p. 963-983.

Recibido: 25-VI-70.

## Geología estructural de la Hoja n.º 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz)

por T. FEBREL (\*)

### RESUMEN

Los diagramas de polos a  $S_1$  prueban la existencia de estructuras cupuliformes debidas a esfuerzos verticales en la zona central del territorio de la Hoja, que ha estado sometida a metamorfismo regional más intenso que el de las zonas orientales, donde han dominado esfuerzos tangenciales que han originado tectónicas volcadas. En estas zonas más superficiales existen dos directrices tectónicas Norte-Sur y Este-Oeste; la primera muestra vergencia al Oeste y la segunda al Sur.

### ABSTRACTS

The diagrams of poles to  $S_1$  prove the existence of dome structures due to vertical stress in the central zone of the territory, which has undergone a higher grade of regional metamorphism than the eastern zone, where the lateral stress and the corresponding overturned tectonic prevails. In these shallower easterly zones there are two North-South and Est-West tectonic directions; the former is overturned towards the West and the latter towards the South.

### INTRODUCCIÓN

Los dos trabajos que aparecen en este número, «Geología estructural» y «Metalogenia», de la Hoja n.º 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz), constituyen dos de las seis partes en que hemos dividido el trabajo que ha realizado el Instituto Geológico y la Cátedra de Criaderos Minerales de la Escuela Técnica Superior de Minas en la referida Hoja. La tercera parte, «Petroestructura», ha sido publicada en «Estudios Geológicos», vol. XXVI, núm. 2, y las otras tres «Estratigrafía», «Petrología» y «Facies minerales», junto con la cartografía de la totalidad del territorio, serán publicadas en un futuro próximo.

La parte de trabajo, exclusivamente de laboratorio, efectuada en la Escuela Técnica Superior de Minas, ha sido subvencionada por una ayuda a la investigación concedida a la Cátedra de Criaderos Minerales y Metalogenia, grupo XX de

(\*) Cátedra de Criaderos Minerales de la E. T. S. de Ingenieros de Minas.

la E. T. S. de Ingenieros de Minas por el Ministerio de Educación y Ciencia.

### GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área de la Hoja, exceptuada la zona occidental, donde el metamorfismo es más bajo y donde existen estructuras que exigen para su elucidación del estudio de una extensión más amplia, ha sido dividida en siete subáreas correspondientes a regiones con direcciones axiales sensiblemente paralelas, que no tienen, como en un principio pudo esperarse, tectónicas de tipo cilíndrico.

En el trabajo «Facies estructurales en la Hoja 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz)», «Estudios Geológicos», vol. XXVI, núm. 2, establecimos que al marchar hacia el Este, desde el domo o cúpula central, cuyo núcleo está ocupado por lo denominado por nosotros neises inferiores, los sedimentos más antiguos del territorio, a sedimentos superiores menos metamórficos, se observa un cambio de facies estructural. Pasamos de los diagramas de polos a planos [0001] de cuarzo se hallan distribuidos en dos coronas (okl), que se cortan bajo ángulo próximo a 90°, y los polos a planos (001)



de mica en coronas ac y Bc, a diagramas donde las coronas de cuarzo casi se han soldado (se cortan bajo un ángulo muy reducido) y los polos a planos (001) de mica se sitúan en una única corona ac.

(para simetría estructural, ver Franz Karl, páginas 21-36).

Estos dos distintos tipos estructurales quedan reflejados también en los diagramas de superficies  $S_1$  (estratificación) y  $S_2$  (foliación), cuyas

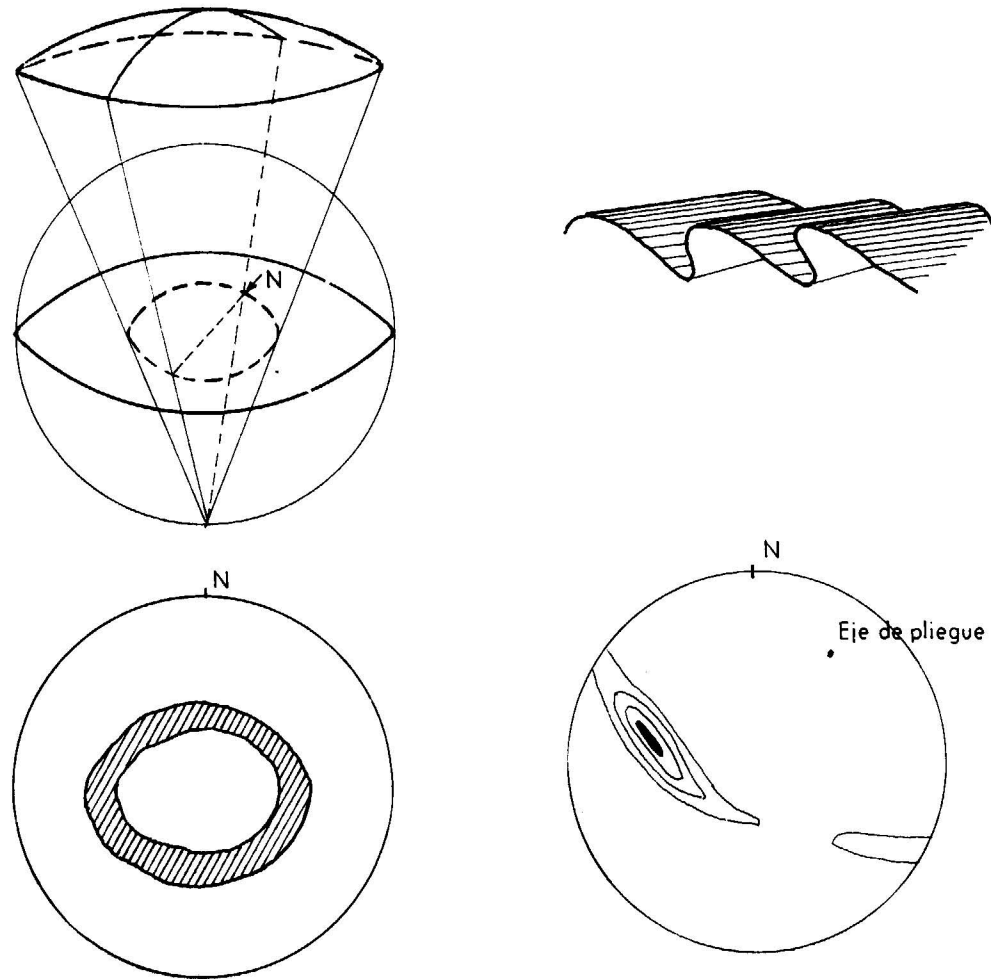


Fig. 1.—Estructuras cupuliformes y volcadas en proyección de áreas iguales.

Los primeros diagramas, que tienen una simetría rómbica o casi rómbica, reflejan una tectónica de esfuerzos verticales (la dirección de la mayor presión es sensiblemente vertical), de transporte tectónico muy reducido, donde las rocas no están alineadas; una tectónica propia de zonas profundas. Los restantes diagramas de rocas más superficiales, con simetría monoclinica o casi monoclinica, reflejan una tectónica de esfuerzos tangenciales, de transporte tectónico ilimitado, con rocas alineadas. En la primera se originan estructuras dómicas o cupuliformes, en la segunda estructuras volcadas, fallas inversas, cabalgamientos,

orientaciones hemos tomado en itinerarios de campo.

Los polos a planos  $S_1$  de estructuras cupuliformes con techo erosionado, originadas por esfuerzos verticales, se distribuyen en círculos menores, más o menos centrados, mientras que esos mismos planos en estructuras volcadas se distribuyen a lo largo de un círculo máximo en coronas incompletas, con un máximo prominente, siempre que los dominios sean lo suficientemente reducidos como para que la tectónica del dominio sea cilíndrico (fig. 1).

Hemos superpuesto en cada una de las subáreas

en que hemos dividido el territorio de la Hoja los diagramas de polos a  $S_1$ . Los diagramas corresponden a proyecciones efectuadas en el hemisferio inferior de una proyección de áreas iguales. En las zonas centrales más metamórficas  $S_1$  coincide con una estratificación-foliación y en las zonas orientales, con plegamiento de tipo isoclinal, los diagramas de polos a  $S_1$  no se diferencian sensiblemente de los diagramas de polos a  $S_2$ .

Estructuras cupuliformes representan los diagramas de las subáreas 2 y 3. Si se unen las mayores concentraciones por medio de una línea de contorno, se observa que aparecen distribuidas a lo largo de elipses más o menos completas y centradas con el círculo fundamental. La presencia de áreas o en el interior del perímetro de la elipse (subárea 3), indica que el techo de la cúpula ha desaparecido por erosión (domos o cúpulas desmantelados).

El domo es tanto más suave cuando menor sea la superficie encerrada por la elipse que une las mayores concentraciones (obsérvese la mayor suavidad de la cúpula de la subárea 2).

El dibujo representa dos secciones W.-E. de las referidas cúpulas (fig. 2).

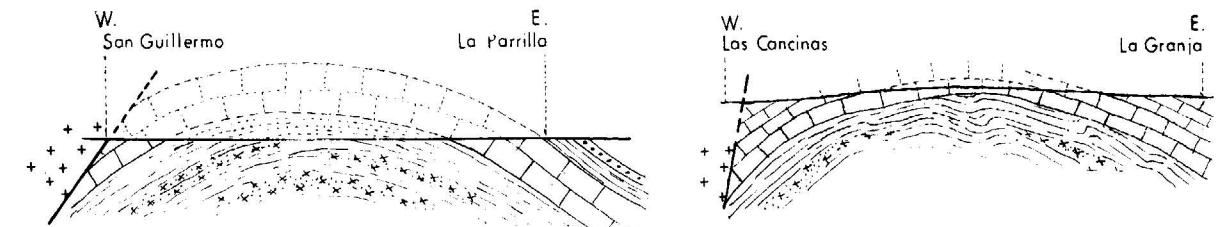


Fig. 2.—Corte W.-E. de las cúpulas de las subáreas 2 y 3.

Contienen un núcleo neísico que muestra paragénesis de la subfacies almandino-silimanita-ortosa y por tanto presenta movilizados graníticos sintectónicos (cruces). El núcleo neísico (domo metamórfico), sólo aflora en la subárea 3.

Una estructura cupuliforme en terrenos más modernos forman las rocas que constituyen la envolvente del stock granítico intrusivo (posttectónico) más occidental del territorio. Representa un acoplamiento de las rocas de la envolvente al movimiento del flujo ascensional del plutón (plutón concordante).

No se trata de un granito formado *in situ*, como sucede con los movilizados graníticos del núcleo neísico de los domos anteriormente citados (rocas graníticas sintectónicas), sino de rocas graníticas que han ascendido a zonas superiores de la corteza y han hecho intrusión en un conjunto ya plegado, creando su propia aureola de contacto. Los sedimentos que constituyen la envolvente del stock,

tienen un débil metamorfismo regional (facies de las pizarras verdes) y el contacto con la roca eruptiva es muy neto. En el dibujo representamos un corte Norte-Sur a través del stock eruptivo (fig. 3).

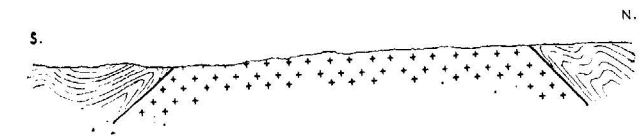


Fig. 3.—Corte N.-S. a través del stock intrusivo de la zona occidental de la Hoja.

A diferencia de los domos anteriores, se trata de una estructura cupuliforme en niveles más superficiales.

Cuando pasamos de la compleja estructura cupuliforme central, que como vemos consta de varias cúpulas asociadas, domos de Santa Justa y de los Aduanos (cuyas estructuras presentamos) y domo granítico de la Virgen de los Remedios, a zonas más orientales, al cambio de facies estructural (ver «Estudios Geológicos», trabajo citado), corresponde también un cambio de simetría de los diagramas de polos a  $S_1$ .

Los diagramas que hemos considerado tienen simetría triclinica con rasgos o analogías rómbicas (obsérvese especialmente el diagrama de polos a  $S_1$  del área 3). Al pasar de las estructuras abovedadas, debidas a esfuerzos verticales (Cloos H., página 196 y siguientes), a zonas donde los esfuerzos son esencialmente laterales por tratarse de regiones menos profundas y metamórficas, la simetría de los diagramas de polos a  $S_1$  pasa de ser triclinica con rasgos rómbicos a ser triclinica con analogías monoclinicas, el mismo cambio de simetría que observamos en el estudio estructural a escala microscópica (ver T. Febrel, obra citada).

Los diagramas de las subáreas 1, 4 y 5 presentan una simetría triclinica con analogías monoclinicas, más destacadas en el caso del diagrama de la subárea 4, donde la disposición de los polos, según un círculo máximo, es casi perfecta (tectónica cilíndrico).

A partir de los diagramas puede obtenerse  $\beta$



(para la determinación de  $\pi$ ,  $\beta$  y B, etc., ver Adler, página 29 y siguientes) o polo del círculo máximo en que se encuentran distribuidos los polos a  $S_1$ . Se observa que mientras la macroestructura pincha hacia el Norte en el caso de la subárea 4, donde la  $\beta$  se encuentra dentro de la zona en que se hallan los  $B_1$  o ejes de mesoplegues tomados en el cam-

cia al Oeste y la de directriz Este-Oeste hacia el Sur.

Un corte Norte-Sur a través de la tectónica de directriz Este-Oeste por Valverde de Burguillos y otro Este-Oeste a través de la tectónica Norte-Sur, en el área 4, vienen representados en el dibujo adjunto: (fig. 4).

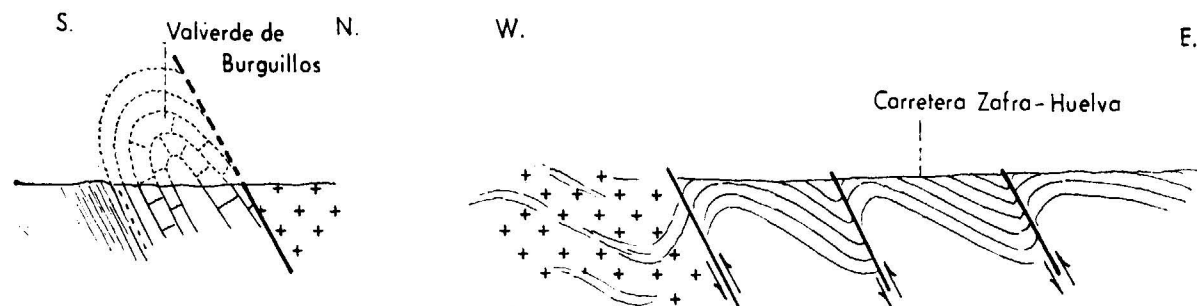


Fig. 4.—Cortes N.-S. y E.-W. de la subárea 4.

po que por lo tanto son congruentes y simultáneos con la mayor estructura, es sensiblemente horizontal en el caso de la subárea 1. El pinchamiento general hacia el Norte queda también bien patente sólo con observar la macroestructura en el mapa geológico de la Hoja de Jerez de los Caballeros.

La alineación más neta que las rocas presentan en las subáreas adyacentes al conjunto cupuliforme central, permite observar cómo la mesotectónica es concordante y simultánea a la macrotectónica.

El ajuste de las mayores concentraciones de polos a  $S_1$  a lo largo de un círculo máximo se realiza de forma más imperfecta en la subárea 5, ya que esta zona se encuentra casi en la zona de intersección de dos directrices tectónicas, la Norte-Sur y la Este-Oeste. Domina todavía la directriz Norte-Sur y por eso las mayores concentraciones se disponen según un círculo máximo Este-Oeste. El pinchamiento también es hacia el Norte, como es general en la tectónica de directriz Norte-Sur en las zonas centrales y septentrionales de la Hoja.

Los diagramas de las subáreas mencionadas presentan tectónicas de tipo casi cilindroide, la más perfecta es la del área 4 y la más imperfecta la del área 5, con pinchamiento hacia el Norte en las áreas 4 y 5 y de eje prácticamente horizontal en el área 1. Las tectónicas son volcadas, ya que, como puede observarse en los diagramas, el círculo en que están distribuidos los polos a  $S_1$  presenta un único máximo prominente, cuyo centro de gravedad representa el polo estadístico a  $S_1$  que más se repite en el plegamiento de tipo isoclinal.

Como también se observa en los diagramas, la tectónica de directriz Norte-Sur muestra vergen-

cia al Oeste y la de directriz Este-Oeste hacia el Sur. Los diagramas de polos a  $S_1$  ponen de manifiesto que la tectónica en las áreas 1, 4 y 5 es volcada. Lo mismo demuestra la geometría de los mesoplegues de los afloramientos de campo (ver dibujo adjunto) que son concordantes con la mayor estructura (coincidencia de  $\beta$  con B) (fig. 5).

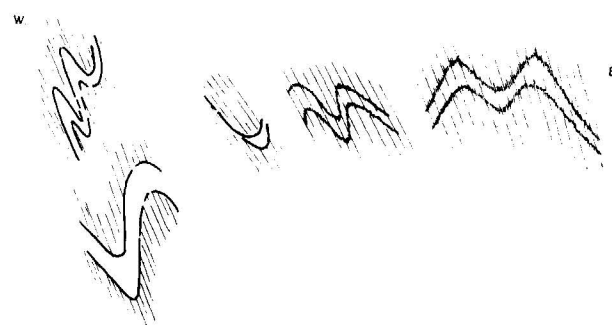


Fig. 5.—Mesoplegues hallados en itinerarios de campo.

Estas mesoformas que aparecen dibujadas en nuestra libreta de campo y que han sido tomadas de afloramientos situados en trincheras de la carretera de Zafra a Huelva, de Valverde de Burguillos a Los Reventones o de la carretera a Valencia del Ventoso, ponen de manifiesto el carácter volcado de la tectónica Norte-Sur. Las áreas 1 y 5 son muy escasas en afloramientos y es difícil de hallar en afloramientos de campo la mesoformas del área 4.

Como puede observarse, los desplazamientos según  $S_2$  (foliación), han desempeñado importante papel en el desarrollo de formas plegadas (Schertaltung), fundamentalmente en materiales arcillo-

sos o detríticos finos, que tienen una prominente superficie  $S_2$ . Los materiales más competentes (cuarcitas), muestran también un plegamiento de tipo similar.

Cuando alternan bandas cuarzosas más competentes (de pocos centímetros de potencia) con materiales arcillosos más incompetentes, es fácil reconocer la interrupción de las bandas más competentes, de las que a menudo no se conserva más que la charnela de un microplegüe, y esto habla en favor de movimientos habidos según  $S_2$ .

Las dos directrices tectónicas sensiblemente perpendiculares entre sí, que hemos reconocido en trabajos anteriores en el Sur de la provincia de Huelva (ver Febrel, «Estratigrafía, Tectónica y Petrografía en la zona de Calañas (Huelva)», páginas 33-40), se observan más fácilmente en el territorio ahora estudiado, ya que existen lugares, como sucede en las inmediaciones de Valverde de Burguillos, donde se pasa en pocos metros de una a otra directriz tectónica. Es significativo que las dos directrices tectónicas que observamos en el Devónico-Carbonífero de la Hoja de Calañas núm. 559 (Huelva), se repiten más al Norte en terrenos mucho más antiguos.

Es lógico que en zonas sometidas a esfuerzos laterales, como las ahora consideradas, las rocas estén alineadas en B (la alineación es la arista de intersección de  $S_1$  y  $S_2$  o  $B_1^{S_1}$ ). Incluso las cuarcitas sometidas a esfuerzos tangenciales concentrados presentan una neta alineación en  $a$ , dirección de transporte tectónico, difícilmente reconocible a no ser en lámina delgada (ver T. Febrel, «Facies estructurales en la Hoja núm. 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz)», «Estudios Geológicos», vol. XXVI, núm. 2).

En la mitad occidental de la Hoja, ocupada por sedimentos más jóvenes apenas metamorfizados, que no hemos considerado en el trabajo que nos ocupa, existe un neto crucero de clivo deslizamiento  $S_3$  (strain slip cleavage) (el subíndice indica orden de edad decreciente, por lo tanto  $S_3$  es más joven que  $S_1$  y  $S_2$ ), cuya orientación hemos tomado en afloramientos situados a lo largo de los caminos que desde la carretera de Higuera la Real a Encinasola, conducen a las Dehesas de Los Leales o de los Leales de Paula. En diagrama superpuesto a esa zona vienen proyectados los polos a planos  $S_3$  medidos, que tienen una orientación uniforme Noroeste-Sureste y un buzamiento próximo a los  $90^\circ$  en la mayoría de los casos, así como las aristas de intersección  $B_1^{S_1}$  que tienen orientación Noroeste-Sureste y pinchan hacia el Sureste. Esas aristas son los ejes de microplegues en V o «clevron folds» con contornos que expresamos en el dibujo adjunto (fig. 6).

Un crucero de clivo deslizamiento o «strain slip cleavage» es frecuente en el Devónico y Carbonífero del Sur de la provincia de Huelva (ver T. Febrel, «Sobre la existencia de dos cruceros repre-

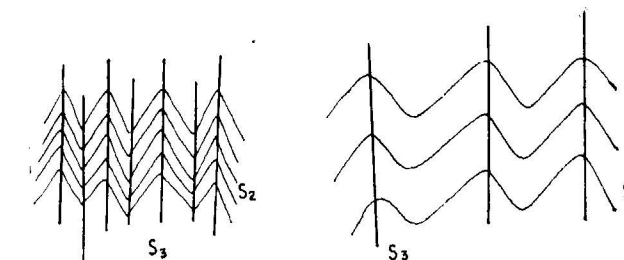


Fig. 6.—Formas de pliegues en V mesoscópicos.

sentativos de dos distintas deformaciones», «Notas y Comunicaciones», Instituto Geológico y Minero, número 77, año 1965, 187-202), pero mientras que allí tiene  $S_3$  el mismo rumbo aunque distinto buzamiento que  $S_2$ , aquí tiene distinta orientación la directriz tectónica, que en el cuadrante Suroeste de la Hoja es Este-Oeste aproximadamente.

No es nuestro propósito considerar con detalle la tectónica de fractura, que en territorio que ha estado sometido a esfuerzos de índole tan diversa ha de ser muy compleja. Pero la tectónica local de fractura en zona de minas ha debido de jugar un papel primordial en el control de la metalización. (Ver T. Febrel, «Metalogenia de la Hoja número 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz)»).

De datos de campo y del estudio microscópico de muestras pulidas y láminas delgadas, se sabe que la metalización fue formada en época posterior a la consolidación de la roca eruptiva cuarzo-diorítica, al menos de las zonas periféricas de la misma, que son las que establecen contacto con la roca de carbonatos sustituida (magnetita en fracturas de la roca eruptiva). Hay que pensar, por tanto, en el control que hayan podido efectuar fracturas ya existentes (fallas premetalización), guiando a los fluidos pneumatolíticos de la roca eruptiva a la roca de carbonatos, que es la sustituida, es decir, fallas que partiendo de la roca eruptiva atraviesan el contacto y alcanzan a la roca de carbonatos. (Ver Newhouse W. H., págs 10-35).

Así se observa que la «Corta» o explotación a cielo abierto de la mina Santa Justa se encuentra a lo largo de una falla que cruza a la cuarzo-diorita y a la roca de carbonatos.

Por cuanto acabamos de ver, los trabajos de prospección deben efectuarse teniendo bien presente la tectónica de fractura local del contorno investigado, zona de contacto de cuarzodioritas post-orogénicas con rocas de carbonatos.



## CONCLUSIONES

El trabajo estructural a escala de afloramiento o mesoscópica, confirma los resultados obtenidos en el estudio estructural a escala microscópica (petroestructura o petrofábrica).

Existe una estructura cupuliforme central debida a esfuerzos verticales, deformada en condiciones de elevada precisión litostática, donde los esfuerzos laterales han desempeñado un papel muy accesorio.

Tres domos, el de los Aduanos, donde aflora la envolvente de rocas de carbonatos; el de Santa Justa, donde aflora el núcleo neísico inferior, y el domo de rocas graníticas de «Los Remedios», son la expresión de esa compleja estructura cupuliforme.

Una estructura abovedada se origina más a Poniente en zonas superiores, y es el reflejo del acoplamiento de las rocas de la envolvente de un stock granítico intrusivo al movimiento ascensional del plutón.

Los polos a planos a  $S_1$  forman figuras cerradas, más o menos centradas con el círculo fundamental, y muestran indudables analogías rómbicas. Las rocas de estos dominios no están alineadas.

En zonas orientales más superficiales, el papel de los esfuerzos laterales se hace preponderante y si se divide el territorio en subáreas de tectónica cilíndrica los polos a planos  $S_1$  se distribuyen en círculos máximos en la proyección de áreas iguales.

A partir de los diagramas se obtienen  $\pi$  y  $\beta$  y los afloramientos de campo permiten determinar, en rocas alineadas, B. B coincide prácticamente con  $\beta$  (tectónica mesoscópica concordante con la macroscópica). Los diagramas permiten reconocer que existen dos directrices tectónicas Este-Oeste y Norte-Sur, y que las tectónicas correspondientes muestran vergencia al Oeste y al Sur respectivamente.

Los dominios que han estado sometidos a esfuerzos tangenciales están alineados en B y los diagramas de polos a  $S_1$  muestran analogías monoclinicas.

El plegamiento de tipo similar (Scherfaltung) ha desempeñado en estas zonas un papel preponderante.

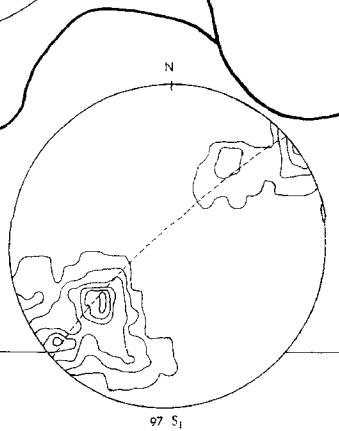
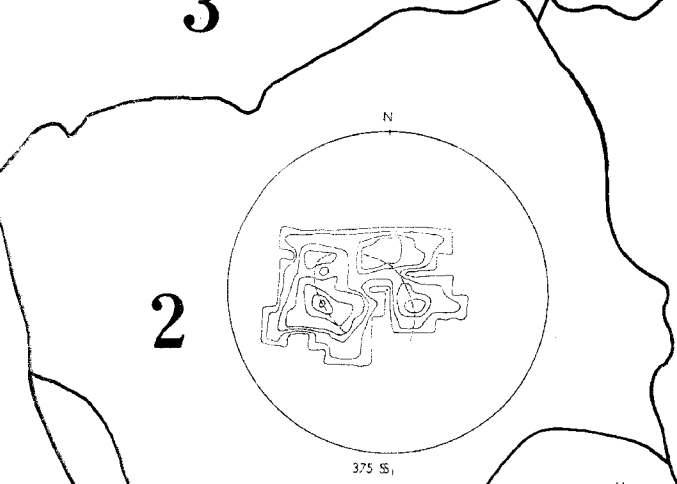
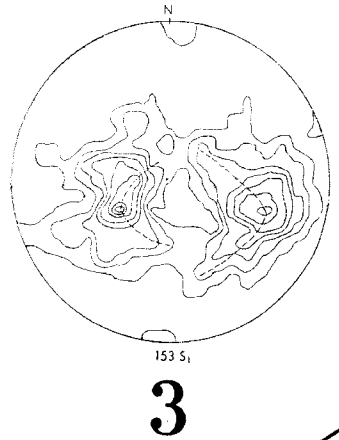
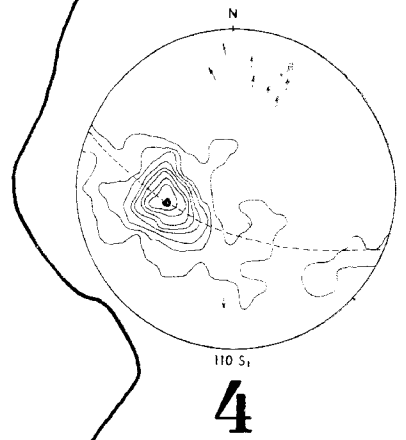
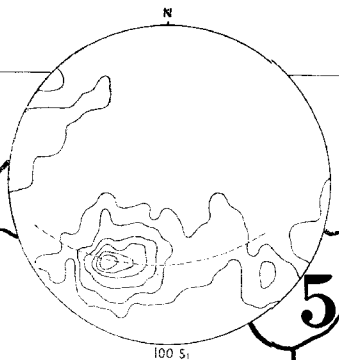
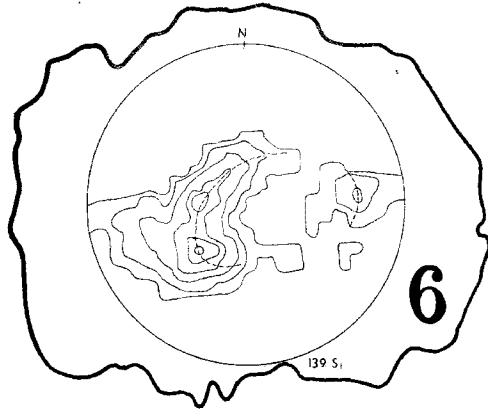
Un crucero de clivo deslizamiento  $S_3$  («strain slip cleavage») aparece de forma neta en los sedimentos más jóvenes de la región oriental de Hoja. Tiene rumbo Noroeste-Sureste, es subvertical y crea micropliegues en V o «chevron folds» que pliegan a  $S_1$  y  $S_2$ .

## BIBLIOGRAFÍA

- NEWHOUSE, W. H. (editor): *Ore deposits as related to structural features*, «Princeton Univ. Press», London, 1942.
- ADLER, R., FENCHEL, W. y PILGER, A.: *Statistische Methoden in der Tektonik II* (Das Schmidtsche Netz und seine Anwendung in Bereich des makroskopischen Gefüges). «Piepersche Buchdruckerei und Verlagsanstalt», 1961.
- CLOOS HANS: *Einführung in die Geologie*, Gebrüder Borntraeger, «Berlin Nikolasse», 1963.
- KARL FRANZ: *Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik*, «Piepersche Buchdruckerei und Verlagsanstalt», 1964.
- FEBREL, T.: *Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas deformaciones en el Devoniano-Carbonífero de la Hoja de Calañas núm. 959 (Huelva)*, «Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España», número 77, 1<sup>er</sup> trimestre, 1965.
- —: *Estratigrafía tectónica y petrografía en la zona de Calañas (Huelva)*. Instituto Nacional de Industria, Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras.
- —: *Facies estructurales en la Hoja 785, Jerez de los Caballeros (Badajoz)*, «Estudios Geológicos», vol. XXVI, número 2, 1970.

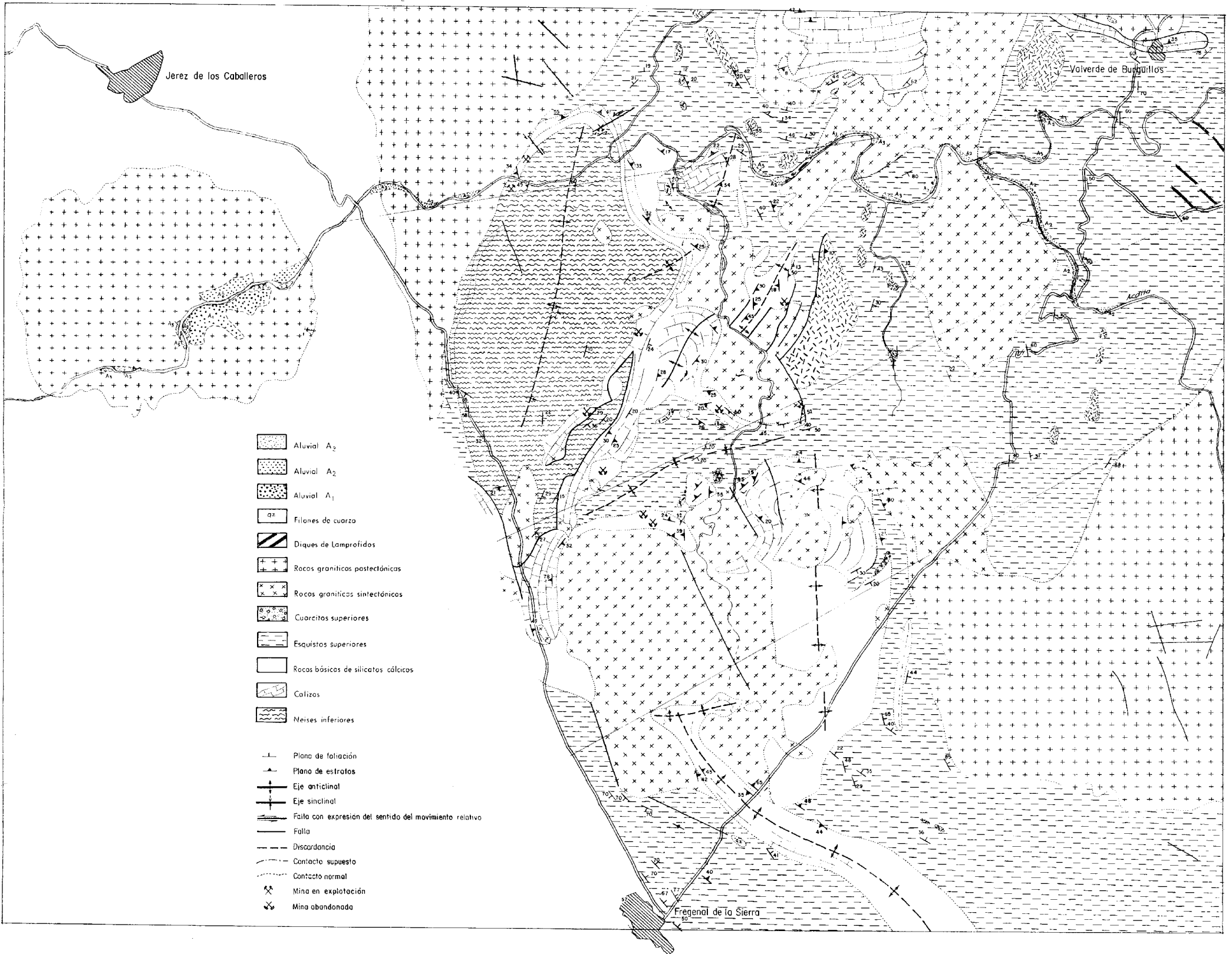
Recibido: 28-VII-70.





ESCALA 1:50.000







## Metalogenia de la Hoja n.º 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz)

por T. FEBREL (\*)

### RESUMEN

Las metalizaciones de hierro que con carácter económico se presentan en territorio de la Hoja se hallan en la zona en contacto de cuarzdioritas postorogénicas con rocas de carbonatos, asociadas a formaciones de skarn. Se estudian las transformaciones habidas en el endo y en el exocontacto, la paragénesis y se adelanta un criterio sobre la posible procedencia del Fe en estos criaderos. Se dan, finalmente, normas a seguir en la investigación minera de áreas análogas de esta provincia metalogénica.

### ABSTRACTS

The economic iron deposits of the sheet 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz), lie in the contact zone of post-orogenic quartzdiorites with carbonate rocks, associated with skarn formations. The transformations of the endo and of the exo-contact zones are studied as well as the paragenesis. A criterion is advanced on the possible source of the iron of those deposits. Finally a number of rules are given to be followed in the further investigation of similar areas.

### METALOGENIA

Las principales minas de la Hoja, San Guillermo, El Colmenar y Santa Justa, se encuentran en el cierre periclinal de la cúpula que ocupa la parte central del territorio, en contacto, más o menos inmediato, de las rocas de carbonatos con uno de los stocks eruptivos que afloran en el área por nosotros estudiada. La mina de Santa Justa se encuentra a cientos de metros del contacto cartografiado, pero los afloramientos de campo y el estudio de testigos de sondeos efectuados en esa mina indican que el neis e incluso la roca de carbonatos están inyectados por menores apófisis de la roca eruptiva, que en el plano 1:50.000 no han podido ser cartografiados.

El estudio de los testigos de los sondeos 20, 34, 35 y 36 practicados de la roca eruptiva a la roca de carbonatos, en dirección sensiblemente perpendicular al buzamiento de los estratos, detenidos al llegar al neis inferior, nos ha permitido esquema-

tizar el corte a través de la mina «El Colmenar» que presentamos. Los cortes a través de otros puntos del cierre periclinal son análogos. La magnetita masiva forma un fajeado concordante heredado de los lechos de la roca de carbonatos sustituida.

No son las rocas de carbonatos inmediatas al contacto las más sustituidas, sino estratos más separados, como indicamos en el esquema.

Pasamos de cuarzdioritas o granodioritas con poco K feldespato de carácter tardío, intersticial, que sustituye al plagioclasa, y poca biotita parcialmente cloritizada a sienitas o dioritas anfibólicas o piroxénicas (\*) (con hornblenda o diópsido) (fotos 1 y 2), con variable proporción de magnetita, que rellena las fracturas del plagioclasa que aparece roto (fotos 3, 4, 5 y 6) a través de intercalaciones de neis biotítico (intercalaciones arcillosas en las

(\*) La denominación de sienita o diorita depende de la composición del plagioclasa, ya que apenas si existe K feldespato. Rocas con feldespato normativo de composición albítica deben, a nuestro juicio, ser denominadas sienitas. (Ver análisis de las sienitas de contacto.)

(\*) Cátedra de Criaderos Minerales de la E. T. S. de Ingenieros de Minas.

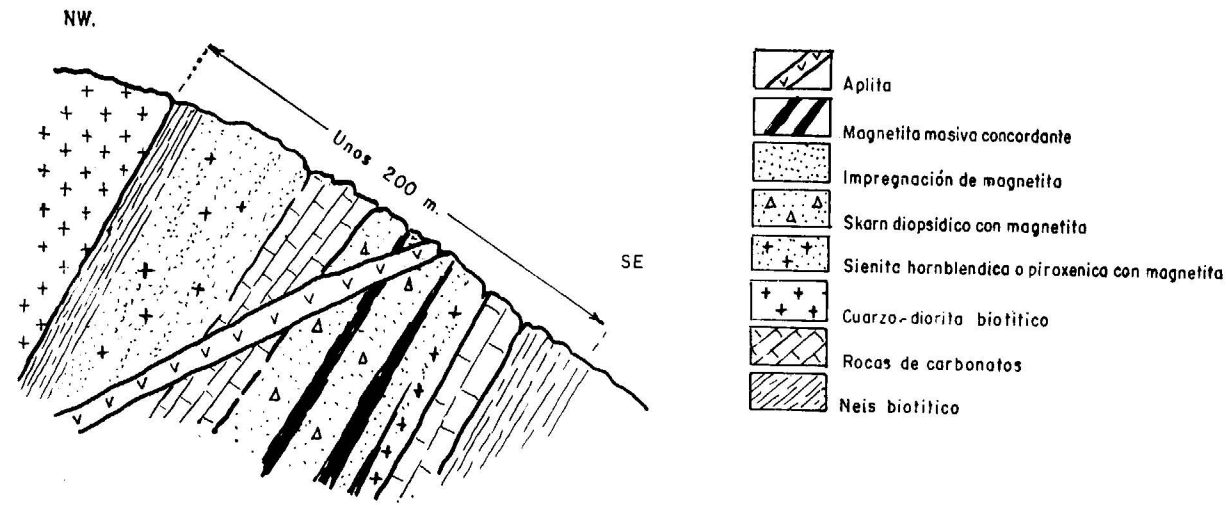


rocas de carbonatos) y de anfibolitas con plagioclasa, hornblenda y biotita, que no aparecen modificadas. Las sienitas o dioritas presentan mayor proporción de magnetita intersticial cuanto menor proporción de ferromagnesianos contienen (diópsido y sobre todo hornblenda). (Ver análisis sondeo 28 a 38 metros y 36 a 191 metros, con una norma ajustada al modo).

El proceso de contaminación origina la formación

dolomías con serpentina (seudomórfica de brucita), que no están alteradas.

El skarn está formado fundamentalmente por diópsido y magnetita intersticial, posterior a diópsido. El diópsido puede estar zonado y tener un núcleo incoloro de diópsido propiamente dicho  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  y una periferia verdosa de hedenbergita  $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ , que pone de manifiesto el cambio de composición del fluido residual. De nuevo en



Corte NW-SE. a través de la mina «El Colmenar».

de diópsido y hornblenda, a partir del OCa y OMc de la roca de carbonatos y del  $\text{SiO}_2$  de la roca eruptiva, que de esta forma se desilicifica pasando a sienita o diorita, que es la roca eruptiva que constituye la envolvente del skarn. El plagioclasa normativo de la sienita es una pura albita (sondeo 28-38 metros) o una albita con 3 ó 4 por 100 An (sondeo 36-191 metros) (Bowen, págs. 215-223).

El análisis químico de estas rocas pone de manifiesto que son subaluminosas, tienen elevada proporción de OCa y OMc y poco  $\text{K}_2\text{O}$ . (sondeo 28-38 metros) (ver Tröger E., págs. 84-100). Estas sienitas también existen en la mina de Cala (Huelva) y en la de Monchi, Burguillos del Cerro (Badajoz).

Indicios de contaminación pueden observarse antes de llegar a las sienitas en las mismas cuarzodioritas, que al aproximarse al contacto presentan secciones de diópsido y de hornblenda, aparte de las de biotita, que constituye su principal ferromagnesiano.

De la sienita o diorita anfibólica o piroxénica, pasamos a la formación de skarn propiamente dicha, a través de intercalaciones de neis biotítico y de

el skarn volvemos a hallar las intercalaciones estériles de neis biotítico.

El número de fases del skarn es muy reducido, lo que es lógico suceda en sistemas en equilibrio (Korshinzkij, págs. 1 y siguientes), pero se presentan distintas fases según la zona, incluso en una misma mina. Esto se reconoce perfectamente en la serie de sondeos por nosotros estudiada, donde el diópsido y la hornblenda son los silicatos de skarn casi exclusivos de la mina «El Colmenar», pero en zonas más orientales, hacia Santa Justa, aparecen también granate (grosularia  $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}$  y andradita  $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ) y epidota  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ . Atribuimos a la composición de la roca de carbonatos la aparición de una u otra fase.

La presencia de nuevos componentes origina la aparición de nuevas fases,  $\text{TiO}_2$  forma titanita en la roca eruptiva y en el skarn, Cl escapolita.

El diópsido es anterior a la uralita, por la que es sustituido, y a las vetas de clorita, carbonato y cuarzo por las que es cruzado.

Detrás del skarn aparecen menores intercalacio-



Foto 1.—Sienita contaminada con hornblenda y titanita. Sondeo 34. 113,50 metros. N //  $\times 50$ .



Foto 3.—Magnetita en sienita de contacto (magnetita de endocontacto). Sondeo 36, 43 metros. NX ( $\times 50$ ).



Foto 2.—Secciones de esfena en sienita piroxénica contaminada. Sondeo 34, 182 metros. NX.  $\times 50$ .



Foto 4.—Magnetita sustituyendo al plagioclasa de la sienita. Sondeo 34. 120,70 metros NX ( $\times 50$ ).



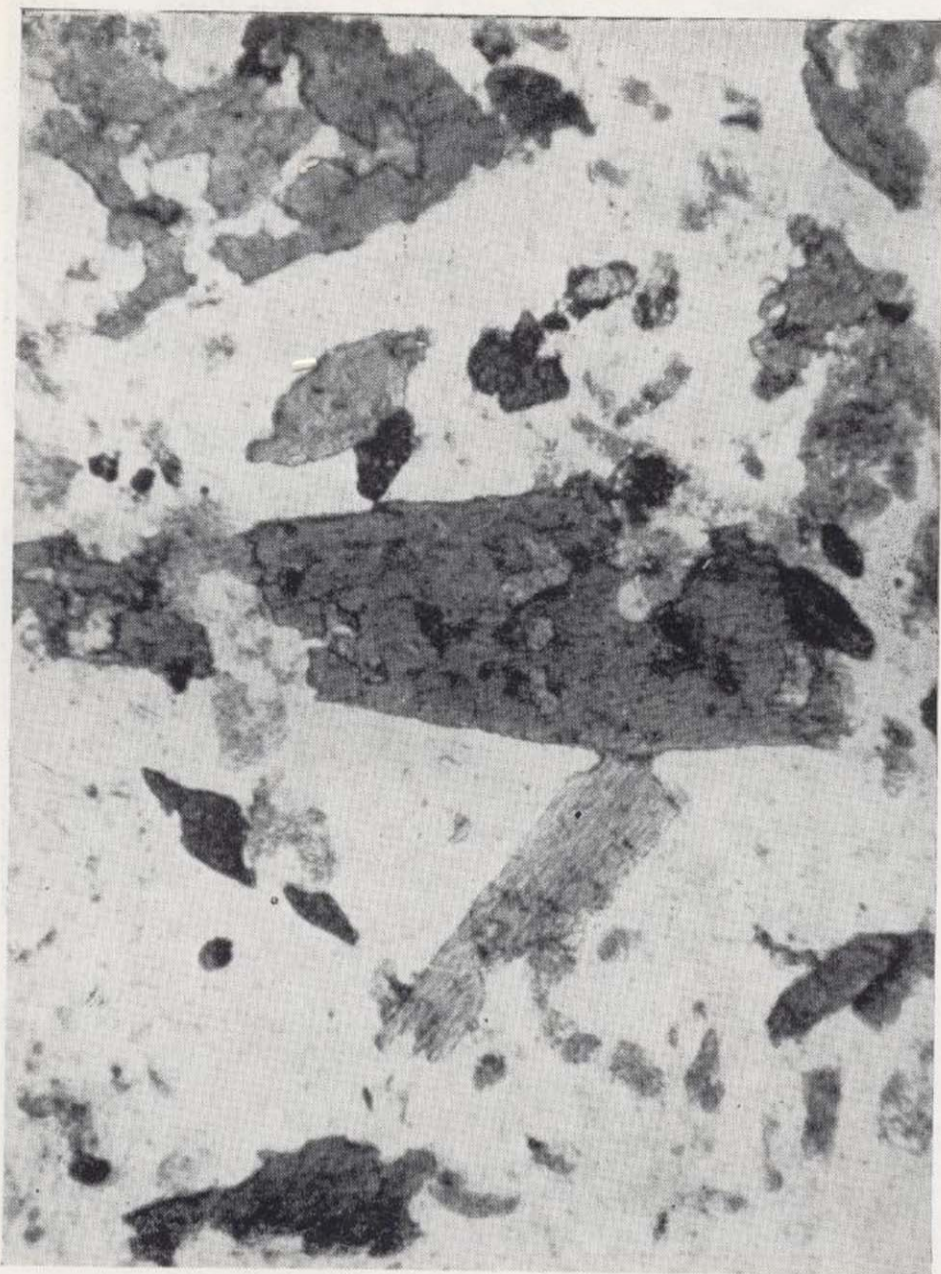


Foto 1.—Sienita contaminada con hornblenda y titanita.  
Sondeo 34. 113,50 metros. N //  $\times 50$ .

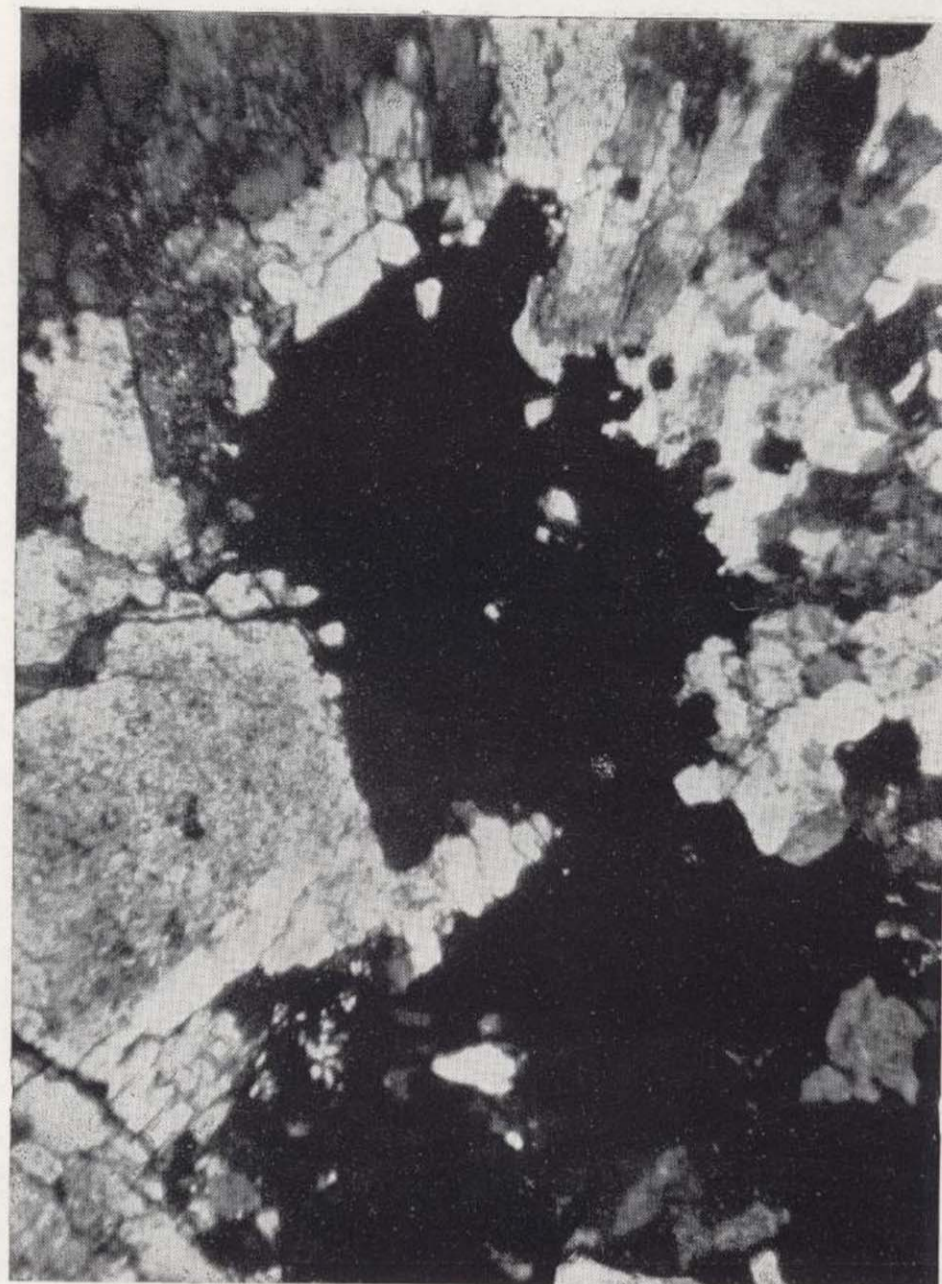


Foto 3.—Magnetita en sienita de contacto (magnetita de endocontacto). Sondeo 36, 43 metros. NX ( $\times 50$ ).



Foto 2.—Secciones de esfena en sienita piroxénica contaminada. Sondeo 34, 182 metros. NX.  $\times 50$ .



Foto 4.—Magnetita sustituyendo al plagioclasa de la sienita.  
Sondeo 34. 120,70 metros NX ( $\times 50$ ).



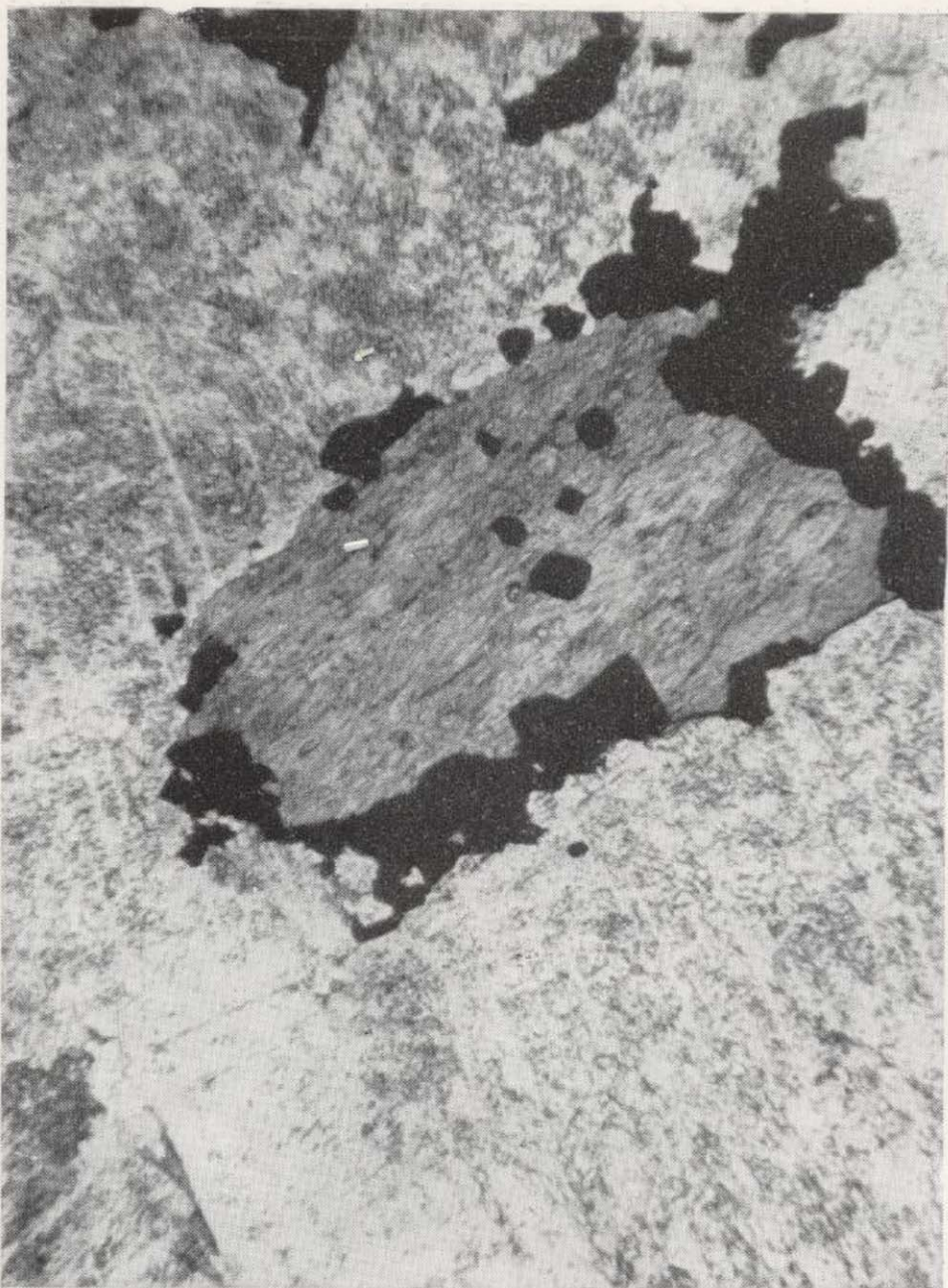


Foto 5.—Magnetita orlando a secciones de hornblenda en sienita anfibólica. Sondeo 35. 147,80 metros. N // ( $\times 50$ .)



Foto 7.—Secciones con núcleo de alanita y periferia de epidota en una formación de skarn. Sondeo 36. 136,60 metros. N // ( $\times 50$ .)



Foto 6.—Magnetita que envuelve poiquilíticamente a secciones de plagioclasa y escasas láminas de biotita. Magnetita de endocontacto NX ( $\times 50$ .)



Foto 8.—Secciones de alanita (obsérvese su fuerte pleocroísmo), en roca eruptiva de contacto. N // ( $\times 50$ .)



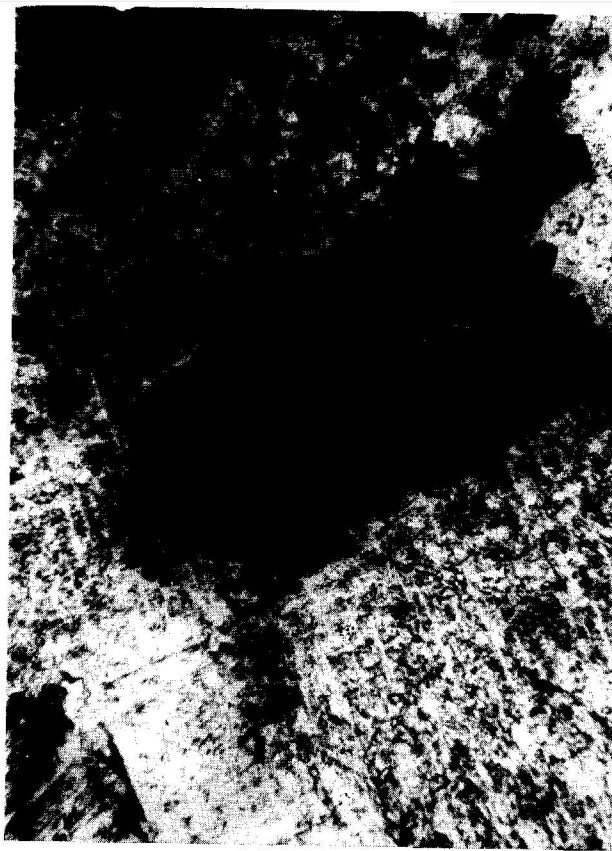


Foto 5.—Magnetita orlando a secciones de hornblenda en sienita anfibólica. Sondeo 35. 147,80 metros. N // ( $\times 50$ .)



Foto 7.—Secciones con núcleo de alanita y periferia de epidota en una formación de skarn. Sondeo 36. 136,60 metros. N // ( $\times 50$ .)

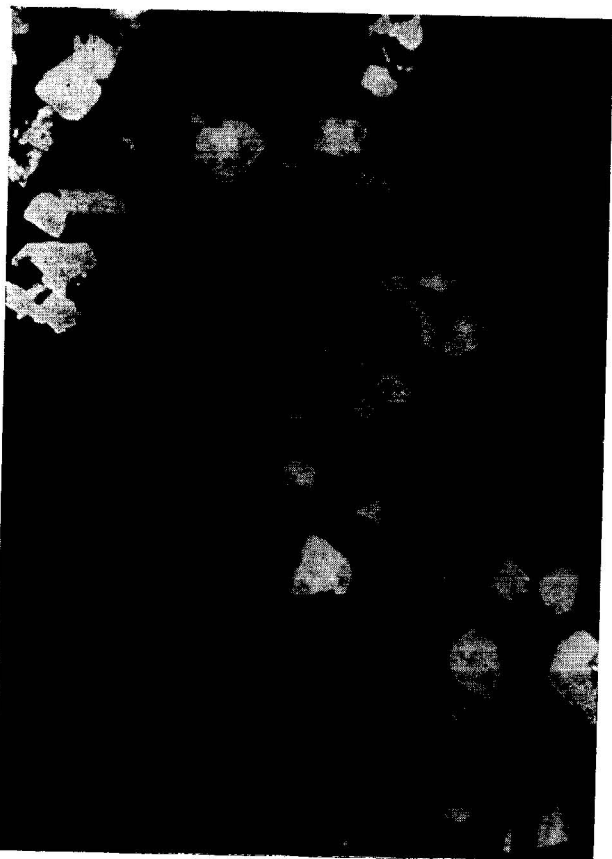


Foto 6.—Magnetita que envuelve poiquilíticamente a secciones de plagioclasa y escasas láminas de biotita. Magnetita de endocontacto NX  $\times 50$ .



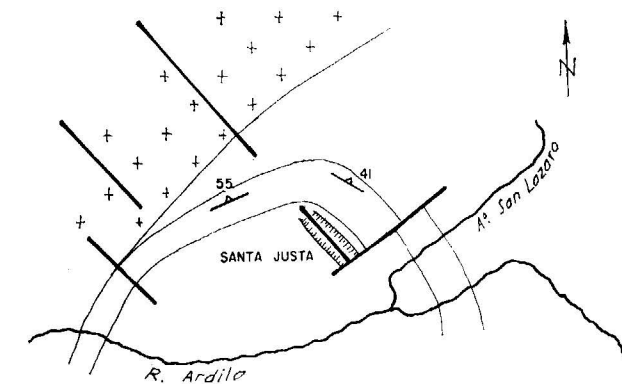
Foto 8.—Secciones de alanita (obsérvese su fuerte pleocroísmo), en roca eruptiva de contacto. N  $\times 50$ .

nes de sienita o diorita metalizada. Esta roca contiene albita, diópsido uralitizado, hornblenda no alterada, magnetita y abundante alanita. La alanita suele formar el núcleo de secciones de epidota (fotos 7, 8 y 9).

La formación de skarn aparece cruzada por diques y vetas aplíticas, que ponen de manifiesto el origen temprano de aquél.

Detrás del skarn volvemos a cortar calizas magnesianas o dolomías (análisis del sondeo 35 a 82 metros y del sondeo 36 a 130 metros) y los neises biotíticos inferiores.

La metalización acaeció en época posterior a la consolidación de la roca eruptiva, ya que la magnetita rellena las fracturas del plagioclasa, y las mismas fallas han debido jugar un papel importante en el proceso mineralizador cuando se observa que la corta de la mina Santa Justa está alineada con una falla NW.-SE., que cruza a la roca eruptiva y al metamórfico. La mina «El Colmenar» es también cruzada por el mismo sistema de fallas NW.-SE. Es indudable que estas fallas deben ser anteriores a la metalización.



La magnetita de los depósitos de hierro encierra poiquilíticamente al plagioclasa de la roca eruptiva y a los silicatos de la formación del skarn (fundamentalmente a diópsido) y es indudable que en su formación ha jugado un papel preponderante la interacción de la roca eruptiva con la roca de carbonatos, ya que o se encuentra en la roca eruptiva o en la formación de skarn. Los neises biotíticos y cordieríticos que establecen contacto con el stock eruptivo, no parecen afectados por este último (tan sólo la presencia de cordierita refleja la influencia térmica debida al stock), mientras que las rocas de carbonatos han sido invadidas (obsérvese los contactos irregulares del bloque de rocas de carbonatos que aflora al Norte de la Hoja, entre las longitudes 2° 54' y 2° 56', con la roca eruptiva postecónica que le circunda).

La magnetita es posterior a los silicatos de la roca eruptiva y del skarn (diópsido uralitizado, plagioclasa), a los que orla o penetra y sustituye. A la deposición de alta temperatura, plagioclasa, diópsido, hornblenda, magnetita, sigue una deposición de más baja temperatura en que esos minerales son sustituidos por epidota (la alanita constituye el núcleo de los cristales de epidota y representa los primeros estadios de cristalización de esta fase), uralita, clorita, cuarzo  $\alpha$ , a veces calcedonia esferulítica, carbonatos (foto 10).

El cambio de quimismo de los fluidos pneumatólíticos hacia una composición que favorece la formación de magnetita, se observa en los últimos períodos de la formación de los silicatos del skarn, del diópsido especialmente, que mostrando un núcleo magnesiano tiene una periferia verdosa de hedenbergita, el término ferrífero de la serie diópsido-hedenbergita.

El hecho de que la magnetita de los depósitos no contenga  $TiO_2$ , en forma de ilmenita desmezclada en los planos (111) de la magnetita, cuando este componente se halla presente, tanto en la roca eruptiva contaminada como en el skarn, establece un límite superior para la temperatura de formación de la magnetita (600-700°, según diversas fuentes, ver Rösler Lange, pág. 115). La magnetita se ha formado a temperatura inferior a la establecida por la desmezcla; es, por tanto, una magnetita post-magmática y no orto-magmática. Por otra parte, suponemos, teniendo en cuenta la ausencia de hematites ascendente, que la magnetita se haya formado por encima de los 400°, temperatura a la que la presión de oxígeno es lo suficientemente baja para no originar la oxidación de magnetita y formación de oligisto ascendente (Krauskopf K. B., pág. 482).

Las intercalaciones de neis biotítico estéril de la mina «El Colmenar» contienen xenoblastos de almandino más o menos cloritizado, prismas de silimanita y secciones pinitizadas de cordierita. Todo ello indica que el neis ha sufrido metamorfismo regional de las subfacies superiores de la facies de las anfibolitas y metamorfismo de contacto superpuesto al regional (la cordierita es en la Hoja de Jerez de los Caballeros mineral de contacto) de la facies de las corneanas anfibólicas (ver «Facies mineralógicas de la Hoja de Jerez de los Caballeros»).

Podemos atribuir a una fuente desconocida y profunda la procedencia del hierro que forma los depósitos de magnetita, lo que no es muy científico, aunque suele hacerse con relativa facilidad en Metalogenia. Hierro concentrado en fluidos residuales derivados de la consolidación de rocas eruptivas postorogénicas, que hicieron intrusión en ni-



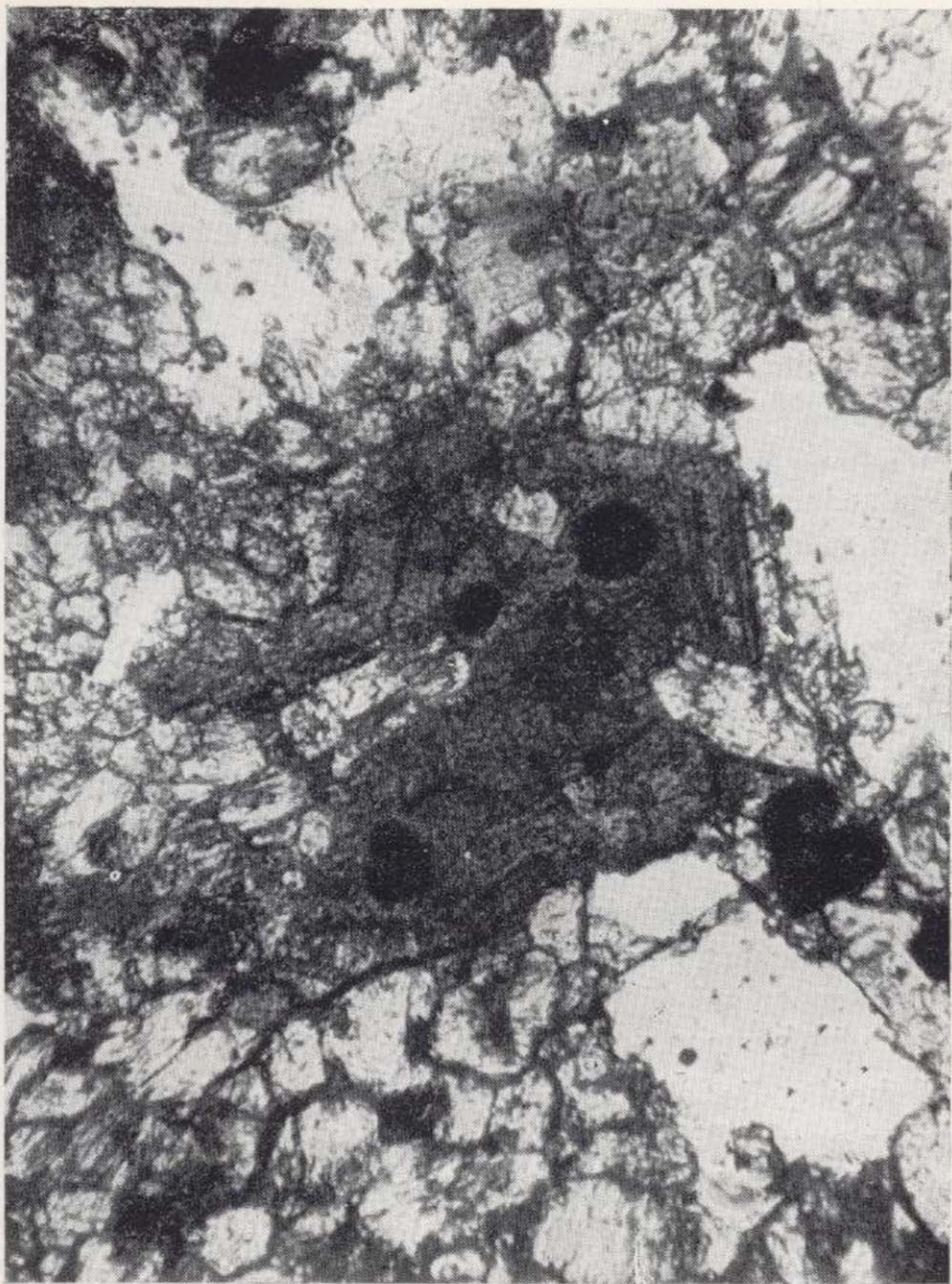


Foto 9.—Alanita zonada en formación de skarn. N // ( $\times 50$ )



Foto 11.—Xenoblasto de grasularia, fracturado y cruzado por vetas de cuarzo-calcita. Apatito incluido. «El Colmenar». N // ( $\times 72$ ).

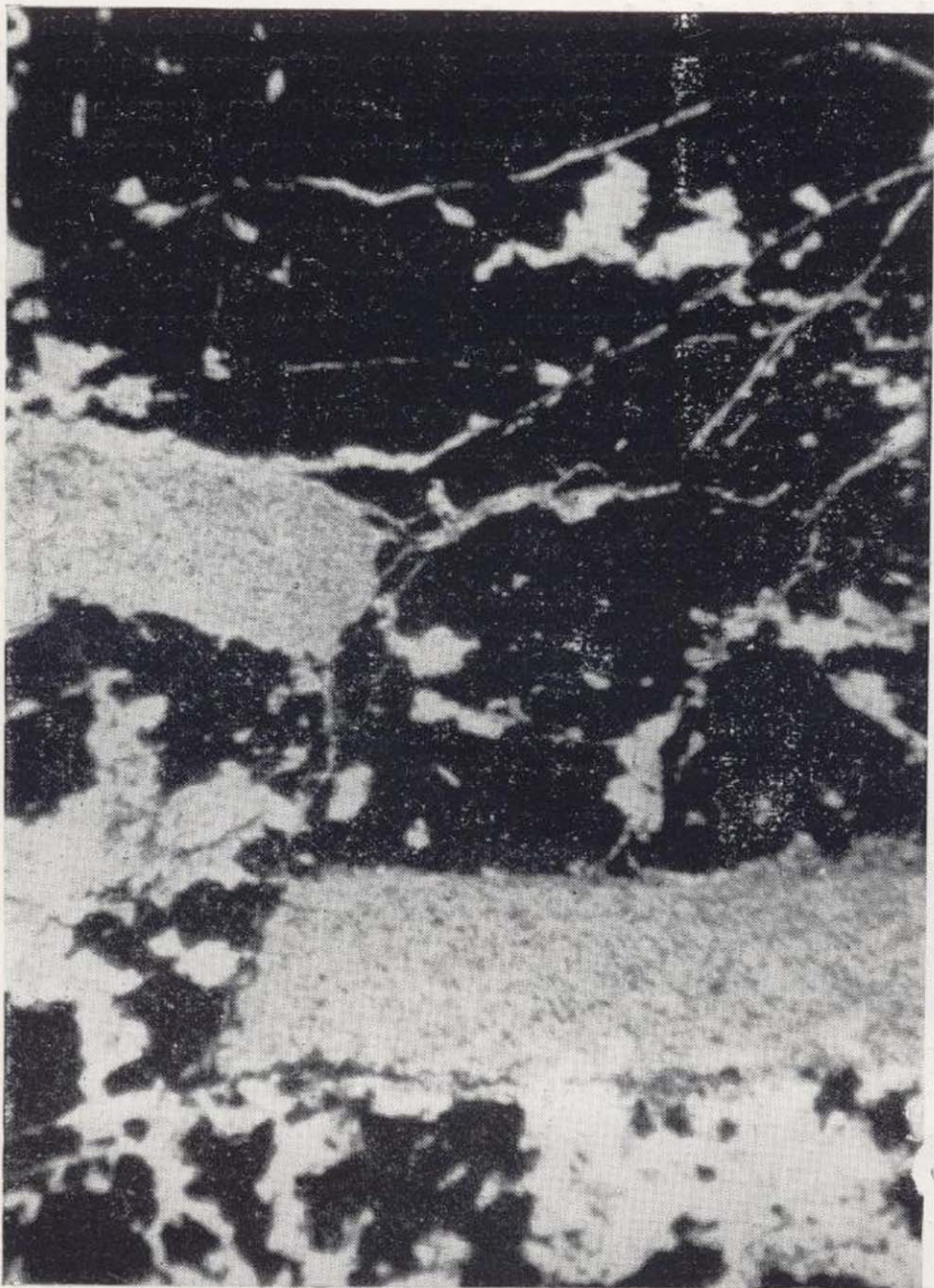


Foto 10.—Magnetita masiva cruzada por un relleno de calcita filoniana, que aparece cortado y desplazado por una microfractura. Sondeo 36. 153 metros. N //.



Foto 12.—Magnetita orlando a secciones basales de hornblenda «El Colmenar». N // ( $\times 72$ ).





Foto 9.—Alanita zonada en formación de skarn. N // (× 50)



Foto 11.—Xenoblasto de grasularia, fracturado y cruzado por vetas de cuarzo-calcita. Apatito incluido. «El Colmenar». N // (× 72).

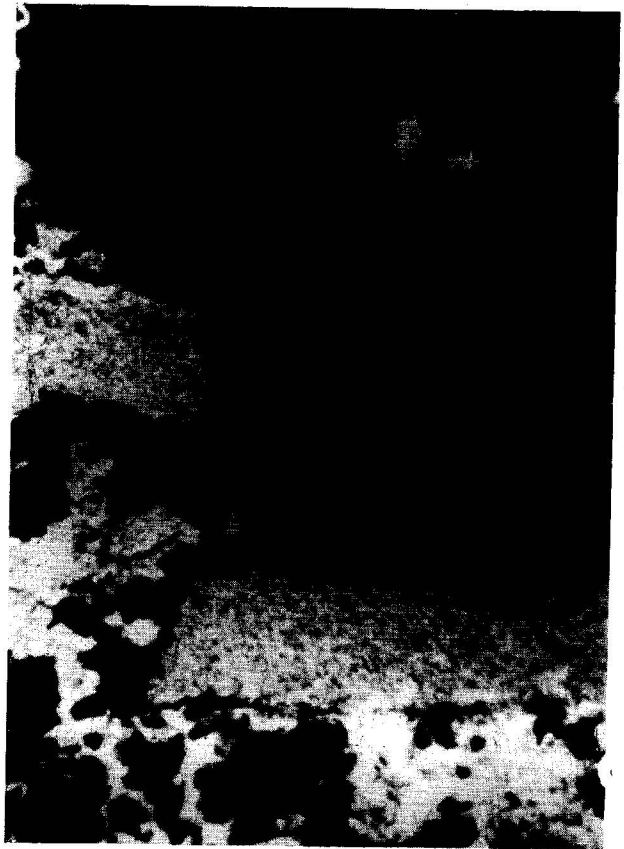


Foto 10.—Magnetita masiva cruzada por un relleno de calcita filoniana, que aparece cortado y desplazado por una microfractura. Sondeo 36, 153 metros. N //.



Foto 12.—Magnetita orlando a secciones basales de hornblenda «El Colmenar». N // (× 72).

veles superiores de la corteza en un conjunto ya plegado.

Creemos que parte, al menos, del hierro que aparece concentrado en los depósitos de magnetita, tiene su origen en los fenómenos de asimilación y contaminación observados en el estudio microscópico.

El primer silicato de skarn formado, con mucho el más abundante, es el diópsido. Aparece tanto en la roca eruptiva (cuarzodiorita o sienita) como en la formación de skarn propiamente dicha. Su composición estudiada por el único método viable, el estudio de sus propiedades ópticas, varía en términos muy estrechos:  $2V_x = 55^\circ-60^\circ$   $Z \wedge c = 37^\circ-40^\circ$ , lo que representa un piroxeno con más de 90 por 100 de  $\text{Si}_2\text{O}_6\text{CaMg}$  y menos de 10 por 100 de  $\text{Si}_2\text{O}_6\text{CaFe}$ . ( $\text{Si}_2\text{O}_6\text{CaMg} = 55,55$  por 100  $\text{SiO}_2$ ; 18,51 por 100  $\text{OMg}$ ; 25,93 por 100  $\text{CaO}$ ;  $\text{Si}_2\text{O}_6\text{CaFe} = 48,39$  por 100  $\text{SiO}_2$ , 29,43 por 100  $\text{FeO}$ ; 22,18 por 100  $\text{CaO}$ ).

Hemos efectuado el estudio de la variación de la roca eruptiva, de la cuarzodiorita inalterada a la formación de skarn, mediante contaje puntual, en la serie de testigos que forman el sondeo 36. Cuatro términos sucesivos de esa variación, tienen la siguiente composición modal:

	Cuarzo diorita %	Sienita %	Skarn %	Skarn %
Cuarzo ... ..	22,04		0,89	2,12
Plagioclasa... ..	66,14	75,73	7,71	5,58
K Feldespato... ..	9,72			
Biotita ... ..	2,08			
Diópsido ... ..			33,39	26,86
Magnetita... ..		24,26	46,67	65,15
Carbonato ... ..			11,31	0,26

Las rocas de carbonatos no modificadas tienen (ver análisis)  $\text{FeO} = 1,4 - 1,5$  por 100;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,8 - 0,9$  por 100, lo que supone un  $\text{FeO} = 3 - 3,3$  por 100 y rocas formadas por interacción de estas últimas con la roca eruptiva, que contengan hasta 33 por 100 de piroxeno, no han precisado utilizar el total del hierro contenido en las rocas de carbonatos, ya que 33 por 100 de piroxeno con 90 por 100 de molécula de diópsido equivale a 3,3, por 100 de hedenbergita y un total de 1 por 100  $\text{FeO}$ , lo que supone que gran parte del hierro de la roca de carbonatos queda acumulado en fluidos residuales posteriores a la consolidación de los silicatos principales de las rocas contaminadas, pla-

gioclasa y diópsido. Incluso una roca monomineral de piroxeno no precisa para su formación de todo el hierro de las rocas de carbonatos. No debe considerarse la magnetita modal, que ha sido introducida en época posterior.

Estos fluidos residuales son muy ricos en OFe y ello queda reflejado en los productos que originan. El piroxeno magnesiano tiene una periferia verdosa con  $2V_x = 63^\circ$ , lo que supone casi 100 por 100 de molécula de hedenbergita y la hornblenda, tanto en la roca eruptiva como en el skarn, tiene un  $2V_x = 67^\circ - 70^\circ$  y  $Z \wedge c = 15^\circ$ , lo que supone una hornblenda ferrífera con una proporción molecular  $\frac{\text{Fe}''}{\text{Mg}} = \frac{6}{10}$  a  $\frac{5}{10}$ . Esta hornblenda sustituye al diópsido.

La hornblenda comienza a formarse antes que la magnetita que orla y sustituye a la hornblenda (fotos 5 y 12); a esto atribuimos que hornblenda y magnetita varíen en relación inversa en la roca eruptiva. Hay hornblenda y magnetita simultáneas e incluso una proporción de hornblenda posterior a la magnetita, que utiliza las caras de esta última como sostén en su crecimiento o penetra y corroe a las secciones de magnetita (fotos 13 y

14). Pero esta hornblenda tardía, que es casi incolora en lámina delgada, tiene un  $2V_x = 76^\circ$  y un  $Z \wedge c = 17^\circ$ , lo que supone (ver diagrama) una relación  $\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}''} = \frac{3}{10}$  inferior a la anterior.

Es decir, al período caracterizado por la formación de un piroxeno magnesiano que sólo ha precisado en su formación de una reducida proporción del OFe de las rocas de carbonatos metasomatizadas, sigue un período de temperatura algo más reducida caracterizado por la formación de minerales muy ferríferos, hedenbergita, hornblenda ferrífera y magnetita, a partir de fluidos que mantenían un Fe en reserva. La paragénesis posterior



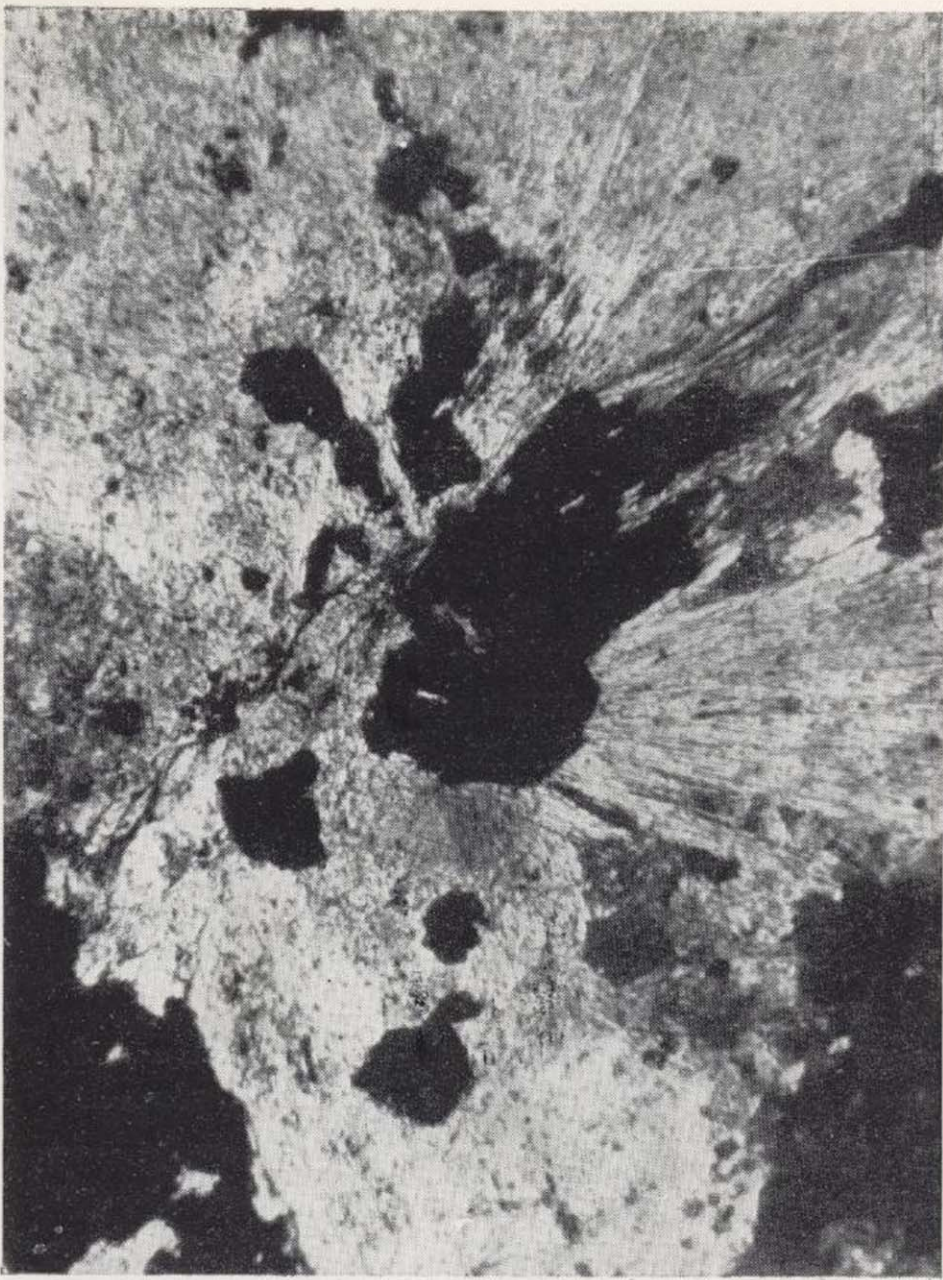


Foto 13.—Hornblenda radiada en torno a secciones de magnetita. «El Colmenar». N // ( $\times 72$ ).



Foto 15.—Martitización de magnetita, que pone de manifiesto su estructura zonada. Probeta pulida ( $\times 200$ ).



Foto 14.—Hornblenda que corroe y penetra a magnetita. «El Colmenar». N // ( $\times 72$ ).

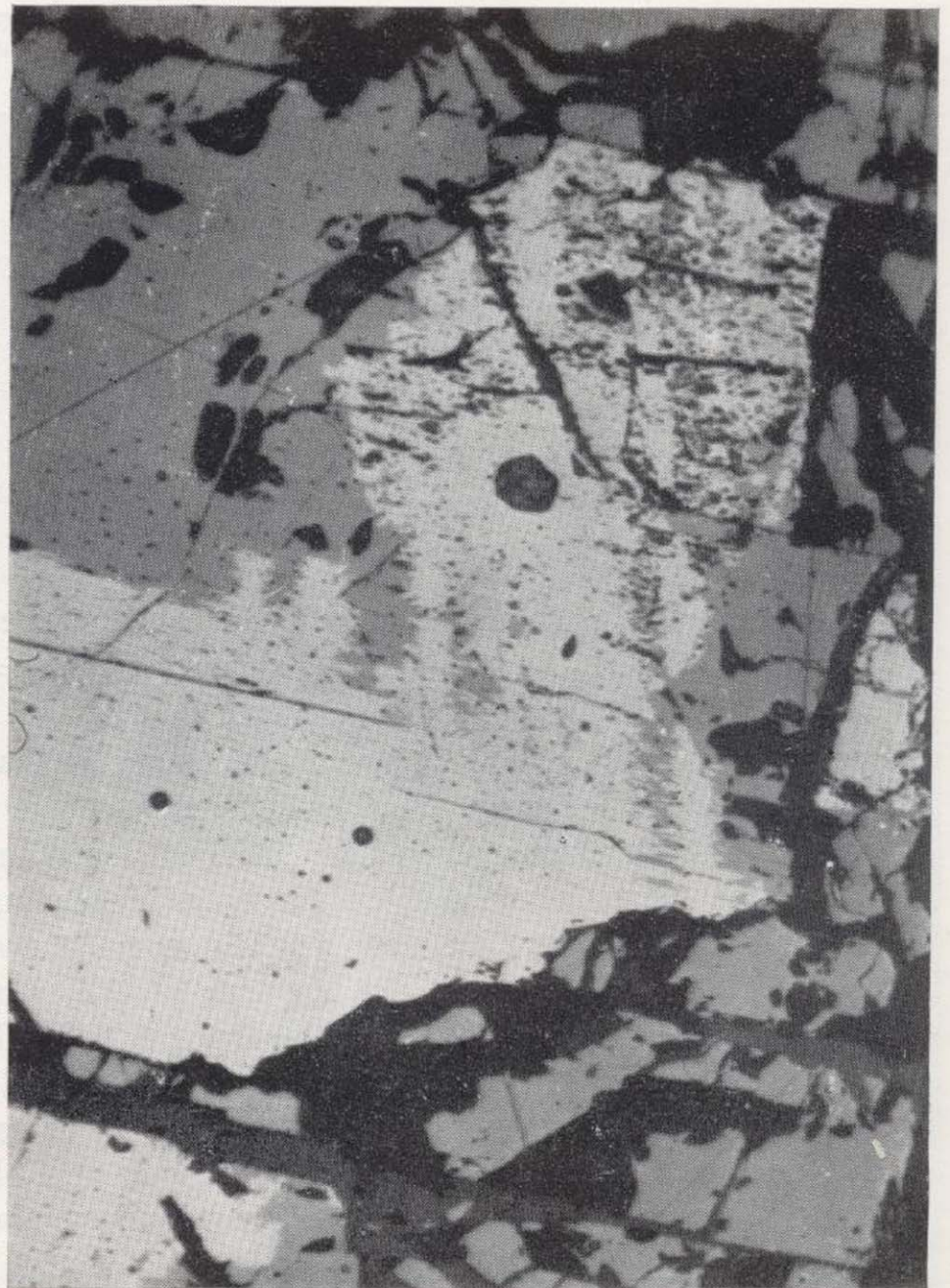


Foto 16.—Avanzado estado de martitización en la magnetita de las muestras más superficiales. Probeta pulida. N // ( $\times 200$ ).





Foto 13.—Hornblenda radiada en torno a secciones de magnetita. «El Colmenar». N// ( $\times 72$ ).



Foto 15.—Martitización de magnetita, que pone de manifiesto su estructura zonada. Probeta pulida ( $\times 200$ ).



Foto 14.—Hornblenda que corroe y penetra a magnetita. «El Colmenar». N// ( $\times 72$ ).

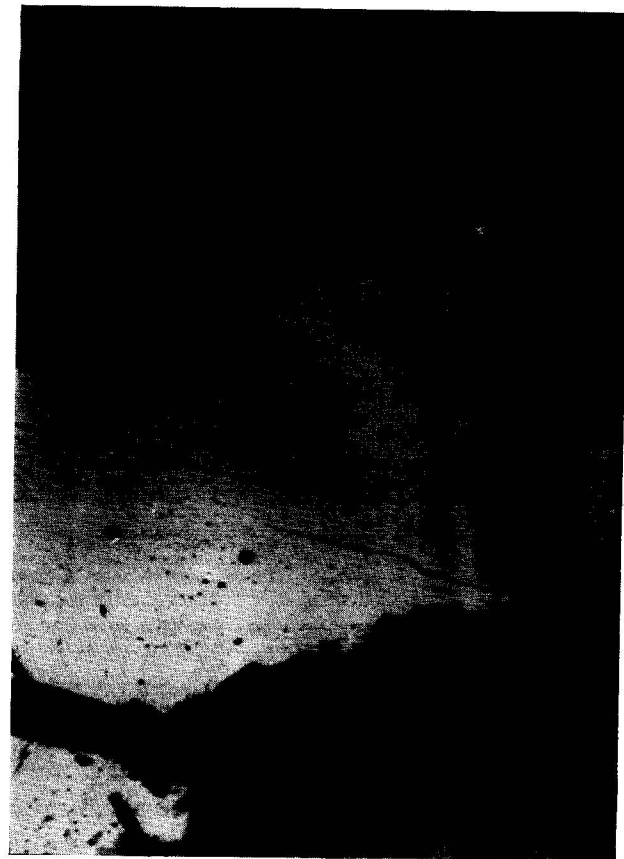
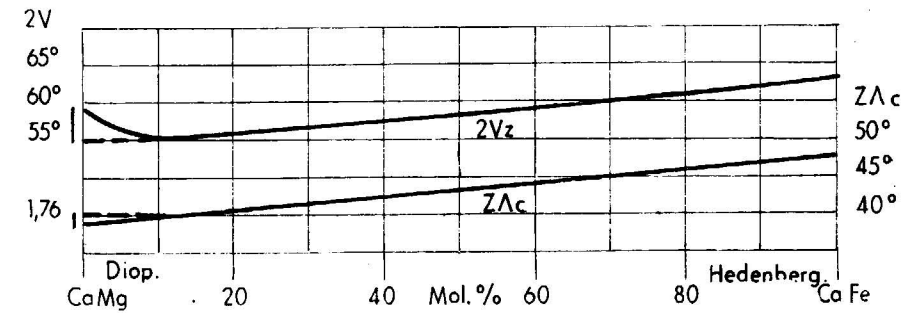
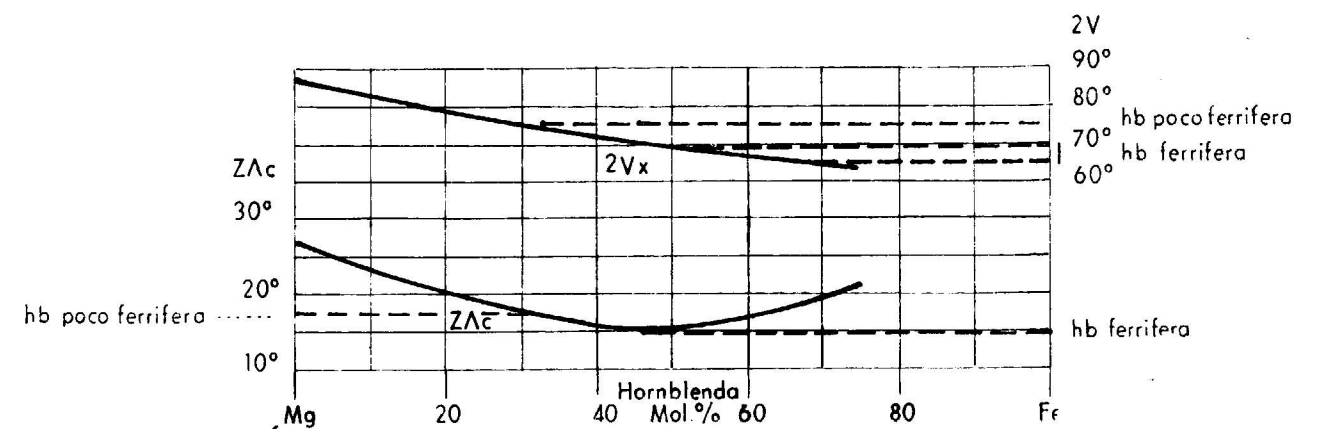


Foto 16.—Avanzado estado de martitización en la magnetita de las muestras más superficiales. Probeta pulida. N// ( $\times 200$ ).



Según Trüger pag. 63 (1956)



Según Trüger pag 77 (1956)

(anfíbol menos ferrífero) pone de manifiesto una disminución de Fe en los fluidos residuales.

Posteriormente tiene lugar la formación de cuarzo, clorita y calcita, que cruzan y sustituyen a los minerales anteriores. Se observan rellenos con magnetita y hornblenda marginales y cuarzo central.

También es fenómeno tardío la potasificación y conversión del plagioclasa en K feldespato, fenómeno observado tanto en cuarzodioritas como en sienitas.

Condiciones más favorables, en lo que a la reserva de Fe en fluidos residuales se refiere, se obtienen si suponemos que no sólo las rocas de carbonatos poco ferríferas, sino también los neises y anfíbolitas más ferríferos se ven afectados por procesos de asimilación. Pero de esto no hemos hallado evidencia en el estudio petrográfico de los testigos de los sondeos ni en la observación de afloramientos de campo.

Como puede observarse en lo que antecede, so-

mos partidarios de un origen epigenético para los hierros de esta provincia metalogénica. Es cierto que la extensión lateral de algunos depósitos («San Guillermo», «El Colmenar» y «Santa Justa»), su naturaleza esencialmente concordante y su restricción a ciertos horizontes de la serie sedimentaria son caracteres propios de depósitos singenéticos.

Pero junto a estas características, que en modo alguno son exclusivas de metalizaciones singenéticas, el control estructural efectuado por fracturas, la estrecha relación espacial con rocas eruptivas, la presencia de magnetita en el endo (en sienitas y dioritas) y en el exocontacto (en formaciones de skarn), la interacción de rocas eruptivas con rocas de carbonatos, el orden de deposición observado en la paragénesis, parejo con un cambio de composición de los fluidos mineralizadores, la presencia de sulfuros y de rellenos de clorita, cuarzo y calcita que prueban la existencia de una actividad hidrotermal, y finalmente la existencia de minerales que, como vonsonita («Monchi») y





Foto 17.—Incipiente martitización de magnetita según planos (111) de crucero octaédrico. Probeta pulida. N // ( $\times 200$ ).

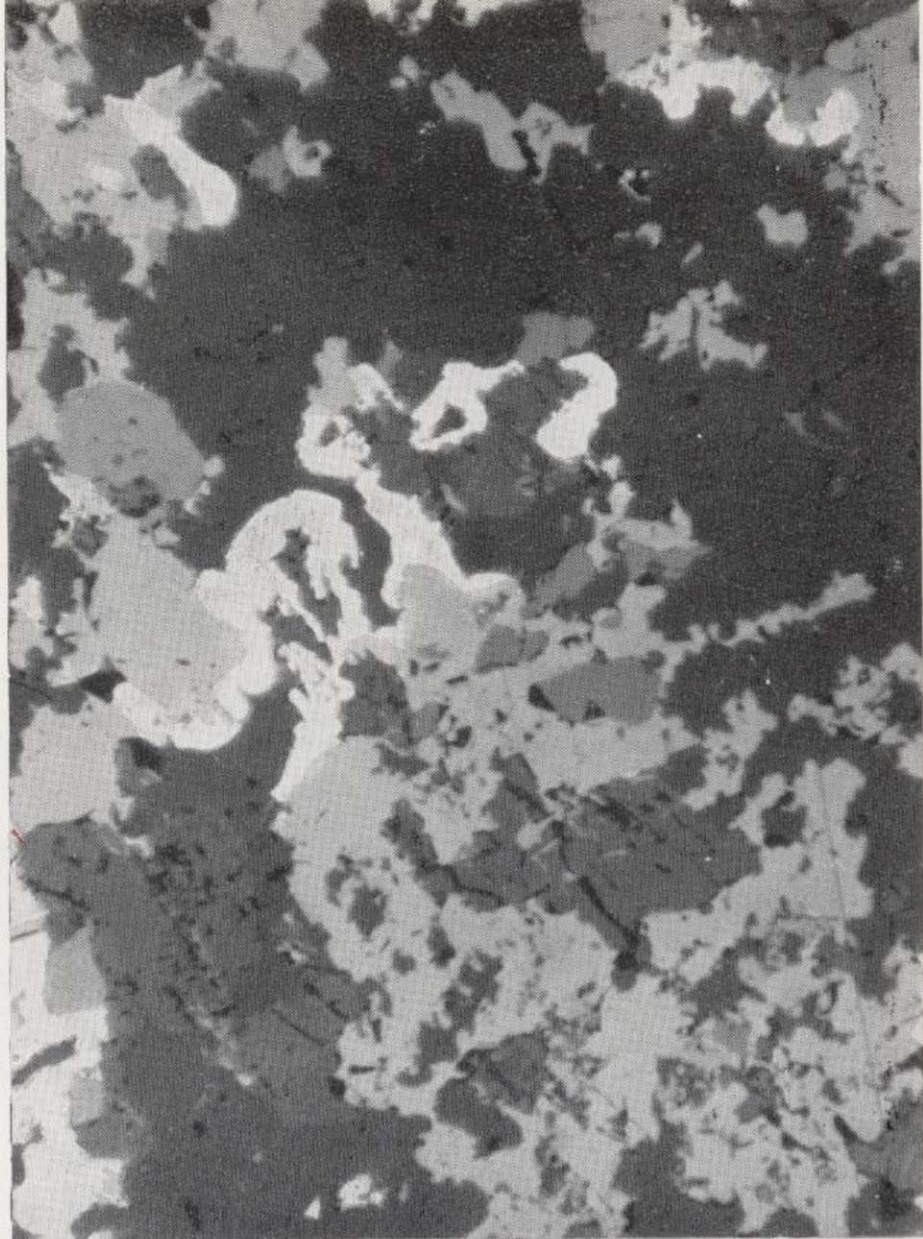


Foto 19.—Pirita esquelética marginal a secciones de magnetita. Probeta pulida. Sondeo 35. 115 metros. N // ( $\times 72$ ).

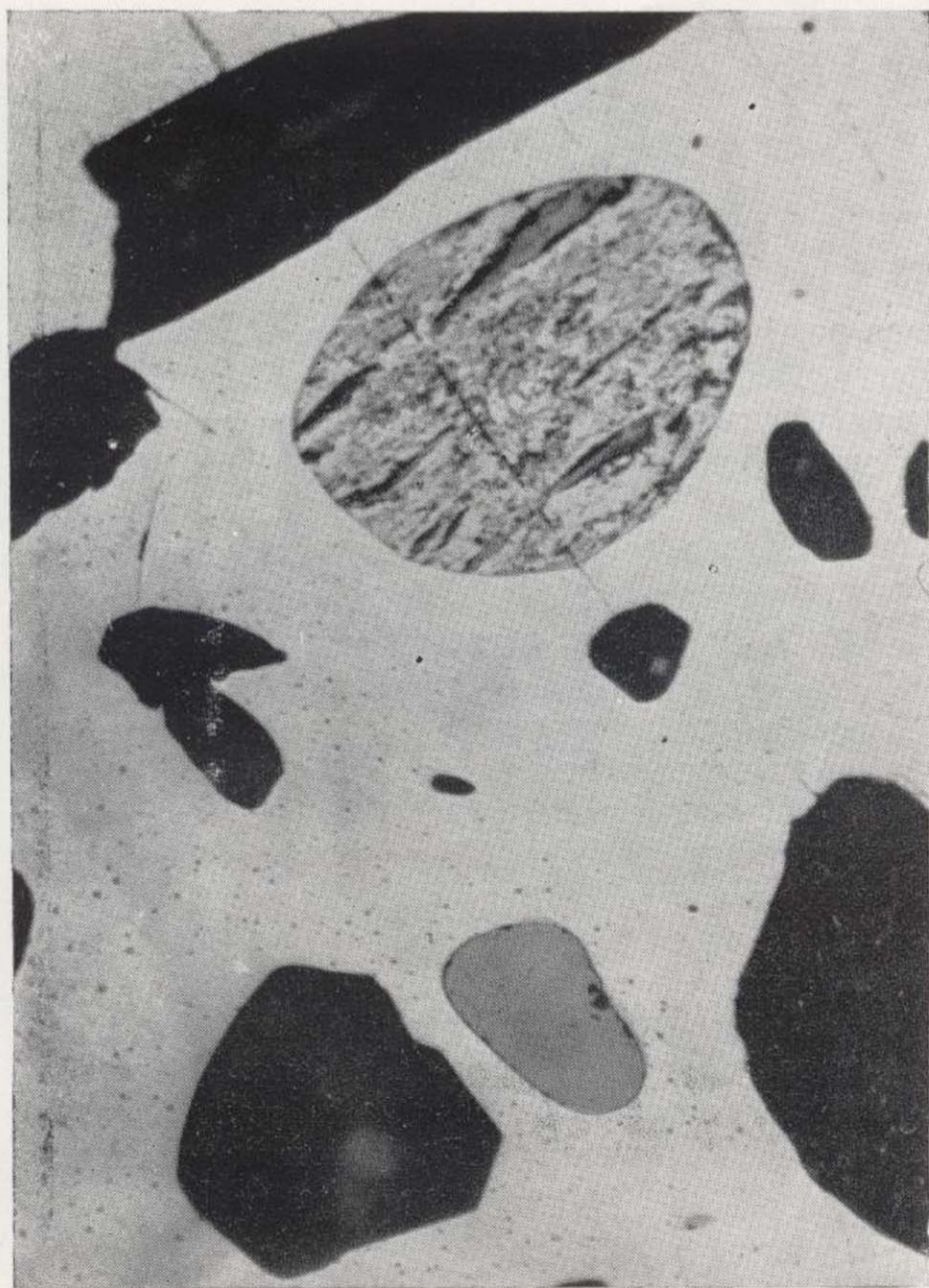


Foto 18.—Inclusión subcircular de magnetita martitizada en pirita. La pirita presenta (a la izquierda) otra inclusión de pirrotina. Probeta pulida. N // ( $\times 200$ ).



Foto 20.—Asociación micrográfica magnetita-pirita. Probeta pulida. Sondeo 35. 115 metros. N // ( $\times 72$ ).





Foto 17.—Incipiente martitización de magnetita según planos (111) de crucero octaédrico. Probeta pulida. N // ( $\times 200$ ).

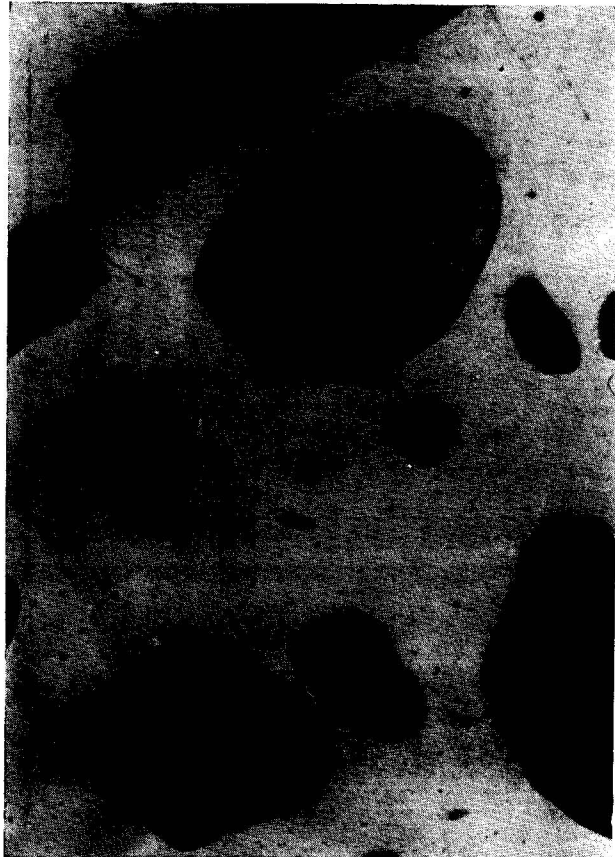


Foto 18.—Inclusión subcircular de magnetita martitizada en pirita. La pirita presenta (a la izquierda) otra inclusión de pirrotina. Probeta pulida. N // ( $\times 200$ ).



Foto 19.—Pirita esquelética marginal a secciones de magnetita. Probeta pulida. Sondeo 35. 115 metros. N // ( $\times 72$ ).



Foto 20.—Asociación micrográfica magnetita-pirita. Probeta pulida. Sondeo 35. 115 metros. N // ( $\times 72$ ).

alanita («Monchi» y «El Colmenar»), son típicos de depósitos pneumatolíticos de contacto, nos inclinamos en favor del origen epigenético de estos criaderos de magnetita.

Creemos, sin embargo, que parte del Fe puede proceder de ciertos horizontes sedimentarios, en particular de los de rocas de carbonatos, que son los más afectados al ponerse en contacto con los stocks cuarzodioríticos posttectónicos.

#### PARAGÉNESIS

Las muestras estudiadas proceden de los sondeos números 20, 34, 35 y 36, efectuados en el cierre periclinal del anticlinal de Santa Justa, entre las minas del «Colmenar» y «Santa Justa».

Hemos hallado los siguientes minerales:

m. principales	{ magnetita. pirita (py) (hematites)
m. accesorios	{ alanita. calcopirita (cp) pirrotina (po) bornita (bn) covelina (cv) limonita
m. accidentales	{ marcasita (mc) calcosina (cc)

Genéticamente podemos establecer:

m. ascendentes	{ magnetita hematites alanita pirita pirrotina calcopirita. bornita
m. secundarios descendentes	{ martita (magnetita) calcosina } calcopirita covelina limonita

La proporción de los minerales secundarios descendentes disminuye hasta hacerse nula al aumentar la profundidad. Situamos frente al mineral secundario el primario de que se deriva.

Se trata de una paragénesis muy simple, donde se observa un orden de formación con magnetita anterior a sulfuros, por los que es penetrada y ligeramente sustituida. Las formas sub-circulares

de magnetita incluida en pirita, pueden ser formas de reacción del sulfuro en contacto con el óxido de hierro.

La magnetita es el mineral esencial de la paragénesis. Granular, con buen tamaño de grano, a menudo cataclástica. Tiene color gris con tinte marcadamente pardo y es isotropa. En las muestras más superficiales está martitizada y se observan toda clase de tránsitos de magnetita en hematites, proceso que prosigue fundamentalmente según las direcciones de crucero octaédrico (111) de la magnetita (foto 17). La martitización permite observar a veces la estructura zonada de la magnetita que en muestras frescas, a no ser por ataque, no es reconocible (foto 15).

La martitización ha alcanzado en el sondeo número 34 mayor profundidad (hasta 130 metros), que en el sondeo número 20 (50 metros). Desde luego es descendente y se reconoce cómo disminuye de intensidad con la profundidad.

En estrecha relación espacial con magnetita, aunque mucho más escasa que magnetita, ya que es mineral accesorio, se encuentra alanita (Ca, Mn, Ce, La, Y, Th<sub>2</sub>, (Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Ti)<sub>2</sub>O.OH Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>, SiO<sub>4</sub>). Más frecuente en la roca eruptiva que en el skarn. Fácilmente reconocible por su pleocroísmo en tonos pardo y pardo rojizo y su gran absorción en la posición del color pardo más oscuro. A menudo forma el núcleo de cristales que tienen periferia de epidota. Granular o prismático. Hasta ahora no ha sido citado en la región más que en la mina «Monchi» (Burguillos del Cerro) donde, según nos han comunicado, está asociada a pechblenda; nunca ha sido citada en la mina «San Guillermo», donde la hemos encontrado.

La martita es descendente y se ha formado por alteración de magnetita. Procede esencialmente según los planos de crucero octaédrico de la magnetita o sustituye preferentemente a la periferia de las secciones de magnetita, poniendo de manifiesto la estructura zonada de la magnetita (fotos 15, 16 y 17). Es de color gris azulado y presenta pleocroísmo de tono gris a tono gris azulado, fuerte anisotropismo en colores azulados y formaciones laminares según (1011). Reflexiones internas de color rojo sangre.

Posterior a la magnetita pneumatolítica es una hematites especular ascendente hidrotermal, que forma vetitas estrechas constituidas exclusivamente por este mineral en concentraciones no económicas.

La pirita es el sulfuro más abundante y después de magnetita el mineral más frecuente de la mineralización. Posterior a la magnetita, a la que invade y sustituye; forma a veces con la magnetita intercrecimientos micrográficos (foto 20). Cata-



clástica, el crucero (100) aparece diluido en el sinfín de fracturas que cruzan a las secciones de piritita. Como la magnetita, presenta buen tamaño de grano y tendencia al idiomorfismo. Sus secciones suelen mostrar gotitas dispersas, a modo de emulsión, de pirrotina (foto 18), que aparece incluida en piritita o asociada a calcopirita, en forma de gotitas incluidas en el sulfuro de cobre.

La calcopirita es muy escasa (ligeramente más abundante que pirrotina) y sobre todo se presenta incluida en piritita. La de testigos más superficiales aparece alterada en covelina que prepondera sobre calcosina, que es escasísima. Las inclusiones de calcopirita en piritita suelen tener forma regular, subcircular.

La piritita es más estable ante la acción de los agentes atmosféricos que magnetita y calcopirita; es muy escasa la proporción de marcasita, formada a expensas de piritita.

La limonita, goethita esencialmente, es propia de las muestras más superficiales; cruza en forma de vetitas a óxidos y sulfuros, y aunque su color gris es análogo al de hematites, sus reflexiones internas de color pardo la diferencian, sin lugar a dudas, de la hematites.

El buen tamaño de grano de la magnetita y que óxidos y sulfuros no sean simultáneos favorece el proceso que conduce a la separación de un concentrado magnético de los sulfuros.

Magnetita de más baja temperatura es la de las diseminaciones que enclavan en los cortijos de «Las Cortes Grandes» y «Las Cortes Chicas», en el contacto de roca de carbonatos con el stock eruptivo de la Virgen de los Remedios o con las rocas eruptivas del Cerro de la Campana.

Es una magnetita asociada a cuarzo, carbonato y flogopita, minerales de más baja temperatura que la plagioclasa de dioritas y sienitas o los silicatos de las formaciones de skarn. Cuarzo y carbonato, que aquí son simultáneos a magnetita, son muy posteriores y corroen a la magnetita en los depósitos económicos («San Guillermo», «El Colmenar» y «Santa Justa»).

La magnetita, en las muestras tomadas que son superficiales, ha desaparecido casi por completo; a lo sumo se presenta en el núcleo de los cristales de martita o como mineral residual incluida en el oligisto.

Esta magnetita tiene un tamaño de grano muy inferior al de la magnetita de las formaciones de skarn y dudamos que se puedan formar concentraciones explotables, ya que todas las minas antiguas o actuales explotan magnetita de formaciones de skarn.

La martita es mineral secundario y descendente. Presenta bellas formaciones laminares según (1011).

INVESTIGACIÓN MINERA. RECOMENDACIONES

Las minas de la Hoja pertenecen a una provincia metalogénica que se extiende por las provincias de Sevilla, Huelva y Badajoz, con una longitud de unos 250 kilómetros y una anchura de unos 80 kilómetros. Al Noreste de la misma se extiende de la provincia Pb-Zn de Azuaga y Peñarroya y al Suroeste la provincia metalogénica de los yacimientos de piritita exhalativos, submarinos, sedimentarios, que ocupa una buena extensión de la provincia de Huelva.

Existen impregnaciones de magnetita que no son económicas y depósitos de forma tabular que pueden alcanzar considerable profundidad (mina de Cala) y extensión según el rumbo (serie de minas de «San Guillermo», «El Colmenar» y «Santa Justa»).

El buen tamaño de magnetita y la no simultaneidad de magnetita y sulfuros facilita el proceso de concentración magnética.

El mineral principal es la magnetita; la hematites es mucho menos frecuente y es fundamentalmente descendente (martita). Son subproductos la calcopirita (Cala), alanita («San Guillermo» y «El Colmenar») y vonsenita («Monchi»).

Las metalizaciones económicas se encuentran en la zona de contacto de cuarzdioritas postorogénicas con rocas de carbonatos y están asociadas a formaciones de skarn con diópsido-hedenbergita, grosularia-andradita, hornblenda, escapolita, epidota, cuarzo, carbonato, etc. La cuarzdiorita es de grano grueso y no está orientada. La metalización tanto se presenta en el endo como en el exocontacto.

Las metalizaciones que se hallan en la zona de contacto de rocas eruptivas cuarzdioritas sinorogénicas, de grano fino y débilmente orientadas o no orientadas, con rocas de carbonatos no son económicas. Las explotaciones han sido abandonadas a poco de iniciadas. Es una magnetita de grano más fino que la pneumatolítica de zonas de skarn, asociada a una ganga hidrotermal de cuarzo, carbonato y flogopita.

Es muy de lamentar que no existiese una cartografía y un estudio geológico de la región cuando se efectuó la magnetometría de las zonas de contacto de rocas eruptivas con rocas de carbonatos, ya que entonces se habrían desechado los contactos con rocas eruptivas sinorogénicas que así se han considerado.

Toda investigación debe por tanto tener presente en el futuro que:

a) Las metalizaciones económicas se encuen-

tran en la zona de contacto de rocas eruptivas postorogénicas no orientadas con rocas de carbonatos. Las rocas de carbonatos más inmediatas al contacto no suelen ser las sustituidas.

Esto reduce extraordinariamente la zona a investigar; en la Hoja de Jerez de los Caballeros el contacto de rocas de carbonatos con eruptivas sinorogénicas tiene una extensión de 68,75 kilómetros, y el de rocas de carbonatos con eruptivas post-orogénicas, el único con esperanza minera, tan sólo de 10 kilómetros.

b) Son favorables, dentro de la zona de contacto últimamente considerada, aquellos lugares en que la roca eruptiva está cruzada por fracturas que atraviesan el contacto y alcanzan a la roca de carbonatos. La metalización es posterior a fracturación y es indudable el importante papel jugado por fracturas premetalización en la guía de los fluidos pneumatolíticos, como hemos mencionado en los casos de «El Colmenar» y «Santa Justa».

Que fracturación haya sido anterior a metalización supone también la existencia de fallas diques y cuando aquélla sea cortada por una de estas últimas no hay por qué suponer que haya mineral al otro lado de la falla.

Con estas premisas se reduce extraordinariamente el área a investigar y es de destacar que las zonas que ofrecen interés han tenido minas en mayor o menor extensión.

ANÁLISIS QUÍMICO

Sondeo, 28-38 metros.  
Sienita de contacto.

	%	
SiO <sub>2</sub> ... ..	61,9	Ab... .. 67,4 % Feldespato
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	13,1	Or... .. 1,1 % 68,5 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	2,8	En... .. 15,2 % Piroxeno
FeO ... ..	3,5	Hy... .. 3,4 26,6 %
MnO ... ..	0,04	Wo... .. 8,0
MgO ... ..	5,6	Mt... .. 2,8 %
CaO ... ..	4,2	Qz... .. 1,5 %
Na <sub>2</sub> O ... ..	7,7	Ru... .. 0,4 %
K <sub>2</sub> O ... ..	0,2	Cp... .. 0,2 %
H <sub>2</sub> O ... ..	0,6	
TiO <sub>2</sub> ... ..	0,4	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... ..	0,08	
CO <sub>2</sub> ... ..	0,09	

Sondeo, 36-191 metros.  
Sienita de contacto  
metalizada.

	%	
SiO <sub>2</sub> ... ..	42,7	Ab... .. 64,4 % Feldespato
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	12,1	An... .. 4,4 % 69,4 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	23,4	Or... .. 0,6 %
FeO ... ..	8,9	Mt... .. 22,0 % Oxidos Fe
MnO ... ..	0,04	Hm ... .. 2,5 % 24,5 %
MgO ... ..	1,5	Cc... .. 2,0 % Carbonato
CaO ... ..	1,9	Mgs ... .. 2,8 % 4,8 %
Na <sub>2</sub> O ... ..	6,8	Fo... .. 1,2 %
K <sub>2</sub> O ... ..	0,1	Cp... .. 0,1 %
H <sub>2</sub> O ... ..	0,7	
TiO <sub>2</sub> ... ..	0,03	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... ..	0,08	
CO <sub>2</sub> ... ..	1,8	

Sondeo, 35-82 metros.  
Dolomia.

	%	
SiO <sub>2</sub> ... ..	2,6	Mgs ... .. 46,5 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	0,8	Cc... .. 43,9 % Carbonato
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	0,9	Sid... .. 1,2 % 92 %
FeO ... ..	1,4	CO <sub>3</sub> Mn ... 0,4 %
MnO ... ..	0,3	Ab... .. 5,8 % Plagioclasa
MgO ... ..	20,9	An... .. 0,6 % Ab <sub>90</sub> An <sub>10</sub>
CaO ... ..	27,5	Mt... .. 1,4 % 6,4 %
Na <sub>2</sub> O ... ..	0,4	Qz... .. 0,2 %
K <sub>2</sub> O ... ..	0,02	
H <sub>2</sub> O ... ..	1,6	
TiO <sub>2</sub> ... ..	0,06	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... ..	0,01	
CO <sub>2</sub> ... ..	43,4	

Sondeo, 36-130 metros.  
Dolomia.

	%	
SiO <sub>2</sub> ... ..	4,6	Cc... .. 43,8 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	0,8	Mgs ... .. 43,5 % Carbonato
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	0,8	Sid... .. 1,9 % 89,6 %
FeO ... ..	1,5	CO <sub>3</sub> Mn ... 0,4 %
MnO ... ..	0,3	Ab... .. 7,2 %
MgO ... ..	19,6	Qz... .. 2,5 %
CaO ... ..	27,4	Hm ... .. 0,7 %
Na <sub>2</sub> O ... ..	0,6	
K <sub>2</sub> O ... ..	0,05	
H <sub>2</sub> O ... ..	0,6	
TiO <sub>2</sub> ... ..	0,05	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... ..	0,02	
CO <sub>2</sub> ... ..	43,6	



## BIBLIOGRAFÍA

- TRÖGER, E.: *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*, «Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft», 1935.
- —: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, «Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart», 1956.
- BOWEN, N. L.: *The evolution of the igneous rocks*. «Dover Pub.», 1956.
- RÜSLER LANGE: *Geochemische Tabellen Ver Deutschen Verlag*, 1965.
- KORSHINSKIJ, D. S.: *Abriss der metasomatischen Prozesse*. «Akademie Verlag», Berlin, 1965.

- KHAUSKOPF, K. B.: *Introduction to Geochemistry*. «New York Mc Graw Hill», 1967.
- MACKIN: *2<sup>nd</sup> Volume in honor of Professor Gratton*. «Ore Deposits of the U. S. A.», 1<sup>st</sup> paper of 2<sup>nd</sup> volume. Iron Springs 1968 A. I. M. E.
- PHAN KIEW DUONG *Skarns et mineralisations associées*. «Chronique des mines et de la recherche minière», octobre, novembre décembre, 1969. Centre d'études géologiques et minières. Paris. Revista a los principales tipos de skarn y de las mineralizaciones asociadas.

Recibido: 28-VII 70.

## Posibilidad de transportar aguas dulces tomadas de la desembocadura de los ríos, por conducciones submarinas

por F. CAÑADA GUERRERO (\*)

### PRÓLOGO

Las ideas que a continuación vamos a exponer, sobre la posibilidad de construir una conducción submarina de aguas dulces, hace varios años que fueron concebidas.

Nacieron pensando en los graves problemas de abastecimiento de las Islas Baleares. Pero sin perder de vista la posibilidad de abastecer las Islas, nos dimos cuenta de que los mismos problemas de abastecimiento existían en toda la costa mediterránea, donde serían mucho más fáciles de resolver.

Las soluciones que proponemos son sólo hipótesis de soluciones.

Llevarlas a la práctica, exigirá resolver previamente una serie de problemas, cuyo conjunto de soluciones, si llegan a encontrarse, va a crear una nueva tecnología de transporte de fluidos. Y si no a crear, a ampliar grandemente las conocidas, puesto que ya son viejas las conducciones submarinas de petróleo.

Desde hace un año y medio estamos tratando de conseguir ayuda de los organismos oficiales para investigar si estas ideas son realizables o no.

### 1. INTRODUCCIÓN

El agua dulce escasea en el mundo cada vez más.

El aumento del nivel de vida lleva consigo un consumo por habitante cada vez mayor, acompañado de otro enorme consumo por parte de la industria.

Estos hechos determinan que, las aguas dulces naturales, consideradas hace algunos años sin valor, vayan adquiriendo una importancia creciente, al extremo de ser un factor determinante a la hora de concebir una planificación a cualquier escala.

Hay, por otra parte, infinidad de tierras, hoy absolutamente estériles, y que irrigadas, serían poderosas fuentes de alimentos. En una época donde los dos tercios de la población mundial se alimenta insuficientemente.

El mar, como recurso de agua dulce, es todavía un recurso caro, a pesar de lo cual van generalizándose las instalaciones para obtenerla por esta vía, en aquellos lugares donde las necesidades lo exigen.

Frente a estos hechos, infinidad de ríos vierten al mar caudales inmensos, mientras muchas veces, a pocos kilómetros de su desembocadura, el agua escasea o falta en absoluto.

Esto sucede, por ejemplo, en todo el litoral mediterráneo.

Sería interesante medir la riqueza agrícola que podría crearse en esta zona, con enormes superficies estériles y con unas condiciones climáticas óptimas para valiosos tipos de cultivos, si sólo una parte del agua vertida al mar, en pura pérdida, pudiera ser utilizada en regadíos.

Pero no es solamente la agricultura quien se beneficiaría con la utilización de estas aguas, hoy perdidas.

La explotación turística de las costas, de importancia capital en países como el nuestro, se ve actualmente frenada por la falta de agua.

Y paralelamente a estos hechos, ríos caudalosos como el Ebro y el Nilo y otros muchos más, vierten al mar miles y miles de millones de metros cúbicos.

Esto nos hizo concebir el proyecto que a continuación exponemos esquemáticamente, que si bien es aplicable a cualquier lugar del mundo, nació pensando en los ríos de la cuenca mediterránea, y muy especialmente en el Ebro y en el Nilo.

Adelantamos, que el área de aplicación de nuestro proyecto se limita a una faja litoral, cuya extensión sería preciso estudiar en cada caso.

(\*) Dr. Ingeniero de Minas. I. G. M. E.



En ningún momento hemos pensado poder competir con los sistemas tradicionales de transporte, hoy tan perfeccionados, para irrigar áreas interiores.

## 2. EL AGUA DE LOS RÍOS PUEDE TRANSPORTARSE DESDE SU DESEMBOCADURA, POR CONDUCCIONES SUBMARINAS

Las conducciones tradicionales de agua, es decir, las que se realizan por tierra, llevan consigo un enorme volumen de obra cuando su trazado se localiza sobre áreas de topografía complicada: grandes excavaciones, largos túneles, puentes, sifones, carreteras de servicios, expropiaciones, etcétera.

Por otra parte, el desviar cierto caudal de un río, afecta, a veces gravemente, a sus comarcas ribereñas, mermando en todo caso sus posibilidades.

El agua que no va a ser reclamada por nadie, es la que los ríos vierten al mar.

Si consiguiéramos aprovechar estas aguas, transportándolas por un sistema económico hasta los centros de consumo, habríamos puesto en servicio una importante fuente de riqueza.

Las costas, unas veces llanas, otras escarpadas, cada vez están más densa y complicadamente pobladas, y el precio de los terrenos es cada vez más alto.

Esto se traduce en que, el tendido de cualquier conducción por la zona litoral, bien sea por canales abiertos, bien por tuberías enterradas, además de ser complicado, será más caro que el mismo tendido en otra zona.

La plataforma continental submarina es prácticamente horizontal, tiene muy pocos accidentes y pertenece al Estado. Es por ella, por donde pretendemos realizar ese transporte de agua dulce, mediante tuberías submarinas apoyadas sobre el fondo, siguiendo una traza batimétrica-topográfica conveniente. Estas tuberías podrían ir flotantes, aunque sumergidas conservando su cota, cuando en la traza escogida hubiera que salvar zonas más profundas.

Eliminadas las tuberías metálicas por su elevado coste, y, sobre todo, por el elevado coste de las obras de protección contra la corrosión, y de los trabajos del tendido, hemos escogido tuberías de materiales sintéticos, vulgarmente plásticos, por su precio, su resistencia ilimitada a la corrosión, su coeficiente de rozamiento, uno de los más bajos conocidos para transporte de líquidos, y su posibilidad de trabajar a presiones importantes, así como la de poder ser transportadas flotando en tramos de gran longitud.

En nuestras consultas con algunas de las casas que fabrican estos tubos en España, hemos reci-

bido respuestas satisfactorias a nuestras preguntas, en cuanto a precio y condiciones de trabajo se refiere.

## 3. VENTAJAS QUE ENCONTRAMOS EN UNA CONDUCCIÓN SUBMARINA DE ESTE TIPO

Resumiendo algunas de las ideas expuestas y añadiendo otras, tenemos:

I. *Van a utilizarse las aguas sobrantes de los ríos.*

II. *Se eliminan los conflictos y las indemnizaciones de expropiación, para el tendido de la conducción, sin duda importantes en la zona litoral.*

III. *Se elimina la costosa obra civil, túneles, puentes, sifones, etc., sustituyéndose por otra, que estimamos ha de ser mucho más sencilla, rápida y barata, ya que la plataforma continental submarina, es prácticamente horizontal. Nuestra estimación se funda en los costes conocidos para conducciones petrolíferas submarinas, según puede verse en el gráfico que se encontrará más adelante. Este gráfico se refiere al tendido de una tubería metálica revestida de antioxidantes y de una gruesa capa de hormigón.*

En nuestro caso, por tratarse de una tubería de plástico, mucho más fácil de empalmar y transportar, de manejar en suma, que las utilizadas para los oleoductos, estos precios serían considerablemente rebajados.

La posibilidad de realizar la conducción del agua a presión, permitiría transportar grandes caudales con pequeñas secciones. No obstante, dadas las pérdidas de carga, habría que estudiar, cuidadosamente, las dimensiones óptimas de la sección relacionada con la presión de transporte.

IV. *Las aguas serían transportadas a cota cero, es decir, que la energía consumida en el transporte sólo será la necesaria para vencer las pérdidas de carga por razonamientos y cambios de dirección.*

V. *Las áreas de utilización del agua serán las litorales, en las que tiene el máximo valor, tanto se utilice para usos agrícolas, como para turísticos, dadas las excelentes condiciones climáticas.*

VI. *Se podrían recargar los acuíferos idóneos, próximos al litoral, utilizando aguas de invierno, incrementando las posibilidades de la conducción. Es hoy un grave problema el creado por la utilización permanente y sin tasa de los acuíferos costeros.*

Se han agotado de tal modo sus reservas, que han sido invadidos, en muchos casos, por las aguas marinas, quedando inservibles tanto para uso doméstico como para riegos.

Con una recarga periódica de aguas dulces, podrían ser saneados estos acuíferos salobres.

## 4. ALGUNOS PROBLEMAS Y POSIBLES SOLUCIONES

### I. *Navegación y pesca de arrastre.*

Escogiendo una línea batimétrica conveniente, y balizando el recorrido de la conducción, no se entorpecería la navegación ni la pesca de arrastre.

### II. *Anclaje de la tubería al fondo*

Conocidas la velocidad y dirección de las corrientes y la naturaleza del fondo marino, el problema del anclaje puede tener muchas soluciones:

a) El hincado de vigas o pilotes a los que se sujeta la tubería desde la superficie.

b) El lastrado de la tubería con piezas de hormigón cuyas formas y peso serían objeto de estudio, etc.

La influencia de las olas puede eliminarse escogiendo una profundidad conveniente, que en el Mediterráneo estimamos entre los 15 y 25 m. Este punto debe ser objeto de cuidadoso estudio.

### III. *Inspección*

La inspección podría realizarse desde la superficie, con algún aparato de óptica fácilmente diseñable o con cámaras de televisión sumergidas.

Las fugas podrían detectarse sin dificultad, bien por observación directa por los medios que acabamos de señalar, bien considerando que la resistividad del agua al paso de la corriente, es diferente según el grado de salinidad. Desde la superficie cualquier rotura podría ser detectada.

### IV. *Reparaciones*

Dada la profundidad del tendido (15 a 25 m.), cualquier reparación podría realizarse bajo el agua por submarinistas con escafandra autónoma.

Pero también, dada la elasticidad de la tubería, y su poco peso, con anclajes convenientes a los pilotes hincados al fondo o a los lastres, sería operación sencilla el levantar hasta la superficie la parte de tubería dañada para realizar cualquier reparación.

### V. *Acondicionamiento del agua, previo al transporte*

Teniendo en cuenta que gran parte del agua transportada va a utilizarse para riegos, no tiene

sentido otra manipulación del agua, previa a su transporte, que la de un filtrado y no demasiado riguroso:

En los puntos de utilización es donde corresponde someterla a los tratamientos de depuración, adecuados a los usos a que se destine.

## 5. DIFICULTADES EN LA PLANIFICACIÓN DEL PROYECTO

Existen conducciones submarinas de petróleo y agua de agua, como la italiana a la isla de Ischia.

No obstante, todos los oleoductos submarinos de que tenemos noticia, así como el acueducto de Ischia, han sido construidos con tubería de acero, protegida contra la corrosión, y recubierta de una capa de hormigón, que la sirve de lastre.

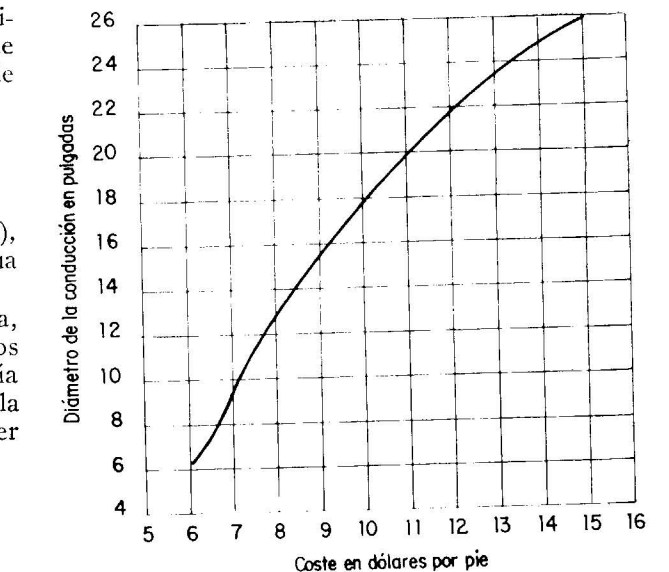
No hay experiencias, que conozcamos, que puedan servirnos. Ni la tubería de plástico se ha utilizado, ni se ha experimentado nunca un transporte submarino del tipo que proyectamos aquí, con miras a la utilización del agua sobrante de los ríos.

Este proyecto exige, pues, una larga serie de experiencias para demostrar su viabilidad.

### *Estudio de la viabilidad del proyecto*

Las etapas que propondríamos seguir en el «estudio de la viabilidad», podrían ser:

1. Información exhaustiva sobre conducciones submarinas de todo tipo.



Coste aproximado del tendido de un oleoducto submarino en el Golfo de México



2. Elección de una zona en el ámbito de la desembocadura del Ebro, para realizar en ella los estudios experimentales.

En esta zona se realizarían los estudios geotécnicos, hidrográficos e hidrodinámicos siguientes:

a) Estudio detallado de las corrientes marinas en diversas épocas (dirección, velocidad, etc.).

b) Naturaleza de los fondos marinos.

c) Topografía del fondo.

d) Tipos de anclajes de la tubería al fondo; ensayos con tramos de distintos tipos de tubería, distintas secciones, distintos anclajes, distintos fondos y en lugares con distintas corrientes.

e) Ensayos con las tuberías escogidas como más idóneas: transporte, soldado, tendido y reparado de las mismas. En estos trabajos podrían colaborar las casas suministradoras de tubería

3. Estudio económico sobre el transporte de un caudal determinado, relacionando la sección de la tubería con la presión de transporte.

4. Estudios sobre el punto de toma, aplicados a la desembocadura del Ebro.

5. Estación de filtrado.

6. Tipos de turbina de impulsión.

7. Red de distribución.

8. Estudio de las estaciones de salida.

#### 6. ALGUNAS IDEAS SOBRE LOS COSTES DE LA CONDUCCIÓN

##### 1. Coste de la tubería

Los precios que siguen nos han sido dados por una casa española fabricante de un tipo de tubería de poliéster, que podría ser utilizada para estos fines:

Para un diámetro de 500 mm. y resistiendo una presión de trabajo entre las 5 y 20 at., de 968 a 2.440 pesetas metro; para un diámetro de 1.000 milímetros, y presiones de 5 at., 3.500 pesetas metro.

##### 2. Coste del tendido

No podemos darlo ni aproximadamente.

A título de orientación, damos el calculado para el tendido de oleoductos en el Golfo de México, según el libro «Petroleum Transportation Handbook», section 3 (figura adjunta).

Ahora bien, estimamos que el coste del tendido de esta tubería será mucho menor, puesto que:

1. Por su elasticidad y poco peso: pueden ensamblarse en la playa en tramos de gran longitud,

que se llevarían flotando hasta el lugar de colocación. Esta operación podría ser realizada por una pequeña motora.

2. El ensamblaje de un tramo con otro es muy fácil y puede realizarse en pocos minutos.

3. Por la escasa profundidad del fondo sobre el que va a apoyarse, los trabajos de tendido y anclaje, serán también sencillos y rápidos, bien se fije la tubería por algún procedimiento automático, a los pilotes previamente clavados al fondo, bien se lastre con piezas de hormigón de forma adecuada, en el momento del tendido.

#### 7. PRESUPUESTO PROBABLE PARA EL ESTUDIO DE LA VIABILIDAD DEL PROYECTO

Información y viajes ... ..	1.000.000
Estudio de las corrientes marinas en diversas zonas ... ..	3.000.000
Ensayos geotécnicos sobre la naturaleza de los diversos fondos marinos ... ..	5.000.000
Estudio de diversos tipos de anclaje ... ..	4.000.000
Ensayos con tuberías (transporte, tendido, anclaje, soldado, etc.) ... ..	5.000.000
Estudios del punto de toma aplicado a la desembocadura del Ebro ... ..	3.000.000
Estudios sobre la estación de filtrado, tipos de impulsión, red de distribución y estaciones de salida ... ..	3.000.000
<b>TOTAL ... ..</b>	<b>24.000.000</b>

En una segunda etapa, estos estudios podrían ser aprovechados para el tendido de una conducción piloto de 25 a 50 km.

#### 8. CONSIDERACIONES RESPECTO A LA APLICACIÓN DEL PROYECTO AL RÍO EBRO

Este río nos parece, en la Península, el más idóneo para ser experimentado con este fin.

Según datos tomados del «Anteproyecto general de aprovechamiento conjunto de los recursos hidráulicos del Centro y SE. de España», del que son autores los ingenieros de caminos José María Martín Mendiluce y José María Pliego Gutiérrez, con el consumo previsible para una población en España de 52.000.000 de personas y el riego de todas las zonas favorables de su cuenca, el Ebro vertería al mar 5.220 Hm<sup>3</sup>, en pura pérdida.

Actualmente, el volumen vertido al mar es mucho mayor.

No obstante, la realización de los proyectos que se indican en la obra citada para un aprovechamiento de las aguas del Ebro, exigirá muchos

años, en el supuesto favorable de que sean concedidos los créditos necesarios, muy cuantiosos.

Mientras tanto, seguirán sin agua las zonas litorales, que si nuestro proyecto resulta viable, podrían ser abastecidas a corto plazo y bajo coste.

Además, aun contando con la realización integral de los proyectos a que hacen referencia Mendiluce y Pliego, no a todas las zonas litorales del área irrigada llegaría el agua, pues el acceso a ellas por los sistemas tradicionales sería antieconómico, quedando por otra parte, definitivamente fuera, otras zonas más alejadas, a las que, presumimos, se podría abastecer perfectamente por nuestro sistema.

No hay que olvidar que, el Ebro, aun con el aprovechamiento que se propone en la obra de los señores Mendiluce y Pliego, seguiría vertiendo al mar en un régimen regulado, más agua de la que recoge la cuenca del Guadalquivir. La posibilidad de aprovecharla, merece la pena de ser considerada, ya que, según datos de estos mismos ingenieros, nuestras áreas mediterráneas, desde Creus hasta

Almería, aun después de puestos en servicio los importantes proyectos referidos, seguirán siendo deficitaria en unos 5.000 Hm<sup>3</sup>, de los cuales 1.300 Hm<sup>3</sup> corresponderían a la región catalana, y 1.160 Hm<sup>3</sup> a la de Valencia-Castellón, tan próximas al Ebro.

#### 9. CONSIDERACIONES FINALES

En las páginas que anteceden, hemos tratado de suscitar interés para la investigación de una tecnología nueva, inaccesible hace pocos años, pero, en nuestra opinión, perfectamente abordable hoy.

Es lógico que sean los problemas de nuestro país los que hayan dado nacimiento a este esquema de proyecto, pero, estimamos, su solución podría contribuir a que los recursos naturales de agua dulce de muchas regiones del Mundo, cada vez más escasos y necesarios pudieran aprovecharse mejor.

Recibido: 10-IX-70.



# Fisicoquímica de interacción de vermiculita con aminoácidos (\*)

por J. A. RAUSELL-COLOM (\*\*) y P. SALVADOR SALVADOR (\*\*\*)

## ABSTRACT

Vermiculite single crystals immersed in amino-acids solutions of varying concentrations form complexes characterised by discrete basal spacings. Organic molecules enter in the interlayer space as cations and as dipolar ions, through mechanisms of ion exchange and physical adsorption. Subsequently, when the concentration of the solution reaches a sufficiently high value, the crystal swells to the gel state with interlayer separations of hundreds of Angstroms.

The basal spacings of the complexes have been recorded and the possible arrangements of the absorbed aminoacid molecules are discussed. Hydrogen bonding of —COOH groups belonging to cations attached to opposite layers provide cohesion between these. As sufficient amounts of dipolar ions are accumulated in the interlayer space, repulsion arising from opposing —COO— groups overcomes cohesion and the crystal expands to the gel state.

Measurements of swelling pressures of the gels formed in solutions of varying cationic strength and dipole concentration are consistent with a model based on formation and interaction of diffuse «double layers», having a Stern layer of an approximate thickness of 5 Å. The specific adsorption potential of the system has been estimated as  $\phi = 3,3 \pm 0,2$  kcal/mol.

## RESUMEN

El tratamiento de cristales de vermiculita con soluciones de aminoácidos produce la entrada de las moléculas orgánicas en el espacio interlaminaar a través de dos mecanismos simultáneos de naturaleza diferente: Cambio iónico y adsorción física.

La adsorción de aminoácido origina la formación de complejos interlaminares cuyos espaciados basales vienen determinados por las distintas configuraciones que adoptan las moléculas adsorbidas. Dichas configuraciones satisfacen una serie de condiciones restrictivas: a) Los grupos más electropositivos ( $\text{NH}_3^+$ ) se introducen en los huecos hexagonales que dejan los oxígenos basales de la red del silicato; b) los enlaces C-N se sitúan perpendicularmente al plano de las láminas; c) los H de los grupos  $-\text{CH}_2$  tienden a dirigirse hacia las superficies laminares; d) los grupos más electronegativos ( $-\text{COOH}$  y  $\text{COO}^-$ ) tienden a situarse en el plano medio del espacio interlaminaar equidistantes de la carga negativa estructural de las láminas.

El progresivo aumento de concentración de la solución de tratamiento origina una creciente entrada de dipolos  $A^\pm$  en el espacio interlaminaar junto a los cationes  $A^+$ . El sistema evoluciona hacia un máximo recubrimiento de las superficies laminares, y, en consecuencia, las moléculas se ven obligadas a adoptar configuraciones cada vez más erguidas.

Una vez que los cationes inorgánicos son desplazados del espacio interlaminaar, las fuerzas de cohesión que mantienen unidas a las láminas, se deben a la formación de dobles puentes de hidrógeno entre los grupos carboxílicos de las moléculas adsorbidas. La acumulación de grupos  $-\text{COO}^-$ , junto a los grupos  $-\text{COOH}$ , da lugar a la ruptura progresiva de dichos puentes de hidrógeno, debilitando la cohesión entre láminas. Este efecto se ve acentuado como consecuencia de la repulsión electrostática originada por el enfrentamiento de los grupos  $-\text{COO}^-$ .

Cuando la concentración de la solución de tratamiento alcanza un determinado valor crítico, la repulsión supera en magnitud a las fuerzas de cohesión, produciéndose una separación brusca de las láminas y la formación del gel.

En estado de gel parte de los cationes  $A^+$  adsorbidos sobre las superficies laminares se disocian de ellas, originando nubes difusas de iones a su alrededor, llamadas «capas de Gouy». Los cationes  $A^+$ , que continúan adsorbidos, constituyen una capa de espesor próximo a 5 Å, llamada «capa de Stern», que retiene la mayor parte de la carga eléctrica

(\*) Tesis doctoral presentada en la Universidad de Madrid (1969) por uno de los autores (P. S. S.).

(\*\*) Instituto de Edafología. C. S. I. C.

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

positiva del sistema. Las fuerzas electrostáticas originadas por la interacción de las «capas difusas», son responsables de la estabilidad del gel.

Cuando se aplican sobre el gel presiones exteriores, las laminillas se aproximan hasta alcanzar posiciones en que ambas fuerzas se equilibran. Midiendo los espaciados de equilibrio para diferentes presiones exteriores, se obtiene información experimental directa sobre la magnitud de las fuerzas de interacción entre «dobles capas». Se observa una dependencia lineal entre el logaritmo de las presiones de hinchamiento y los espaciados interlaminares de equilibrio; dicha variación es a su vez función de la concentración catiónica de la solución y de su constante dieléctrica.

Mediante las ecuaciones de la teoría de Stern se ha tratado de explicar cuantitativamente las relaciones observadas, confirmando así la naturaleza de las fuerzas de repulsión. Al mismo tiempo se ha podido calcular el valor del potencial químico de adsorción específica, en el sistema ácido  $\gamma$ -aminobutírico-vermiculita, el cual resulta ser  $\phi = 3,3 \pm 0,2$  Kcal/mol.

Cuando los geles son sometidos a ciclos de compresión y descompresión, se observan ciertos fenómenos de irreversibilidad en la relación entre presiones de hinchamiento y espaciados de equilibrio. Estos fenómenos no contradicen el mecanismo propuesto de interacción de «dobles capas», y se deben a variaciones en el espesor efectivo de las partículas que forman el gel, bien por contracción irreversible de la «capa de Stern», o bien por asociación transitoria de las partículas en paquetes de pocas láminas.

## I.—INTRODUCCION

El objeto fundamental del presente trabajo es el estudio del hinchamiento de cristales de vermiculita, en contacto con soluciones acuosas concentradas de aminoácidos.

Barshad (1952), pone de manifiesto dicho fenómeno de gelificación al estudiar la formación de complejos interlaminares de vermiculita en soluciones diluidas de aminoácidos, como función de la constante dieléctrica y del momento dipolar de dichos compuestos orgánicos.

El fenómeno de gelificación es nuevamente objeto de estudio por Walker y Garrett (1961), quienes dirigen su atención hacia las causas que lo originan. Dichos autores afirman que la cantidad de aminoácido y agua que penetra entre las láminas, es tal que la concentración de aminoácido es del mismo orden que la existente en el seno de la solución. En consecuencia, atribuyen el hinchamiento al considerable aumento que experimenta la constante dieléctrica del medio interlaminaar y a la correspondiente disminución de la atracción electrostática efectiva entre los cationes inorgánicos y las láminas del silicato.

Fenómenos análogos a este han sido descritos estudiados por diversos autores. Garrett y Walker (1962) describen el hinchamiento de vermiculita en soluciones de cloruro de butilamonio, fenómeno que achacan a la disrupción de la estructura del agua interlaminaar y a la formación de clatratos sobre la superficie de las láminas. Rausell-Colom (1964), apoyado en medidas de difracción de rayos X a pequeños ángulos sobre cristales hinchados y sometidos a la acción de presiones exteriores, consigue información acerca de la naturaleza y magnitud de las fuerzas que provocan el hinchamiento. En esencia, el fenómeno queda descrito

en términos de formación e interacción de «dobles capas difusas» de cationes butilamonio entre las láminas del mineral, análogamente a como ocurre en el hinchamiento de montmorillonita-Na y vermiculita-Li en agua (Norrish y Rausell-Colom, 1963), salvando la diferencia existente en el tamaño y la naturaleza de los cationes que intervienen en ambos casos.

Con el fin de llegar a una mejor comprensión del fenómeno de gelificación, objetivo primordial de nuestro trabajo, hemos juzgado necesario comenzar por estudiar el mecanismo de adsorción y retención del aminoácido en el espacio interlaminaar.

Según palabras de De Boer (1950), las fuerzas de interacción que gobiernan la formación de complejos órgano-arcillosos no se diferencian de aquellas que actúan cuando átomos o moléculas son puestos en contacto. Mediante técnicas físico-químicas se ha estudiado un gran número de complejos órgano-arcillosos desde los más simples con aminas (Jordán, 1949; Cowan, 1958; Gutiérrez-Ríos y col. 1968), hasta los más complicados con polímeros (Emerson, 1963). De estas investigaciones se concluye de un modo general que el fenómeno de adsorción entraña dos mecanismos diferentes. Cuando las moléculas son portadoras de carga eléctrica, la adsorción se realiza con la participación de fuerzas de naturaleza electrostática, mientras que cuando las moléculas adsorbidas son eléctricamente neutras, las fuerzas que intervienen son de naturaleza física (fuerzas Van der Waal); en este último caso, el tamaño de las moléculas es un factor importante en la adsorción, de tal suerte que cuanto más elevado es el peso molecular del compuesto, éstas son más fuertemente adsorbidas, por poseer un mayor número de puntos de contacto con la superficie del mineral (Bradley 1945; Mac Ewan, 1948; Talibudeen, 1955; Greenland, 1956; Sieskind, 1958; Greenland, 1965).



La energía de adsorción de algunas de estas moléculas llega incluso a ser superior a la del agua, a la que pueden desplazar del espacio interlaminar (Bradley, 1945; Mac Ewan, 1948; De Boer, 1950).

La adsorción de aminoácidos ha sido punto tratado en especial por mineralogistas de arcillas interesados en temas edafológicos, por ser estos compuestos productos naturales de descomposición de la materia orgánica del suelo. La principal contribución en ese terreno se debe a Talibudeen (1955), Haxaire (1956), Mac Laren (1958), Sieskind y Wey (1959), Sieskind (1960, 1963), Greenland y colaboradores (1962, 1965), Fripiat y col. (1966). Todos los autores están de acuerdo en que la adsorción ocurre en el espacio interlaminar y se encuentra fuertemente influenciada por el pH del medio. La adsorción se realiza tanto en forma catiónica como en forma dipolar; la adsorción catiónica tiene lugar a pH inferiores al punto isoeléctrico del aminoácido, y es tanto mayor cuando más grande es la basicidad de éste. En la adsorción dipolar juega un importante papel la interacción dipolos-cationes de cambio y dipolos-superficie, y se manifiesta especialmente en aquellos casos en que la adsorción se realiza sin transferencia protónica o cambio de bases.

Apoyándonos en estas consideraciones hemos comenzado nuestro trabajo con el estudio del «hinchamiento en fase cristalina», en el que se describe la formación de complejos interlaminares, que aparecen con anterioridad al hinchamiento macroscópico. De esta forma, llegamos a un mejor conocimiento del estado en que se encuentran los cristales de vermiculita antes de iniciarse el hinchamiento, así como de las condiciones críticas bajo las cuales éste se produce.

Inicialmente fueron seleccionadas tres vermiculitas de diferentes capacidades de cambio, e hinchadas en soluciones concentradas de dos aminoácidos, el ácido  $\gamma$ -aminobutírico y el ácido  $\epsilon$ -aminocaproico, de diferente longitud de cadena (momento dipolar), en las que la constante dieléctrica puede modificarse fácilmente sin más que controlar la concentración de la solución. Pudo comprobarse que una de las tres vermiculitas era capaz de hincharse en ácido  $\gamma$ -aminobutírico, en condiciones de producir efectos de difracción a ángulos pequeños fácilmente interpretables.

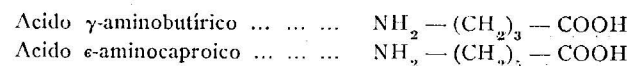
Los cristales hinchados fueron sometidos a diferentes presiones y estudiados por difracción de rayos X a pequeños ángulos para determinar las distribuciones de espaciados interlaminares presentes en los geles. Con objeto de analizar la naturaleza de la relación entre espaciados de equilibrio y presiones de hinchamiento, se controlaron aquellas variables fisicoquímicas que a nuestro juicio podían influir más directamente sobre las condiciones de hinchamiento. Estas relaciones nos permitieron lle-

gar al conocimiento de la magnitud de las fuerzas que gobiernan el fenómeno de gelificación, e interpretar éste de acuerdo con las predicciones de la teoría de la «Doble Capa» de Gouy-Chapman.

## II.—PARTE EXPERIMENTAL

### 1. MATERIAL UTILIZADO

Los aminoácidos empleados son:



Productos purísimos para análisis suministrados por la Casa Sigma (U. S. A.). Todos ellos fueron identificados por difracción de rayos X (Diagramas Debye-Scherrer) confrontando los espacios e intensidades relativas con las fichas A. S. T. M.

De estos aminoácidos se preparan soluciones acuosas de la máxima concentración (saturación) y a partir de ellas, por dilución, soluciones de la concentración requerida para su utilización en las experiencias de hinchamiento y gelificación. Cuando se desea que dichas soluciones tengan un pH inferior al isoeléctrico se añade a las mismas un volumen determinado de ClH de concentración conocida, hasta llevar el pH al valor deseado (normalmente en el rango de pH de 5 a 7,6).

Se utilizan en la presente investigación tres vermiculitas de las siguientes procedencias:

- Vermiculita V-3 de Macon County (U. S. A.).
- » V-6 de Nyassaland.
- » V-19 procedente de la colección del I. G. M. E. (España).

Las tres vermiculitas se presentan en forma de bloques de cristales laminares. En las muestras V-6 aparecen ocluidas entre los agregados laminares algunas impurezas de cuarzo u otros silicatos. En la V-3 se aprecian diferencias de tonalidad en su color, desde blanco hasta marrón claro. Para evitar la falta de uniformidad se separan por exfoliación algunas láminas de superficie y color uniforme. De esta forma las características de composición mineralógica, capacidad de cambio, etcétera, de los monocristales utilizados a lo largo del trabajo se mantienen constantes. Las muestras V-3 y V-6 han sido identificadas mineralógicamente como vermiculitas por difracción de rayos X (Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego, 1961), comprobado en el diagrama la aparición del espaciado basal de 14,3 Å, que cambia a 10 Å al calentar la muestra a 350-400° C (ausencia de clorita). La muestra V-19 no se comporta de igual

modo frente a estos tests. Cuando se calienta a 500° C el espaciado de 14,3 Å desaparece, y en su lugar, en el diagrama de difracción, se observa un pico muy intenso correspondiente a 11,5 Å, sin órdenes de difracción. Un espaciado de 9,4 Å con sus correspondientes órdenes racionales es el resultado de la pérdida total del agua interlaminar bajo las fuertes condiciones deshidratantes a que es sometida (Walker, 1956). Respecto al espaciado de 11,5 Å, podría interpretarse como resultado de una interstratificación entre el espaciado de 9,4 Å y un espaciado superior, muy posiblemente de 14 Å, correspondiente a la clorita. El estudio de esta muestra por A. T. D. indica la presencia de un pico endotérmico alrededor de 600° C, característicos de las cloritas (Barshad, 1948), lo cual parece confirmar que efectivamente se trata de una vermiculita entre cuyas capas se encuentran impurezas de clorita (\*). Por espectrografía de rayos X se confirma la ausencia de potasio en cantidades significativas en las tres muestras, lo que excluye la posibilidad de impurificación por minerales del grupo de las micas.

Para su uso posterior en experiencias de hinchamiento y gelificación, se han cortado dichas láminas en otras de 1 centímetro por 0,5 milímetros y de un espesor de aproximadamente 0,02 a 0,05 milímetros. Dado que el hinchamiento se determina por técnicas de difracción de rayos X a pequeños ángulos, las dimensiones de los monocristales vienen determinadas por los siguientes requerimientos:

En cuanto a su longitud (1 cm.), por la conveniencia de que las intensidades de difracción sean lo más elevadas posible, con la limitación impuesta por la divergencia horizontal del haz de rayos X, y la longitud de la rendija receptora del equipo utilizado (Difractómetro Philips PW-1050).

Su anchura (espesor efectivo de la muestra frente al haz de rayos X), de 0,5 milímetros por ser ésta la anchura permisible frente a consideraciones de adsorción, y la que al mismo tiempo permite la aplicación de presiones al cristal de manera práctica y efectiva.

El espesor conveniente, 0,02 a 0,05 milímetros, viene determinado por la anchura efectiva del haz de rayos X en el eje del goniómetro (del orden de 0,1 mm., utilizando rendija de divergencia de 1/30°), teniendo en cuenta que el cristal se hincha en la dirección normal a las laminillas de 5 a 50 veces, según las presiones exteriores que se le apliquen.

Se ha tenido sumo cuidado de utilizar únicamen-

(\*) Son frecuentes en la naturaleza los casos de interstratificación vermiculita-clorita (Martín Vivaldi y Mac Ewan, 1957).

te cristales de espesor uniforme. Cualquier pequeña diferencia de espesor quedaría enormemente acentuada después del hinchamiento (fig. 1.<sup>a</sup>), y resultaría impracticable aplicar presiones uniformemente sobre toda la superficie del cristal. Por ello se observaron los cristales en un microscopio petrográfico bajo nicoles cruzados, seleccionando aquellos que producen colores de interferencia uniformes y que al mismo tiempo están libres de imperfecciones, tales como líneas de crecimiento o fractura.

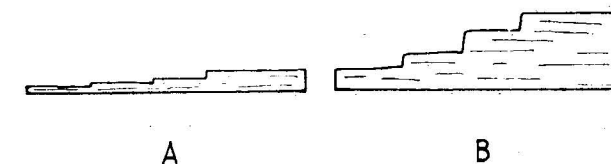


Fig. 1.—Cristal de espesor irregular: A) En estado natural. B) Hinchado al estado de gel.

### 2. TÉCNICAS EXPERIMENTALES

#### A) Medidas por espectrografía de fluorescencia de rayos X

Estas medidas han sido realizadas con el Espectrógrafo Universal de vacío Philips, tipo PW-1540/00, con las modificaciones que requería cada una de nuestras experiencias, según se indica a continuación:

#### a) Determinación de las capacidades de cambio de las vermiculitas.

La capacidad de cambio es un parámetro cuya determinación resulta necesaria en el estudio de fenómenos coloidales con silicatos laminares, por ser una medida de la carga estructural de los mismos. Para su determinación se ha procedido de la siguiente forma:

Para cada una de las muestras se toma un número suficiente de monocristales hasta un peso de 20 mg. Estos se saturan con Sr (catión de número atómico elevado, fácilmente detectable por fluorescencia de rayos X) por sucesivos tratamientos con algunos centímetros cúbicos de solución 1 N de  $\text{Cl}_2\text{Sr}$  a 60° C. En estas condiciones la sustitución de Mg por Sr tiene lugar por difusión desde los bordes hacia el interior del cristal, completándose al cabo de unas horas (Walker, 1959). Cualquier posible contaminación de las muestras con  $\text{Al}^{+++}$  o  $\text{Fe}^{+++}$  interlaminar, fuertemente adsorbido y difícilmente cambiante, falsearía por defecto las medidas de las capacidades de cambio; por ello todos los cristales fueron trata-



dos, previamente a su saturación con Sr, con solución 1 M de Na<sub>2</sub>S<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, muy especialmente indicado para la eliminación de Fe<sup>+++</sup> interlaminares en silicatos de la arcilla (Mitchell y Mackenzie, 1954).

Es muy posible que los cristales pudieran retener un exceso de Cl<sub>2</sub>Sr después de finalizado el proceso de cambio iónico, lo que podría falsear por exceso los resultados de capacidad de cambio. Este inconveniente se elimina lavando los cristales en H<sub>2</sub>O destilada a 60° C, durante doce horas y comprobando por fluorescencia de rayos X que después de este último lavado las muestras no contienen Cl en exceso.

Los cristales son reducidos a polvo en mortero de ágata y mezclados homogéneamente con 180 miligramos de SiO<sub>2</sub> porfirizado. De la misma manera se preparan patrones de contenido de Sr conocido, mezclando homogéneamente 500 mg. de SiO<sub>2</sub> porfirizado con las cantidades adecuadas de SO<sub>4</sub>Sr. En estas condiciones las diferencias de matriz entre problemas y patrones quedan reducidas al mínimo y la comparación entre contenidos e intensidad de la línea espectral K<sub>α</sub> del Sr, puede ser realizada directamente.

Por otra parte, con el fin de que nuestras medidas de fluorescencia sean reproducibles, es conveniente que tanto las muestras como los patrones se preparen en forma de pastillas consistentes. Estas se obtuvieron mezclando el polvo de las muestras con unas gotas de solución al 10 por 100 de metacrilato de metilo en acetona (que sirve de aglutinante), y sometiendo dicha mezcla a una presión de 500 Kg/cm<sup>2</sup> en el interior de un molde. Las pastillas son suficientemente compactas para ser manejadas sin peligro de que se deshagan.

Estas pastillas, que serán utilizadas en los análisis, tendrán todas el mismo espesor para evitar efectos de absorción en las medidas analíticas de elementos a analizar (en nuestro caso Sr). Los portamuestras standard suministrados con el espectrógrafo de rayos X no resultan adecuados para alojar este tipo de muestras; por ello fue necesario construir un tipo especial de portamuestras, adaptable al portamuestras standard, construido de aluminio por sus cualidades de bajo poder difusor de

la radiación procedente del tubo (eliminación de fondo), y emisión de radiación fluorescente (espectro del Al) que no interfiere con las líneas analíticas del espectro del Sr. La pastilla se aloja en un orificio central circular con un ligero reborde en uno de sus extremos.

Los datos técnicos del análisis quedan reflejados en la tabla 1.

Se utilizan muestras triplicadas, midiendo la intensidad de la línea K<sub>α</sub> del Sr en impulsos/sg, y descontando la intensidad de fondo correspondiente. Con el fin de que el error cometido sea lo menor posible (≈ 0,1 %) se acumulan en cada medida suficiente número de cuantos de radiación de acuerdo con la expresión:

$$\text{Error relativo} = \frac{0,675}{N}$$

donde N = número de impulsos acumulados en la medida (Klug y Alexander, 1963).

En la figura 2, donde se representa la curva de calibrado obtenida a partir de las muestras patrones, puede notarse que los puntos experimentales se desvían muy poco de la línea recta.

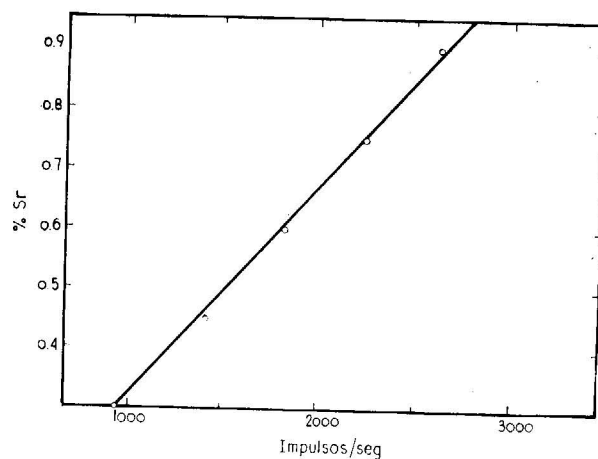


Fig. 2.—Curva de calibrado para determinación de contenido de Sr.

TABLA 1

Condiciones instrumentales para determinación de Sr

Anticátodo ... ..	Mo (36 KV × 6 mA).
Contador ... ..	Centelleo (tensión trabajo 800 V).
Cristal analizador... ..	F. Li (2 d = 4,0276 Å).
Línea analítica ... ..	K <sub>α</sub> Sr.
Condiciones discriminación para K <sub>α</sub> Sr ... ..	F. atenuación = 2; amplitud = 9,9 V; anchura canal = 12 V.
Medidas intensidad pico y fondo... ..	Tiempo fijo (64 s).

b) Estudio de la sustitución del catión inorgánico interlaminares.

En cierta etapa de nuestro trabajo interesa saber si durante el tratamiento de los cristales con las soluciones de aminoácidos tienen lugar variaciones del contenido del catión inorgánico interlaminares. La espectrografía de rayos X es la técnica analítica adecuada, ya que permite hacer todas las medidas necesarias sobre un mismo cristal de vermiculita sin destruirlo, preservándolo para posteriores tratamientos.

Se utilizan monocristales de vermiculita que como en el caso anterior, se saturan previamente con Sr. Puede comprobarse que, utilizando cristales de espesor inferior a 0,1 mm., éstos resultan «infinitamente» delgados a efectos de absorción, y por ello la intensidad de la línea espectral Sr K<sub>α</sub> es proporcional al contenido total de Sr del cristal.

Las diferencias de intensidad para esta línea del espectro del Sr, antes y después del tratamiento con aminoácido, nos dará directamente el tanto por ciento de Sr perdido por el cristal.

Las medidas se realizan sobre cristales de pequeña superficie (10 mm. por 1 mm.). Para que éstas sean reproducibles se precisa que su posición con respecto al haz de rayos X incidente sea siempre la misma (centro del portamuestras tipo Standard). Los datos técnicos del análisis son idénticos a los usados en las determinaciones de capacidades de cambio. Los errores que puede introducir el mismo aparato de medida como consecuencia de falta de estabilización, cambios de tensión en la corriente de alimentación, etc., son corregidos por medio de un patrón externo con el cual se comparan las medidas a lo largo del proceso. Este patrón externo es un cristal de vermiculita-Sr, cuyo contenido en Sr permanece constante durante los análisis.

B) Medidas por difracción de rayos X

Las técnicas de difracción de rayos X utilizadas tienen como fin controlar las variaciones del espaciado basal de nuestros monocristales de vermiculita, como consecuencia de los tratamientos en soluciones de aminoácidos.

Estos tratamientos consisten en sumergir los monocristales en unos 5 cm<sup>3</sup> de solución de aminoácido de concentración conocida. Normalmente se mantienen en equilibrio a temperatura constante (25° C durante 24 horas) antes de realizar medidas experimentales. En soluciones de aminoácido de concentración elevada, los cristales se hinchan al estado de gel; en estos casos se inicia el tratamiento en soluciones diluidas y se pasa de mane-

ra escalonada y progresiva a soluciones de mayor concentración, con intervalos de veinticuatro horas en cada una de ellas, hasta llegar a la concentración deseada que determina el hinchamiento.

Se utiliza equipo difractométrico Philips PW-1010, compuesto de goniómetro automático, contador proporcional, amplificador y analizador de altura de impulsos, y registrador gráfico. En él se introducen distintas modificaciones según convenga a la técnica aplicable a cada caso.

a) Espaciados basales hasta 40 Å

Cuando las medidas se realizan sobre cristales no inmersos en solución, éstos se colocan sobre un portaobjetos de vidrio adaptable al portamuestras plano, tipo standard, del difractómetro; se toma la precaución de que el cristal quede situado en el eje del goniómetro, de acuerdo con la geometría del sistema (Parrish y Lowitsch, 1959).

Cuando las medidas se realizan sobre cristales inmersos en soluciones de los aminoácidos, éstas se introducen en capilares de poca adsorción a los rayos X, e insolubles al medio líquido utilizado. Son construidos especialmente para este fin, a base de metacrilato de metilo, de paredes finas (aproximadamente 0,01 mm. de espesor) y diámetro interior ligeramente superior al ancho de los cristales. Se construyen abiertos por ambos extremos y, una vez que los cristales de vermiculita han sido introducidos en su interior junto con la solución del aminoácido, son cerrados por ambos extremos para evitar que la solución se evapore durante las medidas de difracción.

El capilar se coloca en el eje del goniómetro mediante un portamuestras de diseño análogo al utilizado en las cámaras de polvo. Las láminas de cristal han de quedar paralelas a la dirección del haz de rayos X incidente, lo que se consigue girando el capilar sobre sí mismo hasta alcanzar la máxima intensidad de difracción.

b) Difracción a pequeños ángulos

Estas medidas se realizan sobre cristales hinchados al estado de gel y sometidos a presiones exteriores. Por razones que se apuntan seguidamente, la celdilla diseñada y construida por Norrish y Rausell-Colom (1963), es el soporte adecuado para este tipo de muestras.

Esta celdilla (fig. 3), construida en metacrilato de metilo, posee una cavidad de base sólida y plana (10 mm. × 1 mm.), y paredes laterales transparentes a los rayos X; su altura (10 mm.) le proporciona suficiente capacidad para alojar a un cristal hinchado (de un espesor de 4 ó 5 mm.),



inmerso en la solución de aminoácido. Con el fin de que la solución no se evapore, se cubre ésta con una delgada capa de vaselina líquida inerte, sustancia poco volátil, de menor densidad que las disoluciones acuosas de aminoácidos, e inmiscible con ellas.

La celdilla se adapta al eje del goniómetro mediante un portamuestras (fig. 3), diseñado para este fin. Posee un movimiento vertical que permite situar con exactitud el cristal de vermiculita frente al delgado haz incidente, en el eje del goniómetro. Otro movimiento de giro sobre el mismo eje del goniómetro hace posible la orientación de la muestra paralelamente al haz de rayos X. Con ambos movimientos se consigue que las intensidades de difracción sean máximas. A su vez, es posible medir la distribución de orientación laminar en los cristales de vermiculita hinchados, de acuerdo con la técnica descrita por Rausell-Colom y Norrish (1962).

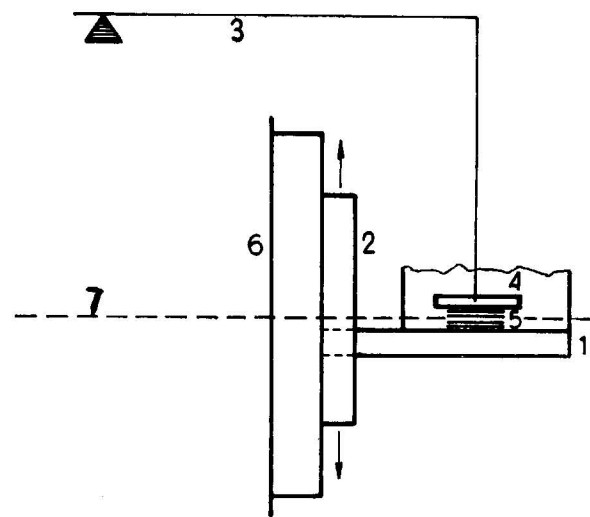


Fig. 3.—Conjunto de celdilla, portaceldilla y microbalanza: 1. Celdilla. 2. Portaceldilla. 3. Microbalanza. 4. Pie microbalanza. 5. Cristal hinchado. 6. Cabeza del goniómetro. 7. Eje del goniómetro.

Mediante una microbalanza de torsión adaptable al portamuestras (fig. 3) se aplican presiones exteriores conocidas sobre los cristales hinchados, normalmente a la dirección del hinchamiento.

El pie de esta microbalanza se sitúa sobre la base superior del gel, mediante un dispositivo que permite desplazamientos en cualquier dirección, en un plano paralelo a la base de la celdilla.

La operación de someter a los geles a la acción de presiones exteriores requiere sumos cuidados, dada la gran fragilidad de éstos. El equilibrio entre las fuerzas interiores (causa de hinchamiento)

y las exteriores (efecto de las presiones aplicadas) debe conseguirse de manera lenta y progresiva, pues de lo contrario se originan fuerzas tangenciales que producen el desplazamiento e inmediata desintegración del gel. Los primeros incrementos de presión no deben ser superiores a 100 g/cm<sup>2</sup>; posteriormente, y a medida que bajo el efecto de estas presiones los geles reducen su espesor, dichos incrementos pueden hacerse mayores (hasta 300 g/cm<sup>2</sup>) con menor riesgo de que se produzca la desintegración.

Es conveniente dejar después de cada aumento de presión un cierto margen de tiempo antes de medir los espaciados interlaminares de equilibrio; experimentalmente se ha comprobado que tres horas es tiempo suficiente para conseguir dicho equilibrio, tanto para presiones crecientes como para presiones decrecientes.

Respecto a las condiciones instrumentales, éstas vienen especificadas en la tabla 2.

La elección de radiación ( $\lambda = 1.79 \text{ \AA}$ ) viene justificada por la necesidad de que los efectos de difracción aparezcan suficientemente alejados del haz directo. Las rendijas utilizadas proporcionan el mejor compromiso entre intensidades de difracción y espacio libre de fondo junto al haz directo. Los valores de la velocidad de barrido del goniómetro y de la constante de tiempo son los adecuados a la naturaleza de los perfiles de difracción.

Puesto que la interpretación de la difracción por geles arcillosos se basa en la medida precisa de las intensidades en la totalidad del perfil (Rausell-Colom, 1964), es necesario asegurarse de que éstos se vean libres de cualquier posible error experimental. Un ligero descentrado de la muestra respecto al eje del goniómetro puede dar lugar a una seria modificación del perfil de difracción, que se manifiesta por la falta de simetría (en intensidad y posición) de los máximos de difracción a ambos lados del haz directo. De aquí la precaución de obtener siempre los diagramas a ambos lados del cero ( $2\theta = 0^\circ$ ), con el fin de corregir este error en caso de que se produzca.

### III.—INTERPRETACION DE LOS DIAGRAMAS DE DIFRACCION A PEQUEÑOS ANGULOS

#### 1. FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN DE ESPACIADOS INTERLAMINARES

Los cristales de vermiculita presentan espaciados regulares de 14,3 Å, y sus efectos de difracción se caracterizan por máximos muy intensos y bien definidos.

En estado de gel, las láminas se separan hasta alcanzar distancias del orden de varios cientos de

TABLA 2

Condiciones instrumentales para obtención diagramas difracción

Anticátodo ... ..	Co (37 KV × 14 mA) filtro de Fe.
Contador ... ..	Proporcional (tensión trabajo 1650 V).
Rendijas colimadoras ... ..	Divergencia = 1/30°; recepción = 0,05 m/m; «anti-scatter» = 1/30°.
Velocidad goniómetro ... ..	1/8° minuto.
Constante de tiempo ... ..	8 segundos.
Velocidad carta registradora ... ..	160 cm/hora.

Å. Las separaciones entre parejas de láminas son irregulares, e incluso se pierde en cierto grado el paralelismo existente entre ellas antes del hinchamiento; por estas razones, los efectos de difracción que estos geles producen son difusos.

Los efectos de difracción producidos por sistemas laminares desordenadamente hinchados (en una sola dirección), pueden interpretarse como si se tratara de líquidos unidimensionales, en los que en vez de moléculas existieran agrupaciones atómicas de estructura laminar. Este criterio ha sido utilizado por otros autores en casos análogos al nuestro (Norrish y Rausell-Colom, 1963; Rausell-Colom, 1964).

La interpretación de la difracción producida por líquidos y gases se fundamenta, según James (1954), en el cálculo de una función  $W(R)$ , que especifica la posibilidad de que dos moléculas del conjunto estén situadas a una determinada distancia, y nace del hecho de que no todas las distancias son igualmente posibles, debido precisamente al espacio efectivo ocupado por cada una de ellas.

La función  $W(R)$  posee simetría esférica y es invariable para cualquier pareja de elementos del conjunto. Es tal que para

$$\begin{aligned} R = \infty & \quad W(R) = 1 \\ R = 0 & \quad W(R) = 0. \end{aligned}$$

Mediante  $W(R)$ , la frecuencia con que existen en el líquido o gas distancias intermoleculares de magnitud comprendida entre  $R$  y  $R + dR$ , viene expresada matemáticamente por

$$4\pi R^2 \cdot W(R) dR.$$

La función  $W(R)$  se calcula a partir de las intensidades de difracción por medio de la expresión (James, 1954):

$$W(R) = 1 - \frac{2V}{RN} \int_0^\infty \left(1 - \frac{1(r^*)}{|f|^2}\right) r^* \sin 2\pi r^* R d r^*$$

donde

$$r^* = \frac{2 \sin \theta}{\lambda}$$

$2\theta$  = ángulo entre las direcciones de los haces incidentes y difractado.

$\lambda$  = longitud de onda empleada.

$f$  = factor de estructura de los elementos del conjunto.

$V$  = volumen de muestra interceptada por el haz de rayos X incidente.

$N$  = número de elementos que ocupan el volumen  $V$ .

$R$  = distancias entre elementos.

Para interpretar con análogo criterio los efectos de difracción producidos por geles laminares (tales como nuestros cristales de vermiculita hinchados), Rausell-Colom (1964) definió una función similar a  $W(R)$ , que representa la probabilidad de que existan en el conjunto láminas a una distancia  $R$  de una cualquiera de ellas que se toma como origen; de esta forma  $W(R) \cdot dR$  será la frecuencia con que se encuentren en el conjunto distancias interlaminares de magnitud comprendidas entre  $R$  y  $R + dR$ . Nace igualmente esta función del hecho de que no todas las distancias interlaminares son igualmente posibles, debido a las condiciones especiales que determinan el hinchamiento. Sus propiedades son análogas a las de la función definida por James (1954): no posee simetría esférica, por representar distribuciones de distancias unidireccionales, pero sí es centro-simétrica, es decir

$$W(R) = W(-R).$$

El cálculo de  $W(R)$  a partir de las intensidades de difracción se realiza por medio de la expresión:

$$W(R) = 1 - 2d'' \int_0^\infty \left[1 - \frac{1(r^*)}{|F|^2}\right] \cos 2\pi r^* R d r^* \quad (1)$$



donde

$$d'' = \frac{\sum R}{N}$$

representa el espaciado interlaminar medio.

El valor del parámetro  $d''$  está implícito en la ecuación (1), ya que para  $R = 0$ ,  $W(R) = 0$  y por tanto

$$d'' = \frac{1}{2 \int_0^{\infty} \left[ 1 - \frac{I(r^*)}{|F|^2} \right] d r^*}$$

$F_{001}$  representa el factor de estructura de los cristales en dirección normal a las láminas, y puede ser calculado teóricamente a partir de la estructura de la vermiculita (Mathieson y Walker, 1954).

La expresión (1) es una transformada de Fourier de cosenos, cuyos coeficientes son los distintos valores de la función

$$1 - \frac{I(r^*)}{|F|^2}$$

Para su evaluación numérica es necesario disponer de una serie suficientemente amplia de valores de  $I(r^*)$ . Como se mencionó anteriormente esta función es continua. Comienza con valores muy elevados para pequeños valores de  $r^*$  y decrece hasta anularse prácticamente para  $r \approx 0,1 \text{ \AA}^{-1}$ . En la práctica pueden obtenerse unos 50 valores de  $I(r^*)$  en el intervalo indicado, tomando para  $r^*$  incrementos  $\approx 0,002 \text{ \AA}^{-1}$ .

## 2. CORRECCIONES APLICABLES A LAS INTENSIDADES DE DIFRACCIÓN

Conviene notar que la función  $I(r^*)$  no coincide generalmente con las intensidades obtenidas de los diagramas de difracción, si éstas no se corrigen de manera adecuada.

En general, las intensidades de difracción a ángulos pequeños vienen aumentadas por el fondo producido por el mismo haz directo, por la difusión de la radiación al atravesar el agua que rodea a los cristales hinchados, e incluso por la difusión que también producen las moléculas de aire existentes entre la muestra y el contador que recibe la radiación difractada.

Trabajando con rendijas de divergencia finas ( $1/30''$ ), las intensidades experimentales se ven libres del fondo debido al haz directo por encima de  $2\theta = 0,50''$ . El aumento de fondo debido a la difusión producida por el agua y por el aire es despreciable frente a las intensidades de difrac-

ción (del orden de 300 imp./s.). Esto se comprueba experimentalmente midiendo la radiación difractada a pequeños ángulos por unas gotas de solución de aminoácido colocadas en el portamuestras en ausencia de cristal.

Hay también que tener en cuenta el llamado «efecto de sombrilla», consecuencia de la colimación por rendija fina longitudinal. Los métodos utilizados para su corrección son descritos en la literatura (Guinier y Fournet, 1947, 1955; Dumond, 1947; Syneczek, 1960), y se basan en considerar que el foco de rayos X está compuesto por un conjunto de infinitos focos puntuales, cada uno de los cuales produce sus correspondientes conos de difracción; la superposición de estos infinitos conos produce un aumento de intensidad y una deformación de los perfiles de difracción. Cuando la muestra, como en nuestro caso, posee un marcado grado de orientación, se demuestra que dicho efecto es despreciable y no da lugar a corrección (Rausell-Colom, 1958, 1963).

Además, las intensidades experimentales han de ser divididas por una función angular  $\Xi$ , adecuada (factor de Lorentz), que tenga en cuenta el estado de polarización de la radiación empleada y la pérdida de intensidad debida al ensanchamiento de los máximos cuando aumenta  $2\theta$ . Más adelante veremos la manera práctica de evaluar esta función y aplicarla a las intensidades de difracción.

## 3. INTERPRETACIÓN DE LA FUNCIÓN $W(R)$

Cuantitativamente, el estado de hinchamiento del gel sólo puede ser descrito de manera adecuada mediante la función de distribución de espaciados laminares  $W(R)$ .

El hinchamiento total, sin embargo, puede ser descrito por el valor del parámetro  $d''$  (espaciado medio de la distribución), suponiendo que no queden en el gel láminas sin disociar, ni tampoco espaciados anormalmente altos (poros) debidos a exfoliación.

Ahora bien, si el hinchamiento se considera como resultado de un equilibrio entre fuerzas opuestas actuando entre cada par de laminillas, entonces el valor máximo de la distribución, al que llamamos  $d$ , representará la distancia de mínima energía potencial. De aquí que el valor de  $d$  se utilice normalmente como parámetro más significativo en la interpretación del hinchamiento como fenómeno coloidal (Norrish y Rausell-Colom, 1963).

La figura 4 ilustra claramente la interpretación de dos diagramas de difracción idealizados, uno con un perfil muy difuso y otro con un perfil de picos bien desarrollados.

En el primer caso el cristal se hincha dando lugar a espaciados de equilibrio irregulares:  $W(R)$  es difusa y asimétrica y  $d$  (máximo de la distribución) resulta difícil de precisar.

En el segundo caso el cristal se hincha de ma-

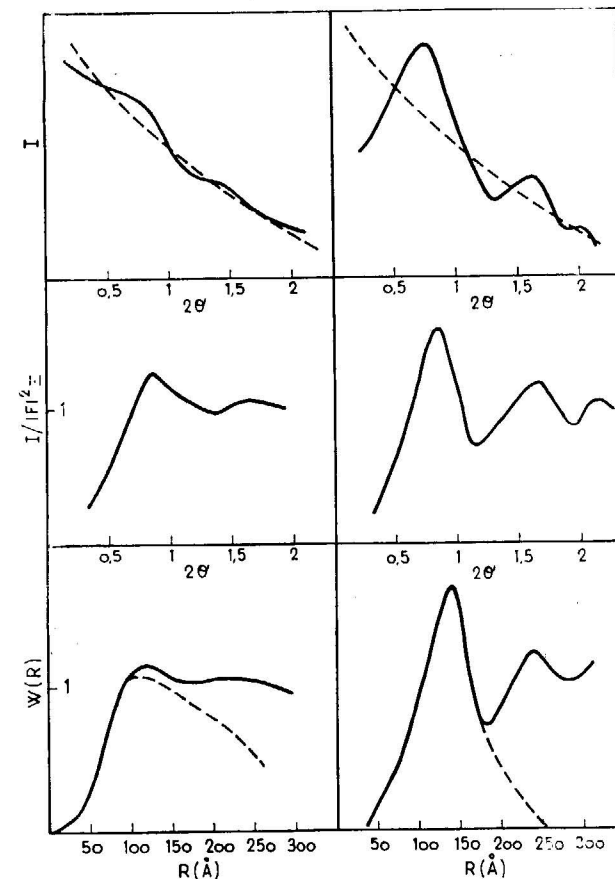


Fig. 4.—Relación entre intensidades de difracción y funciones de distribución para geles con poco y mucho orden. (Ref.: Norrish y Rausell Colom, 1963).

nera ordenada:  $W(R)$  presenta picos muy bien definidos y  $d$  puede ser determinado con gran precisión. De hecho, el valor de  $d$  que se obtiene por aplicación de la ley de Bragg al valor del ángulo  $2\theta$  en que aparecen los máximos de la función

$$I(r^*) / \Xi |F|^2$$

Dado que la mayoría de nuestros cristales, cuando se hinchan bajo presiones exteriores, producen diagramas de difracción del segundo tipo, es suficiente para la determinación de  $d$  la aplicación de la ley de Bragg a los máximos de la función  $I(r^*) / \Xi |F|^2$ .

Dicha función puede ser determinada sin gran dificultad. En la práctica se procede de la siguiente manera: El numerador se obtiene directamente de los diagramas de difracción. El denominador se determina experimentalmente midiendo la difracción continua producida por un cristal hinchado libremente (sin aplicación de presiones exteriores). Si para cada  $r^*$  dividimos los valores de ambas funciones, obtenemos la función corregida  $I(r^*) / \Xi |F|^2$ , a partir de cuyos máximos (generalmente bien desarrollados), se deduce el valor de  $d$  que nos interesa.

A fin de justificar que la difracción producida por un cristal hinchado libremente corresponde a

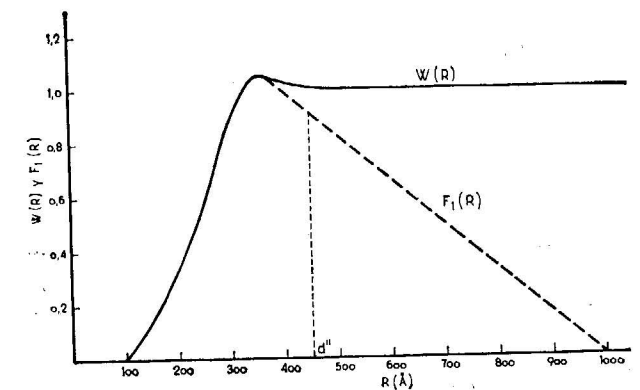


Fig. 5.—Funciones  $W(R)$  y  $F_1(R)$  para un cristal muy hinchado.

la función  $\Xi |F|^2$ , haremos a continuación las siguientes consideraciones:

La experiencia nos demuestra que en las condiciones citadas (hinchamiento libre) las separaciones interlaminares son grandes (superiores a 350 Å), e irregulares. El gel podría ser descrito por una función de distribución de distancias interlaminares, tal como la  $F_1(R)$  de la figura 5. La correspondiente función  $W(R)$  podría ser aproximada de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} W(R) &= 0 \text{ para } R < 100 \text{ \AA} \\ W(R) &= 1/250 (R - 100) \text{ para } 100 < R < 350 \text{ \AA} \\ W(R) &= 1 \text{ para } R > 350 \text{ \AA} \end{aligned}$$

con un espaciado medio  $d''$  del orden de 450 Å.

Aplicando el teorema de Fourier a la ecuación (1), tenemos:

$$1 - \frac{I(r^*)}{\Xi |F|^2} = \frac{2}{d''} \int_0^{\infty} [1 - W(R)] \cos 2\pi r^* R d R$$



que particularizada para la presente distribución se convierte en:

$$d'' \left[ 1 - \frac{I(r^*)}{\sum |F|^2} \right] = 2 \int_0^{100} \cos 2\pi r^* R dR + 2 \int_0^{\infty} 1,4 \left( 1 - \frac{R}{350} \right) \cos 2\pi r^* R dR - 2 \int_0^{100} 1,4 \left( 1 - \frac{R}{350} \right) \cos 2\pi r^* R dR = 1,009 \left[ \frac{\sin \pi 350 r^*}{\pi 350 r^*} \right]^2 + \frac{2,8}{350} \frac{1}{(2\pi r^*)^2} [\cos(200\pi r^*) - 1] = \Lambda(r^*)$$

La figura 6 es una representación gráfica de  $\Lambda(r^*)$  en la que se observa que, para valores de  $r^*$  superiores a  $5 \times 10^{-3} \text{ \AA}^{-1}$ , la función es prácticamente constante e igual a cero. Dado que nuestras medidas de difracción se extienden en

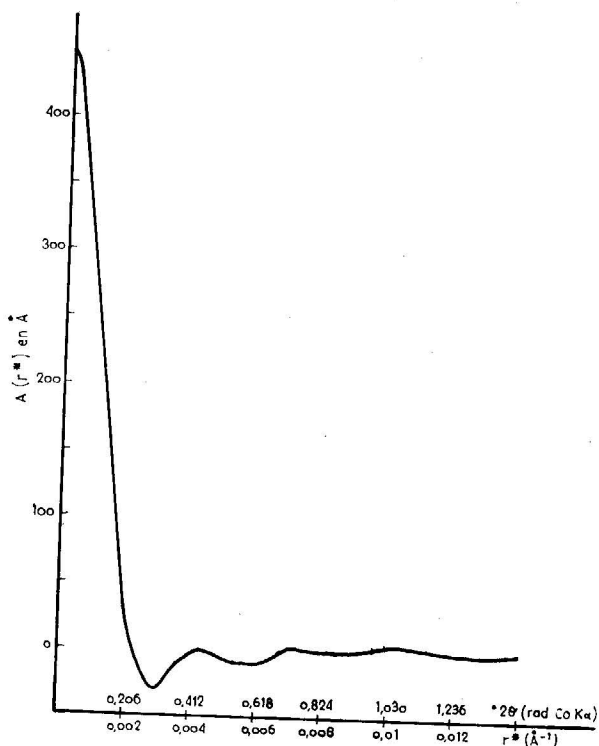


Fig. 6.—Representación gráfica de  $\Lambda(r^*)$ .

el intervalo de  $2\theta$  entre  $0,5^\circ$  y  $10^\circ$  ( $r^* > 5 \times 10^{-3} \text{ \AA}^{-1}$ ), se desprende que:

$$I(r^*) = \sum |F|^2$$

y la difracción observada es:  $I(r^*) = \sum |F|^2$ .

#### IV.—RESULTADOS

##### 1. CAPACIDADES DE CAMBIO Y DENSIDADES SUPERFICIALES DE CARGA NEGATIVA ESTRUCTURAL DE LAS VERMICULITAS EMPLEADAS

Apoyándonos en las medidas de Sr por espectrografía de rayos X, hemos llegado a obtener los siguientes valores para las capacidades de cambio de nuestras vermiculitas:

V-3 = 164 meq/100 g.	
V-6 = 122    »	Muestras secas a 150° C
V-19 = 90    »	

No es de extrañar el bajo valor encontrado para la V-19, próximo al característico de las montmorillonitas, pues se trata de una muestra impurificada por clorita.

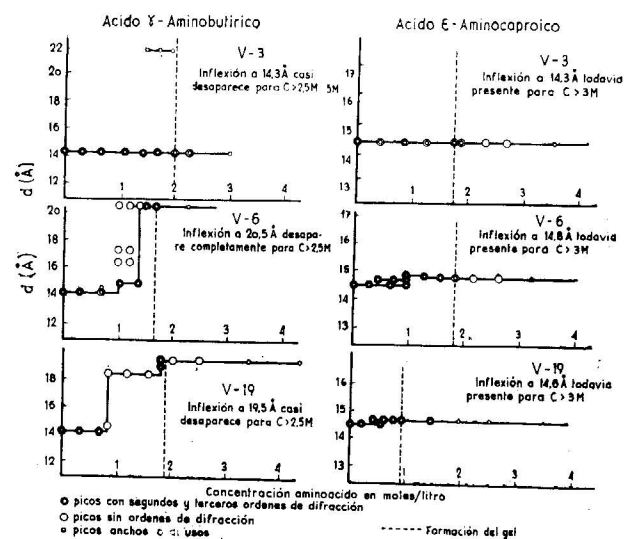


Fig. 7.—Efecto de la concentración de aminoácido en la formación de complejos interlaminares. (Vermiculita-Mg.)

A partir de los valores encontrados para las capacidades de cambio y teniendo en cuenta la superficie total de la vermiculita ( $7,2 \times 10^6 \text{ cm}^2/\text{g}$ ) se calcularon las densidades superficiales de carga

estructural del silicato, resultando los siguientes valores:

V-3	$6,6 \times 10^4$ u. e. s./cm <sup>2</sup>
V-6	$4,9 \times 10^4$ »
V-19	$3,6 \times 10^4$ »

##### 2. FORMACIÓN DE COMPLEJOS INTERLAMINARES

El tratamiento de nuestras vermiculitas con soluciones de aminoácidos de concentración progresivamente creciente da lugar a cambios del espaciado basal original, correspondientes a la formación de complejos de los aminoácidos con el mineral. El progreso de estos cambios es seguido a través de los diagramas de difracción obtenidos con monocristales de las muestras durante dichos tratamientos.

###### a) Complejos con ácido γ-aminobutírico

La figura 7 (izq.) representa los resultados obtenidos con las tres vermiculitas en ácido γ-aminobutírico. Los hechos más significativos son los que indicamos seguidamente:

La vermiculita V-19 pasa del espaciado de 14,3 Å a otros dos bien definidos de 18,9 Å y 19,5 Å (para  $C \approx 1,8 \text{ M}$ , pasando para concentraciones intermedias por espaciados más difusos de 14,65 Å y 18,5 Å. El cristal se hincha macroscópicamente a partir de  $C = 1,9 \text{ M}$  sin llegar a desaparecer completamente la fase de 19,5 Å.

Con la vermiculita V-6 se obtienen resultados análogos; se pasa de 15 Å a 20,3 Å para  $C = 1,5 \text{ M}$ , coexistiendo para concentraciones intermedias ambas fases con otras dos fases transitorias de 16,5 Å y 17,4 Å. Cuando  $C \approx 1,6 \text{ M}$  el único espaciado que subsiste es el de 20,3 Å. Esta fase permanece estable hasta producirse el hinchamiento macroscópico para  $C = 1,7 \text{ M}$ , momento a partir del cual dicho espaciado comienza a debilitarse hasta desaparecer por completo cuando  $C \approx 2,5 \text{ M}$ . Para concentraciones superiores se obtienen diagramas de difracción en donde no aparece ningún pico o inflexión que pudiera denotar la existencia de agrupaciones locales de láminas sin disociar.

En el caso de la vermiculita V-3 el espaciado inicial de 14,3 Å permanece estable hasta producirse el hinchamiento ( $C = 2 \text{ M}$ ). Después que éste tiene lugar, el pico se debilita, pero no desaparece por completo. Parece existir cierta tendencia a formarse un espaciado de 21,4 Å para  $C = 1,4 \text{ M}$ , pero lo cierto es que el cristal se hincha sin que esta nueva fase se desarrolle suficientemente.

###### b) Complejos con ácido ε-aminocaproico.

En la figura 7 (dcha.) se muestran los resultados correspondientes a la formación de complejos con ácido ε-aminocaproico.

La vermiculita V-19 experimenta un cambio de 14,3 Å a 14,7 Å sin ninguna otra alteración hasta que para  $C = 0,9 \text{ M}$  se produce el hinchamiento macroscópico. En las muestras hinchadas el espaciado de 14,7 Å se debilita, pero no desaparece ni aun para valores de  $C$  próximos a la saturación.

En la vermiculita V-6 el espaciado de 14,3 Å se desdobra en otros dos de 14,7 Å y 14,9 Å; este último es el que permanece estable cuando la concentración de la solución aumenta, y subsiste aún después de producirse el hinchamiento macroscópico para  $C = 1,8 \text{ M}$ .

La vermiculita V-3 se comporta en este caso lo mismo que con ácido γ-aminobutírico: el espaciado de 14,3 Å no experimenta cambio alguno antes de producirse el hinchamiento macroscópico (para  $C = 1,7 \text{ M}$ ). Después de que éste tiene lugar, se debilita apreciablemente, pero sin llegar a desaparecer.

En todos los casos estudiados se produce el hinchamiento macroscópico de los cristales cuando la concentración de la solución alcanza un determinado valor crítico (variable en cada caso). Solamente en el caso de la vermiculita V-6 con ácido γ-aminobutírico dicho hinchamiento se produce (para  $C = 2,5 \text{ M}$ ) con completa disociación entre láminas; en los casos restantes los diagramas de los cristales hinchados muestran picos difusos o inflexiones en la zona de 10 Å a 20 Å, y el hinchamiento es incompleto por quedar en el gel residuos de paquetes de pocas láminas sin disociar.

Para el estudio coloidal-químico del fenómeno de hinchamiento, que pretendemos realizar con ayuda de técnicas de difracción a ángulos pequeños, no es deseable la presencia en el gel de estos residuos, cuyos efectos de difracción propios se superpondrían a los de las láminas disociadas, complicando considerablemente la interpretación de los diagramas.

Por esta razón, de ahora en adelante nuestro estudio se concentrará al caso de la vermiculita V-6 en ácido γ-aminobutírico. Esta elección resulta asimismo conveniente porque en este caso, previamente al hinchamiento, sólo aparecen dos fases bien definidas (la de 15 Å y 20,3 Å), y perfectamente diferenciadas, lo que permite estudiar las posibles diferencias en el hinchamiento según se llegue a éste desde una y otra fase.



3. INFLUENCIA DE LOS TRATAMIENTOS EN LA PÉRDIDA DEL CATIÓN INTERLAMINAR

Es interesante comprobar si los tratamientos que dan lugar a la formación de los complejos ya descritos determinan o no la pérdida del catión interlamínar.

Por las razones que ya hemos expuesto las experiencias realizadas con este fin se han concentrado al caso de la vermiculita V-6 tratada con ácido  $\gamma$ -aminobutírico.

Los cristales de vermiculita fueron previamente saturados con Sr, por ser éste catión que permite medidas espectrográficas de fluorescencia de rayos X de gran sensibilidad.

Dichos cristales fueron tratados en soluciones de ácido  $\gamma$ -aminobutírico en las que se ajustó el pH (por adición de ClH concentrado), desde un valor 6,44 para C = 0,25 M, hasta pH = 7,5 para C = 2,5 M. De esta forma y de acuerdo con las ecuaciones de equilibrio ácido-base del aminoácido, conseguimos que las distintas soluciones posean una concentración constante de la forma catiónica (A<sup>+</sup>) del aminoácido, igual a  $1,5 \times 10^{-3}$  moles/litro.

Los resultados experimentales obtenidos quedan esquematizados en la tabla 3. Se refieren éstos al contenido de Sr que queda en los cristales, expresado como tanto por ciento del contenido total inicial, en función de dos variables independientes: el tiempo de duración del tratamiento y la concentración de la solución empleada.

Las determinaciones de Sr por espectrografía de rayos X requieren que los cristales sean lavados en agua destilada y secados a temperatura ambiente. Como estas manipulaciones podrían alterar la dinámica del tratamiento con la solución del aminoácido, nos ha parecido aconsejable utilizar cada cristal para una sola determinación.

Cada medida se refiere por tanto al resultado obtenido con un solo cristal. Junto con el contenido de Sr se indica también el espaciado o espaciados basales que existen en el cristal para las condiciones concretas de tiempo de tratamiento y concentración de la solución. Los espaciados indicados corresponden a picos de difracción intensos y bien definidos; los encerrados entre paréntesis por el contrario, corresponden a picos difusos o poco intensos.

Conviene indicar que la vermiculita V-6, saturada con Sr y seca a temperatura ambiente, da un espaciado basal de 14,8 Å y que cuando se sumerge en un medio acuoso pasa a dar un espaciado de 15,3 Å. Esta es la razón por la cual al principio de los tratamientos aparece un espaciado de 15,3 Å, en vez del de 14,3 Å que se mostraba en la figura 7 para la vermiculita magnésica.

TABLA 3

Pérdida del catión inorgánico interlamínar

Vermiculita V-6 (Sr) y ácido  $\gamma$ -aminobutírico [A<sup>+</sup>] =  $1,5 \times 10^{-3}$  moles/litro

Concentración [A <sup>+</sup> ]	0,25 M	0,75 M	1,25 M	1,5 M	2,5 M
Tiempo tratamiento	(pH = 6,44)	(pH = 6,91)	(pH = 7,13)	(pH = 7,23)	(pH = 7,5)
9 horas					50 % } Cristal hinchado
24 horas	77 % } 15,3 Å	83 % } 15,3 Å (16,5 Å)	75 % } 15,3 Å (16,5 Å) (18,5 Å)	72 % } 15,3 Å (16,5 Å) (20,3 Å)	30 % } Cristal hinchado
56 horas			26 % } 20,3 Å (15,3 Å) (17,4 Å)	50 % } 20,3 Å (15,3 Å)	15 % } Cristal hinchado
80 horas			20 % } 20,3 Å	36 % } 20,3 Å	
150 horas	28 % } 15 Å	35 % } 15 Å (16,5 Å) (20,3 Å)	12 % } 20,3 Å	28 % } 20,3 Å	8 % } Cristal hinchado
200 horas	6 % } 15 Å	7 % } 15 Å	3 % } 20,3 Å	5 % } 20,3 Å	2 % } Cristal hinchado

De los resultados de la tabla 3 destacan los siguientes hechos:

i) Para cualquier concentración del aminoácido la pérdida de Sr (catión interlamínar) aumenta con el tiempo de duración del tratamiento, pudiendo llegar a una pérdida total en un tiempo suficientemente largo.

ii) Para concentraciones bajas de aminoácido la pérdida total de Sr determina la aparición de una fase estable de 15 Å.

iii) La formación de la fase de 20,3 Å sólo es posible para concentraciones superiores a 1,25 M y requiere un tiempo de tratamiento suficientemente prolongado para que la pérdida de Sr sea aproximadamente igual al 50 % del contenido inicial.

iv) Para concentraciones superiores a 2 M, en que los cristales se hinchan macroscópicamente, las inflexiones en la zona entre 10 a 20 Å desaparecen completamente cuando la pérdida parcial de Sr es superior al 40 %.

v) Para un mismo tiempo de tratamiento la cantidad relativa de Sr perdido parece ser independiente de la concentración de la solución (cuando C > 2 M) a menos que se produzca el hinchamiento macroscópico, en cuyo caso la pérdida de Sr se hace mucho más rápida.

4. ESTABILIDAD DE LOS COMPLEJOS INTERLAMINARES

Hemos visto cómo la formación de las fases de 15 Å y 20,3 Å, así como el hinchamiento macroscópico al estado de gel en cristales de vermiculita V-6, requiere tratamientos en soluciones de ácido  $\gamma$ -aminobutírico bajo condiciones de concentración y pH controladas.

Vamos ahora a estudiar la estabilidad de estas tres fases frente a los siguientes tratamientos:

- i) Lavado en solución salina concentrada,
- ii) Lavado en H<sub>2</sub>O destilada.
- iii) Lavado en H<sub>2</sub>O y secado a temperatura ambiente.

En la tabla 4 quedan esquematizados los resultados obtenidos; en ella se destacan como más significativos los siguientes:

a) El tratamiento de los cristales en solución 1 N de Cl<sub>2</sub>Sr produce, en todos los casos, la aparición del espaciado de 15,3 Å correspondiente a la vermiculita V-6 saturada con Sr en medio acuoso, así como un buen grado de orientación entre láminas.

b) Al lavar en H<sub>2</sub>O los cristales que habían formado la fase de 20,3 Å, éstos aumentan su volumen considerablemente; sin embargo, la existencia de un espaciado a 15 Å y la ausencia de efectos de difracción a pequeños ángulos demuestran que se trata de un fenómeno de exfoliación.

c) Algo análogo ocurre cuando los cristales hinchados al estado de gel son lavados en H<sub>2</sub>O. Estos conservan aparentemente su volumen, pero los efectos de difracción a pequeños ángulos desaparecen y en su lugar se observa la aparición de un pico débil y difuso de 15 Å. La estructura del gel se destruye, produciéndose agrupaciones irregulares de pocas láminas.

d) En los dos casos b y c, un ulterior secado

TABLA 4

Estabilidad de los complejos V-6 (Sr) en ácido  $\gamma$ -aminobutírico

Estado inicial de los cristales	TRATAMIENTOS		
	Lavado en Cl <sub>2</sub> Sr 1N	Lavado en H <sub>2</sub> O	Lavado en H <sub>2</sub> O y secado a temperatura ambiente
Fase 15 Å (C = 0,25 M) ...	Pico agudo a 15,3 Å. Buena orientación.	Debilitamiento pico 15 Å. Mala orientación.	Pico débil a 14,5 Å. Buena orientación.
Fase 20,3 Å (C = 1,5 M) ...	Pico agudo a 15,3 Å. Buena orientación.	Cristal hinchado macroscópicamente. Pico débil y difuso 15 Å. Mala orientación.	Picos débiles a 14,5 Å, 14,2 Å y 13 Å. Mala orientación.
Hinchamiento al estado de gel (C = 2,5 M) ...	Pico agudo a 15,3 Å. Buena orientación.	El gel mantiene su volumen. Pico débil y difuso a 15 Å. Mala orientación.	El gel colapsa totalmente. Picos débiles a 14,5 Å y 14,2 Å. Mala orientación.



a temperatura ambiente produce la correspondiente contracción de volumen en el cristal. Aparece un pico difuso a 14,5 Å y el grado de orientación de las láminas empeora.

##### 5. CARACTERÍSTICAS DEL HINCHAMIENTO AL ESTADO DE GEL

Hemos visto cómo los cristales de vermiculita V-6 se hinchan al estado de gel al ser convenientemente tratados en soluciones concentradas de ácido  $\gamma$ -aminobutírico.

Cuando el hinchamiento se produce libremente, en equilibrio con una solución de concentración superior a 2,5 M, se observan efectos de difracción a pequeños ángulos ( $3^\circ > 2\theta > 0,5^\circ$ ) como en el diagrama a de la figura 8, es decir, con perfiles en los que la intensidad decrece de manera continua con  $2\theta$ . De su interpretación se deduce que en estas condiciones el hinchamiento origina distribuciones de espaciados interlaminares altamente irregulares. Por otra parte los diagramas no presentan picos o inflexiones que pudieran denotar la existencia de paquetes de láminas no disociadas (espaciados entre 10 y 20 Å).

En el estudio de estos procesos de gelificación aparecen características interesantes, a las que nos vamos a referir con algún detalle a continuación.

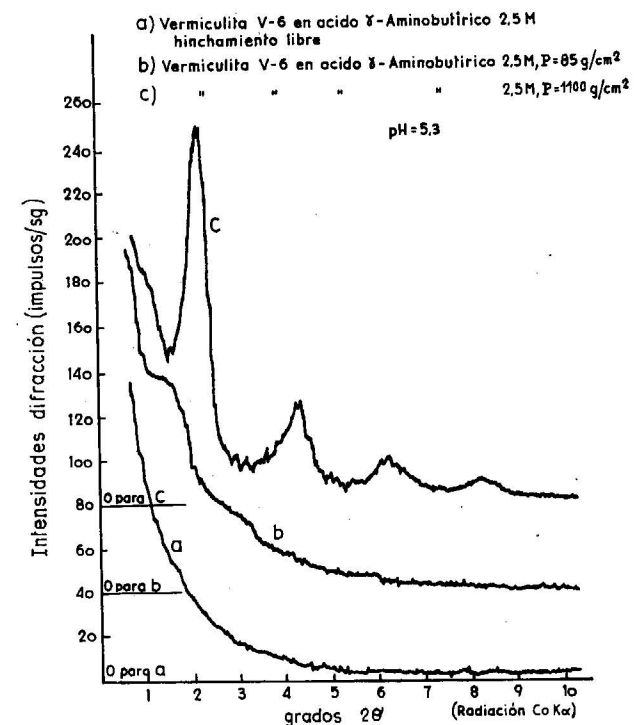


Fig. 8.—Diagramas de difracción de geles bajo distintas presiones exteriores.

##### a) Medidas de orientación

El grado de orientación existente entre las láminas estructurales de los geles es susceptible de medida por medio de la técnica a la que previamente hemos referido.

En la figura 9 se representan dos curvas de distribución de orientación obtenidas con cristales de vermiculita V-6 hinchados en las condiciones que se indica. Para su comparación se incluyen en la misma figura resultados similares obtenidos con geles de vermiculita-Li en ClLi y de agregados de montmorillonita-Na en ClNa (Rausell-Colom y Norrish, 1963).

Resulta evidente que en nuestros geles la totalidad de las láminas forman entre sí ángulos menores de tres grados, y que un 70 por 100 de ellas forman entre sí ángulos menores de dos grados, por lo que podemos afirmar que poseen un alto grado de orientación.

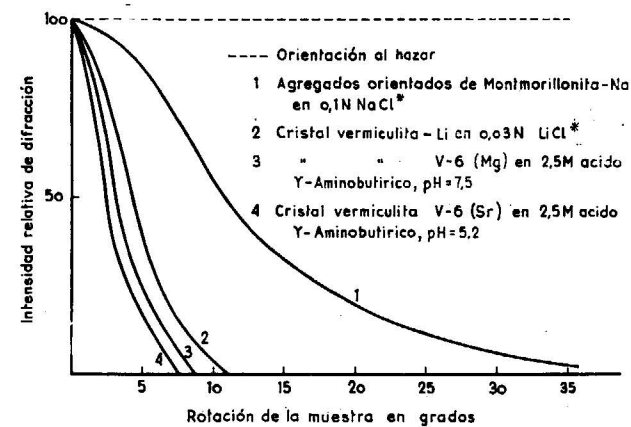


Fig. 9.—Curvas de distribución de orientación. (Resultados de Rausell-Colom y Norrish, 1962.)

##### b) Aplicación de presiones exteriores

Al someter nuestros geles a las acción de presiones exteriores conocidas, paralelamente a la dirección de hinchamiento, los perfiles de los diagramas de difracción quedan modificados de manera significativa. Comienza en seguida a notarse en ellos discontinuidades de intensidad (inflexiones) (figura 8-b) que, a medida que la presión exterior aumenta, van transformándose en picos bien definidos (figura 8-c), llegándose a obtener distribuciones de espaciados de equilibrio bastante regulares.

Las medidas de orientación realizadas sobre estos geles demuestran que la aplicación de presión

exterior mejora ligeramente el paralelismo existente entre las láminas. La diferencia en el grado de orientación no es, sin embargo, realmente significativa.

Conviene hacer notar que por lo menos en un 50 por 100 de los casos, mediante la aplicación de presión exterior no se consigue suficiente orden en los cristales como para mejorar apreciablemente los perfiles de difracción. Estos casos de irreproducibilidad, cuya causa no hemos podido controlar, son por lo general menos frecuentes cuando se trabaja con soluciones de aminoácido de pH ácido, y no ofrecen para nosotros otra alternativa que el desecharlos por no poder suministrar la información deseada.

##### c) Representación de los resultados experimentales

Son de interés para nosotros aquellos casos en que la aplicación de presión exterior produce un aumento de orden en los geles, de manera que sus efectos de difracción permiten hacer medidas precisas de los espaciados de equilibrio alcanzados.

El interés radica sustancialmente en que dichas medidas constituyen una determinación experimental directa de las presiones de hinchamiento, con lo que resulta posible establecer la relación entre espaciados de equilibrio ( $d$ , máximos de las distribuciones  $W(R)$ ) y presiones de hinchamiento, así como su dependencia con aquellas variables físico-químicas que intervienen más directamente en el fenómeno de gelificación.

La representación gráfica de  $\log P$  (presión exterior aplicada) frente a  $d$  (máximo de la distribución de espaciados de equilibrio) resulta conveniente porque, en casi la totalidad de los casos, los resultados experimentales son puntos que se disponen en línea recta.

Este es el caso expuesto en la figura 10-A, donde se representan con diferente notación los puntos experimentales obtenidos con seis cristales distintos de vermiculita V-6 tratados de idéntica manera en soluciones 2,5 M de ácido  $\gamma$ -aminobutírico a pH = 6,3. Puede observarse cómo algunos puntos quedan alejados de la recta; éstos corresponden a casos de irreproducibilidad debida a causas desconocidas e incontrolables.

En otros casos la representación de  $\log P$  frente a  $d$  conduce a resultados algo distintos. En la figura 10-B (puntos 1 al 8), donde los puntos están numerados en el mismo orden en que fueron obtenidos, se manifiestan claramente estas diferencias. Se observa primeramente que, mientras la presión aplicada es inferior a 600 g/cm<sup>2</sup> los puntos quedan alineados según una recta; sobrepasada esta presión crítica (variable según el cristal y la solución

de tratamiento) la recta comienza a aumentar de pendiente, de forma que los correspondientes espaciados de equilibrio dejan de disminuir, e incluso parecen aumentar ligeramente si la presión se eleva suficientemente. Este comportamiento va siempre asociado a la aparición en los diagramas, de un pico difuso de 20 Å (a partir del momento en

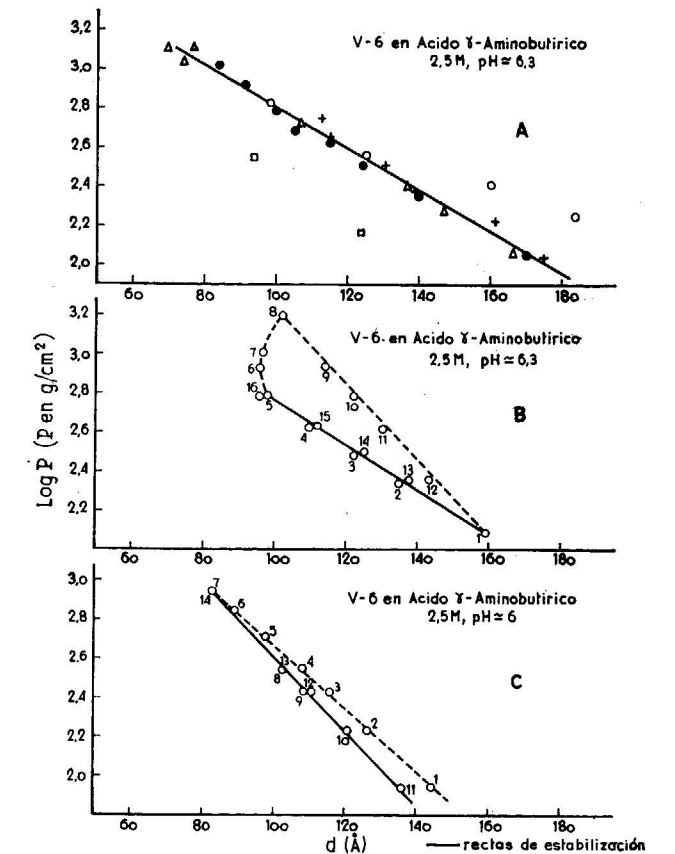


Fig. 10.—Representación de presiones de hinchamiento frente a espaciados de equilibrio.

que se sobrepasa la presión crítica), que se desarrolla más cuanto mayor es la presión exterior aplicada. Parece como si al intentar aproximar las láminas por debajo de una cierta distancia, mínima, empezara a destruirse la estructura del gel, provocándose la formación de agrupaciones o paquetes de pocas láminas.

##### d) Histéresis

Cuando se comienza a reducir la presión exterior, los puntos que se obtienen quedan igualmente alineados sobre una recta. Dicha recta, sin embargo, no coincide normalmente con la obtenida para presiones crecientes, produciéndose un fenómeno de



«histeresis». Se ha podido observar que este comportamiento posee rasgos diferentes según que al comprimir el gel se hubiera sobrepasado o no la presión crítica:

i) Cuando en la fase de compresión no se sobrecargó el gel por encima de la presión crítica, al reducir la presión se obtiene una serie de puntos alineados que quedan debajo de la recta de compresión (figura 10-C), es decir, para las mismas presiones exteriores los espaciados de equilibrio son menores. Repitiendo el ciclo de presiones (primero crecientes y después decrecientes) los puntos quedan alineados sobre una recta única que coincide con la de presiones decrecientes del primer ciclo, razón por la cual se la llama «recta de estabilización» (línea continua de la figura 10-C). Esta recta será la que en lo sucesivo consideraremos como expresión de la relación entre presiones de hinchamiento  $P$  y espaciados de equilibrio  $d$ .

ii) Si en la fase de compresión se sobrepasó la presión crítica, la recta que se obtiene en la descompresión está situada por encima de la primera, haciendo corresponder, por el contrario, las mismas presiones exteriores con espaciados de equilibrio mayores (fig. 10-B, puntos 8 al 12). También se observa que el pico de 20 Å, cuya aparición tenía lugar por encima de la presión crítica, va debilitándose a medida que la presión exterior disminuye, y desaparece por completo cuando el gel se descarga totalmente de presión.

Es notable que la histeresis aparecida en este primer ciclo de presiones deja igualmente de existir cuando nuevamente el ciclo se repite, obteniéndose a partir de este momento puntos que quedan situados sobre la correspondiente «recta de estabilización» (línea continua de la figura 10-B, puntos 12 a 16).

#### 6. INFLUENCIA DEL CATION DE CAMBIO SOBRE LA RELACIÓN ENTRE PRESIONES DE HINCHAMIENTO Y ESPACIADOS DE EQUILIBRIO

Hemos partido de distintos cristales de vermiculita V-6, saturados con cationes monovalentes y divalentes. En la figura 11 ilustramos el efecto de la saturación previa con estos cationes, sobre la relación entre presiones y espaciados de equilibrio en los correspondientes geles.

El medio de hinchamiento, común para todos ellos, ha sido solución 2,5 M de ácido  $\gamma$ -aminobutírico a pH 6,3.

Previamente a producir el hinchamiento en dicha solución, los cristales fueron convenientemente tratados en soluciones diluidas del aminoácido para formar la fase de 20,3 Å.

De la observación de la figura 11 resulta evidente que los puntos obtenidos, representados con distinta notación, caen sin excepción sobre la misma «recta de estabilización».

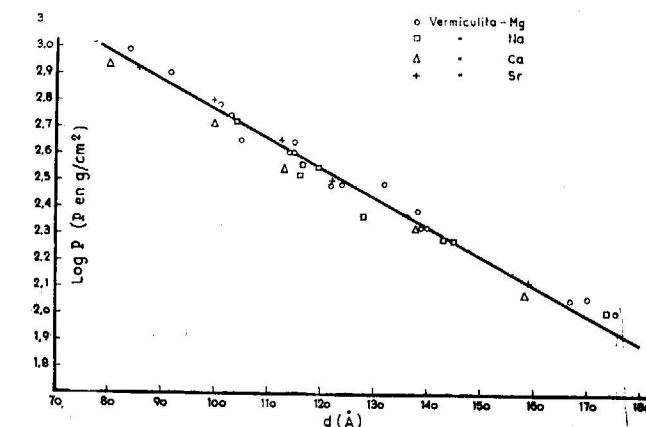


Fig. 11.—Efecto del catión interlamilar sobre el hinchamiento. V-6 en ácido  $\gamma$ -aminobutírico 2,5 M (pH = 6,3).

#### 7 INFLUENCIA DE LA CONCENTRACIÓN DE LA FORMA CATIONICA A<sup>+</sup> DEL AMINOÁCIDO SOBRE LA RELACIÓN ENTRE PRESIONES DE HINCHAMIENTO Y ESPACIADOS DE EQUILIBRIO

En la figura 12 representamos las distintas «rectas de estabilización» obtenidas a partir de cristales de vermiculita V-6 hinchados en distintas soluciones de ácido  $\gamma$ -aminobutírico 2,5 M, a las que se ajustó el pH para cinco valores distintos de la concentración de la forma A<sup>+</sup>.

Antes de producirse el hinchamiento todos los cristales fueron tratados adecuadamente en solu-

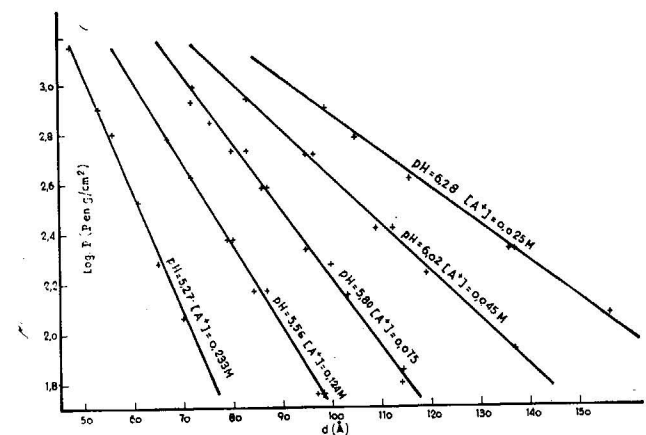


Fig. 12.—Efecto del pH sobre el hinchamiento. V-6 en ácido  $\gamma$ -aminobutírico 2,5 M.

ciones distintas del aminoácido, a pH 7, para formar la fase de 20,3 Å.

De la observación del gráfico se desprende que, a medida que aumenta la concentración de A<sup>+</sup> las «rectas de estabilización» se desplazan, y su pendiente aumenta haciendo corresponder las mismas presiones exteriores con espaciados de equilibrio cada vez menores.

#### 8. INFLUENCIA DE LA CONCENTRACIÓN DE LA SOLUCIÓN DEL AMINOÁCIDO SOBRE LA RELACIÓN ENTRE PRESIONES DE HINCHAMIENTO Y ESPACIADOS DE EQUILIBRIO

Las «rectas de estabilización» representadas en la figura 13, corresponden a tratamientos de cristales de vermiculita V-6 en soluciones de ácido  $\gamma$ -aminobutírico de concentraciones variables, cuyo pH se ajustó en cada uno de los casos a los dos valores de la concentración de A<sup>+</sup> que se indican.

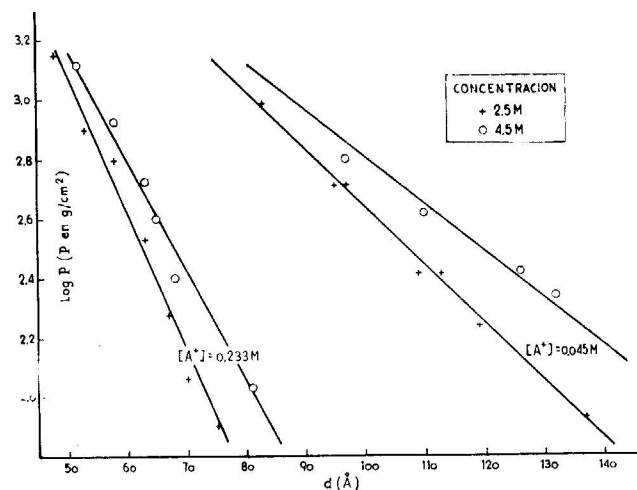


Fig. 13.—Efecto de la concentración del aminoácido sobre el hinchamiento. V-6 en ácido  $\gamma$ -aminobutírico.

Igualmente que en casos anteriores, todos los cristales empleados fueron previamente tratados para formar la fase de 20,3 Å.

De la observación de la figura 13 se desprende que, manteniendo la concentración de A<sup>+</sup> constante, al aumentar la concentración del aminoácido la «recta de estabilización» se desplaza hacia arriba, de forma que a las mismas presiones exteriores corresponden espaciados de equilibrio mayores. También se observa que este efecto tiende a atenuarse a medida que aumenta la concentración de A<sup>+</sup>, aunque considerado de un

modo relativo sea prácticamente independiente de la concentración de A<sup>+</sup> dentro del rango de concentraciones estudiado.

## V.—DISCUSION

### 1. ADSORCIÓN DE AMINOÁCIDOS POR CAMBIO IÓNICO

Al examinar los resultados de la tabla 3 nos encontramos ante un hecho significativo: el catión interlamilar (Sr) de nuestros monocristales de vermiculita es reemplazado totalmente durante tratamientos suficientemente prolongados con soluciones de ácido  $\gamma$ -aminobutírico.

En estudios similares de retención de aminoácidos y péptidos por montmorillonita los resultados obtenidos respecto a la liberación del catión interlamilar no son siempre concordantes, y los mecanismos invocados para explicar la retención del aminoácido varían según los casos. Haxaire (1956), trabajando con soluciones de pH casi neutro, observa la liberación del Na interlamilar. Por el contrario, Greenland, Laby y Quirk (1962) afirman que, en la adsorción de glicina y sus péptidos por montmorillonitas ácidas, sódicas y cálcicas, no hay liberación de estos cationes. La fuerte adsorción de aminoácidos en el caso de la montmorillonita-H es explicada por ellos en términos de un mecanismo de transferencia protónica, asociado a un proceso de adsorción física. Trabajando con montmorillonita sódica o cálcica y con glicina y  $\beta$ -alanina, a pH entre 1,7 y 3,5, Fripiat y Col (1966) invocan un mecanismo de cambio iónico para explicar la liberación parcial del Na<sup>+</sup> o Ca<sup>++</sup> (así como de Al<sup>+++</sup> extraído de la red cristalina por ataque ácido) a la solución de equilibrio. Con soluciones suficientemente concentradas observan una retención de aminoácido en exceso sobre la capacidad de cambio del mineral. Concluyen que el exceso de aminoácido es retenido en el espacio interlamilar a través de los Ca<sup>++</sup> o Al<sup>+++</sup> no liberados, en forma de compuestos salinos. Sieskind (1960, 1963) defiende que en la formación de complejos montmorillonita-aminoácidos tiene lugar un proceso de cambio iónico, tanto más favorecido cuanto que el aminoácido utilizado sea propenso a pasar a la forma catiónica en solución acuosa.

En nuestro caso el catión interlamilar se libera totalmente y, mediante tratamientos posteriores con solución 1 N de Cl<sub>2</sub>Sr, vuelve a recuperarse en su totalidad (tabla 4).

Nos encontramos evidentemente ante un proceso de cambio iónico. El ácido  $\gamma$ -aminobutírico existe en solución en forma catiónica, cuya concentración viene determinada por su constante de



equilibrio de disociación ácida ( $pK_a = 4,23$ ), por el pH y por la «actividad» de la forma dipolar  $A^\pm$  (\*). Los pH de las soluciones de tratamiento (tabla 3) son cercanos a la neutralidad. Sus valores están ajustados de forma que en todas ellas la «actividad» de  $A^\pm$  sea constante e igual a  $1,5 \times 10^{-3}$  moles/litros. El cambio iónico es posible aún con este pequeño valor de la concentración «efectiva» de  $A^\pm$ . Ello queda justificado por el hecho de que con soluciones  $10^{-4}$  N de  $Cl_2Sr$ , haya sido posible la sustitución por cambio iónico del K interlaminar en flogopitas y biotitas (Rausell-Colom y Col, 1965).

## 2. ADSORCIÓN FÍSICA DE IONES DIPOLARES

Volviendo a los resultados de la tabla 3 se observa que el cambio iónico del Sr interlaminar por la cantidad equivalente de  $A^\pm$  puede quedar completado desde los primeros tratamientos de la vermiculita con las soluciones de aminoácido de más baja concentración (0,25 M). En estas condiciones el complejo interlaminar formado se caracteriza por un espaciado basal de 14,6 Å. A continuación, y antes de la explosión al estado de gel, aparecen con soluciones más concentradas nuevas fases cristalinas de espaciados basales más altos. Saturada la capacidad de cambio del mineral después del primer tratamiento, la adsorción de cationes  $A^\pm$  habrá alcanzado su valor máximo y debe quedar detenida. Parece pues lógico pensar que existe también una adsorción de tipo físico de los dipolos  $A^\pm$  sobre aquellos espacios de las superficies laminares no ocupados por  $A^\pm$ , y que esta nueva forma adsorbida sea la responsable del aumento del espacio interlaminar de los complejos cuando aumenta la concentración de la solución de tratamiento.

Para explicar la entrada de moléculas dipolares en el espacio interlaminar se invocan dos mecanismos simultáneos de tipo físico:

Por un lado, la particular interacción entre los dipolos y los cationes inorgánicos interlaminares, tal como la energía de hidratación del catión en la adsorción de agua por montmorillonitas homioónicas (Norrish, 1954) y la formación de complejos de coordinación a través de orbitales libres y grupos activos en la adsorción de aminas, amidas y nitrilos por montmorillonitas (Servais y col., 1962; Tahoum y Mortland, 1966; Gutiérrez Ríos y colaboradores, 1962, 1967; Rodríguez y col., 1967).

(\*) Los valores de las «actividades» de la forma dipolar  $A^\pm$  para las distintas concentraciones molares de ácido  $\gamma$ -aminobutírico utilizadas a lo largo del trabajo, han sido calculadas a partir de los datos de Smith y Smith (1940).

Por otro lado, se reconoce la existencia de una interacción entre los dipolos y las superficies electronegativas (oxígenos estructurales) del silicato, así como de fuerzas de Van der Waal, formación de puentes de hidrógeno, etc. (Sieskind, 1958; Greenland, 1956; Talibudeen, 1955, y Calvet, 1963).

La magnitud de las interacciones de este segundo tipo son consideradas menos fuertes que las interacciones dipolo-cationes (Greene-Kelly, 1955) y esto es cierto en la mayoría de los casos. En el caso presente, la ausencia de cationes inorgánicos interlaminares excluye la posibilidad del primer tipo de interacción. No obstante, tratándose de iones en lugar de moléculas neutras, la magnitud de las fuerzas de interacción dipolo-superficie puede ser considerablemente mayor. En apoyo de esta suposición, cabe mencionar los trabajos de Greenland, Laby y Quirk (1965), quienes, de las medidas de isoterma de adsorción de glicina y sus péptidos sobre montmorillonita, deducen que la interacción dipolo-superficie y fuerzas de Van der Waals es por lo menos, tan importante como la interacción dipolo-catión interlaminar.

La adsorción de aminoácidos por la vermiculita se debe por lo tanto a dos mecanismos distintos: a) Un proceso de cambio iónico, activado por la presencia de concentraciones pequeñas de la forma catiónica  $A^\pm$  en solución, y b) Un proceso de adsorción física de iones dipolares  $A^\pm$ , presentes en la solución en concentraciones mucho más elevadas, al que se atribuye el aumento de espaciado basal de los complejos y, en última instancia, el hinchamiento del cristal al estado de gel.

Los resultados de la tabla 3 indican que ambos mecanismos pueden actuar simultáneamente. Así, para una concentración 1,5 M de la solución de tratamiento, aparece ya la fase de 20,3 Å cuando todavía queda por sustituir el 50 % del Sr interlaminar inicial. En ambos casos la adsorción debe comenzar por los bordes del cristal y debe progresar por difusión hacia el interior del mismo a velocidades relativamente pequeñas. Dadas las dificultades inherentes al tamaño de los dipolos, alrededor de 200 horas de tratamiento a temperatura ambiente son necesarias para una penetración de aproximadamente 1 mm.

## 3. CONFIGURACIONES DE LOS COMPLEJOS INTERLAMINARES

Para un mejor entendimiento de los mecanismos de hinchamiento resulta interesante especular sobre las posibles configuraciones que adoptan las moléculas de aminoácido (cationes y dipolos) adsorbidos en el espacio interlaminar en las fases cris-

TABLA 5  
Configuraciones Moleculares

Complejos con Acido $\gamma$ -Aminobutírico				Complejos con Acido $\gamma$ -Aminobutírico					
VERMICULITA	$d_{obs}$ Å	$d_{cat}$ Å	PROYECCIÓN		VERMICULITA	$d_{obs}$ Å	$d_{cat}$ Å	PROYECCIÓN	
			NORMAL AL PLANO BASAL	PARALELA AL PLANO BASAL				NORMAL AL PLANO BASAL	PARALELA AL PLANO BASAL
V-6 V-19	14,65	14,66			V-19	18,90	18,85		
V-6	15,00	14,96			V-19	19,50	19,65		
V-6	16,50	16,66			V-6	20,30	20,26		
V-6	17,40	17,40			V-3	21,40	21,30		
V-19	18,50	18,50							

Complejos con Acido  $\epsilon$ -Amino-caproico

VERMICULITA	$d_{obs}$ Å	$d_{cat}$ Å	PROYECCIÓN	
			NORMAL AL PLANO BASAL	PARALELA AL PLANO BASAL
V-6	14,90	14,83		
V-6 V-19	14,70	14,66		



talinas que aparecen antes de la explosión al estado de gel.

Con la ayuda de modelos moleculares es posible imaginar la disposición de las moléculas adsorbidas en el espacio interlamina y, conocidas las distancias de enlace y radios de Van der Waal de los átomos constituyentes (Tablas Internacionales de Cristalografía), comparar los espaciados interlaminares que resultan de estas disposiciones con los obtenidos experimentalmente.

Las cadenas alifáticas del aminoácido poseen una gran agilidad para adoptar las configuraciones más diversas y, en principio, siempre sería posible imaginar un número considerable de configuraciones diferentes, que resultaran consistentes con cualquier espaciado interlamina observado. Sin embargo habida cuenta del carácter fuertemente electro-negativo de las superficies del silicato, se hace necesario atenerse a criterios restrictivos suficientemente realistas por razones de estabilidad, tales como:

I) Colocar el extremo positivo de la molécula (grupo  $\text{NH}_3^+$ ) en contacto con los centros electronegativos de la red del silicato.

II) Se supone que el enlace  $\text{C}_1 - \text{N}$  es perpendicular al plano de las láminas. Determinaciones por espectrografía de infrarrojo (Serratos; Servais et al., 1962) están de acuerdo con esta suposición.

III) Por sus reducidas dimensiones, el grupo  $\text{NH}_3^+$  puede penetrar en los huecos que forman los oxígenos superficiales del silicato, de un diámetro de 2,3 Å (Mathieson y Walker, 1954). Este efecto, que se menciona en la bibliografía con la denominación de «Keying» (Walker, 1966), determina un acortamiento «efectivo» de la longitud de la molécula, que se estima en aproximadamente 1 Å (Greenland, Laby y Quirk, 1965; John y Sen Gupta, 1967).

IV) La parte electronegativa de la molécula ( $-\text{COOH}$  y  $-\text{COO}^-$ ) debe quedar en el plano medio entre las láminas, igualmente distanciada de las cargas negativas estructurales de éstas. Se supone, además, que se forman dobles puentes de hidrógeno entre pares de grupos carboxilos de moléculas contiguas, como es común en estructuras cristalinas de ácidos orgánicos (Brown y Marsh, 1963; R. Anca y col., 1967; Lang, 1965).

V) Los H de cada grupo  $-\text{CH}_2$  quedan favorablemente dirigidos hacia los oxígenos superficiales u otros centros electronegativos. Las distintas configuraciones moleculares resultan de los posibles giros sobre los distintos enlaces  $\text{C}-\text{C}$ , de forma que, bien un solo H o bien los dos, queden a distancia mínima de los centros electronegativos.

De acuerdo con estos criterios las distintas po-

sibilidades de acoplamiento de las moléculas en el espacio interlamina se reducen a sólo unas pocas. De entre éstas, la tabla 5 ilustra (en proyección normal y paralela al plano de las láminas) aquellas configuraciones que son consistentes con los espaciados basales de los complejos que hemos obtenido experimentalmente. La tabla 6 da las coordenadas (en Å) de cada uno de los átomos, según un sistema de ejes ortogonales en el que el plano XZ se ha hecho coincidir arbitrariamente con el plano del enlace  $\text{N}-\text{C}_1-\text{C}_2$ , con Z paralelo a la dirección  $\text{N}-\text{C}_1$  (perpendicular, por consiguiente, al plano de las láminas).

#### 4. MECANISMO DE HINCHAMIENTO

En vermiculitas naturales las fuerzas de cohesión entre las laminillas estructurales son esencialmente de naturaleza coulombica: la fuerza atractiva entre la red plana de  $\text{Mg}^{++}$  y las láminas contiguas negativamente cargadas es la que mantiene a éstas ligadas entre sí. En el caso de montmorillonitas homoiónicas se ha llegado a estimar por determinaciones físico-químicas que la energía de cohesión proporcionada por este tipo de enlace es del orden de magnitud de 10 Kcal/mol (Mamy, 1967).

A la luz de las configuraciones presentadas en el apartado anterior se desprende la distinta naturaleza de la cohesión en los complejos vermiculita-aminoácido. La introducción de los radiales  $-\text{NH}_3^+$  en los huecos superficiales de las laminillas prácticamente neutraliza su carga negativa estructural. Las láminas quedan únicamente ligadas a través de los dobles puentes de hidrógeno entre grupos  $-\text{COOH}$ , y por fuerzas de Van der Waal entre superficies y moléculas orgánicas (y entre ellas mismas), y las fuerzas que hay que vencer para aumentar su separación son por consiguiente distintas.

Consideremos por ejemplo el complejo de la vermiculita V-6 en solución 0,5 M de ácido  $\gamma$ -aminobutírico cuyo espaciado basal es 14,6 Å. La densidad superficial de carga negativa estructural en esta vermiculita es de  $5 \times 10^4$  ues/cm<sup>2</sup>.

En 950 Å<sup>2</sup> de superficie laminar hay 39 huecos estructurales (entre los oxígenos de la capa tetrahédrica), pero sólo se ocupan 10 de ellos con cationes  $\text{A}^+$  para compensar la carga negativa. La proyección  $x$  y de la configuración propuesta para el catión  $\text{A}^+$  en este complejo puede ser inscrita en un rectángulo de 43 Å<sup>2</sup>, de manera que los 10 cationes  $\text{A}^+$  recubrirán únicamente el 45 % de la superficie laminar disponible. La adsorción simultánea de 12 iones dipolares  $\text{A}^\pm$  sobre otros tantos huecos estructurales, y con la misma con-

TABLA 6.—Configuraciones moleculares. Coordenadas de los átomos constituyentes ( $\epsilon = 0$  en plano medio de la lámina).

		Complejos con ácido $\gamma$ -aminobutírico																					
		N	C <sub>1</sub>	H <sup>1</sup>	H <sup>2</sup>	C <sub>2</sub>	H <sup>1</sup>	H <sup>2</sup>	C <sub>3</sub>	H <sup>1</sup>	H <sup>2</sup>	C <sub>4</sub>	H <sup>1</sup>	H <sup>2</sup>	C <sub>5</sub>	H <sup>1</sup>	H <sup>2</sup>	C <sub>6</sub>	O <sub>1</sub>	H	O <sub>2</sub>	O=	
14,66 Å	x	0,00	0,00	-0,51	1,45	1,45	1,45	1,96	2,17	2,17	1,67	3,63	4,30	5,27	4,30	6,95							
	y	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,89	-1,26	-1,26	-2,14	-1,26	-2,51	-2,51	0,01	-2,51							
14,96 Å	x	0,00	0,00	-0,51	1,45	1,45	1,45	1,62	1,69	1,69	1,01	3,14	3,82	4,79	3,82	6,45							
	y	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,88	-1,26	-1,26	-2,14	-1,26	-2,49	-2,49	0,02	-2,49							
16,66 Å	x	0,00	0,00	-0,51	1,45	1,45	1,45	1,62	1,69	1,69	1,01	3,14	3,82	4,79	3,82	6,45							
	y	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,89	-1,26	-1,26	-2,14	-1,26	-2,49	-2,49	0,02	-2,49							
17,40 Å	x	0,00	0,00	-0,51	1,45	1,45	1,45	1,62	1,69	1,69	1,01	3,14	3,82	4,79	3,82	6,45							
	y	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,89	-1,26	-1,26	-2,14	-1,26	-2,49	-2,49	0,02	-2,49							
18,50 Å	x	0,00	0,00	-0,51	1,45	1,45	1,45	1,62	1,69	1,69	1,01	3,14	3,82	4,79	3,82	6,45							
	y	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,89	-1,26	-1,26	-2,14	-1,26	-2,49	-2,49	0,02	-2,49							
18,80 Å	x	0,00	0,00	-0,51	1,45	1,45	1,45	1,62	1,69	1,69	1,01	3,14	3,82	4,79	3,82	6,45							
	y	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,89	-1,26	-1,26	-2,14	-1,26	-2,49	-2,49	0,02	-2,49							
19,65 Å	x	0,00	0,00	-0,51	1,45	1,45	1,45	1,62	1,69	1,69	1,01	3,14	3,82	4,79	3,82	6,45							
	y	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,89	-1,26	-1,26	-2,14	-1,26	-2,49	-2,49	0,02	-2,49							
20,26 Å	x	0,00	0,00	-0,51	1,45	1,45	1,45	1,62	1,69	1,69	1,01	3,14	3,82	4,79	3,82	6,45							
	y	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,89	-1,26	-1,26	-2,14	-1,26	-2,49	-2,49	0,02	-2,49							
21,30 Å	x	0,00	0,00	-0,51	1,45	1,45	1,45	1,62	1,69	1,69	1,01	3,14	3,82	4,79	3,82	6,45							
	y	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,89	-1,26	-1,26	-2,14	-1,26	-2,49	-2,49	0,02	-2,49							

TABLA 6 (continuación)

Complejos con ácido  $\epsilon$ -aminocaproico

		N	C <sub>1</sub>	H <sup>1</sup>	H <sup>2</sup>	C <sub>2</sub>	H <sup>1</sup>	H <sup>2</sup>	C <sub>3</sub>	H <sup>1</sup>	H <sup>2</sup>	C <sub>4</sub>	H <sup>1</sup>	H <sup>2</sup>	C <sub>5</sub>	H <sup>1</sup>	H <sup>2</sup>	C <sub>6</sub>	O <sub>1</sub>	H	O <sub>2</sub>	O=	
14,66 Å	x	0,00	0,00	-0,51	1,45	1,45	1,45	1,96	2,17	2,17	1,67	3,63	4,35	5,27	4,35	6,45							
	y	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,88	-1,26	-1,26	-2,14	-1,26	-2,51	-2,51	0,01	-2,51							
14,88 Å	x	0,00	0,00	-0,51	1,45	1,45	1,45	1,62	1,69	1,69	1,01	3,14	3,82	4,79	3,82	6,45							
	y	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,88	-1,26	-1,26	-2,14	-1,26	-2,49	-2,49	0,02	-2,49							



figuración que los  $A^+$ , dejaría la superficie disponible totalmente cubierta, quedando todavía 17 huecos sin ocupar.

Si la tendencia del sistema es a evolucionar hacia un máximo recubrimiento de los huecos disponibles, las moléculas del aminoácido deberán adoptar, dentro del espaciado interlaminar, configuraciones más erguidas. Así, a través de los espaciados de 16,5 Å y 17,4 Å pasamos a la fase de 20,3 Å, inmediatamente anterior a la explosión al estado de gel. Con esta configuración el recubrimiento por cada ion ( $A^+$  o  $A^\pm$ ) queda reducido a 26 Å<sup>2</sup> de superficie, lo que permite acomodar en el área de 950 Å<sup>2</sup>, antes considerada, 10 cationes  $A^+$  y 27 iones dipolares  $A^\pm$ , es decir, prácticamente la totalidad de los 39 huecos estructurales disponibles.

Puede comprobarse que en cualquiera de los complejos de la vermiculita V-6 con ácido  $\gamma$ -aminobutírico, el número máximo de iones dipolares  $A^\pm$  que pueden ser adsorbidos para recubrir por completo la superficie del silicato (variable en cada caso según los requerimientos superficiales de cada configuración), dividido por el volumen interlaminar del complejo, es prácticamente constante e igual a 5,5 iones por cada 1.000 Å<sup>3</sup>, lo que equivale a una concentración próxima a 9 M.

Existe pues un fuerte gradiente de concentración entre el espacio interlaminar y la solución de tratamiento, que actúa en el sentido de limitar la adsorción. El espaciado interlaminar de cada complejo debe corresponder a una situación de equilibrio entre ambas tendencias. Según esto, debe existir una correlación de tipo creciente entre espaciados y concentraciones, como efectivamente se observa en los resultados experimentales (figura 7). Un aumento de la capacidad de cambio de la vermiculita debe ser también factor limitante de la adsorción (mayor proporción de huecos estructurales ocupados por cationes  $A^+$ ), y así se observa en la figura 7 que un mismo espaciado permanece estable en soluciones tanto más concentradas cuanto más elevada es la capacidad de cambio de la vermiculita.

Para pasar del complejo de 14,6 Å al de 20,3 Å, hay que disminuir los contactos entre los grupos  $CH_2$  de los iones adsorbidos y la superficie del silicato, a lo que se oponen las fuerzas de Van der Waal entre ellas. Dado el elevado momento dipolar de los iones  $A^\pm$ , la energía liberada en la adsorción de éstos puede ser considerada como suficiente para vencer la atracción. Con ácido  $\epsilon$ -aminocaproico la atracción de Van der Waal será mayor, debido al incremento de longitud de la cadena alifática, lo que restará posibilidades a la adsorción de iones en exceso sobre las disponibilidades de superficie. Así los complejos de más bajo

espaciado interlaminar resultarán más estables frente a concentraciones crecientes de la solución de tratamiento (figura 7).

La acumulación de grupos  $-COO^-$  en el plano medio de la estructura, consecuencia de la progresiva adsorción de dipolos  $A^\pm$ , debilita la cohesión interlaminar. Cabe pensar que estos grupos entrarán en competencia con los grupos  $-COOH$  de los cationes orgánicos vecinos, para compartir con ellos el H, rompiéndose de esta manera muchos de los dobles puentes de hidrógeno que daban estabilidad al complejo. A su vez la repulsión electrostática entre grupos  $-COO^-$ , adsorbidos sobre superficies opuestas, contribuirá igualmente a la rotura de puentes de hidrógeno. Cuando la cohesión entre las láminas es insuficiente para vencer la repulsión electrostática se produce la separación brusca de las mismas, y se forma el gel. A partir de este momento la estabilidad de los espaciados interlaminares de los cristales (geles) es consecuencia del equilibrio entre nuevos tipos de fuerza, cuya naturaleza discutiremos en el capítulo siguiente.

##### 5. HINCHAMIENTO AL ESTADO DE GEL

En soluciones suficientemente concentradas el espesor de los cristales de vermiculita aumenta considerablemente. Las laminillas del silicato se separan varios cientos de Angstroms (fig. 1) y el cristal adquiere la consistencia de un gel, cuyo aspecto exterior es idéntico al de los geles obtenidos con soluciones de CLi (Walker, 1960) y de cloruro butilamonio (Garrett y Walker, 1962).

En 1963 Norrish y Rausell-Colom realizan un estudio detallado del hinchamiento de monocristales de vermiculita-Li. Aplicando sobre los geles presiones exteriores conocidas, encuentran una dependencia de tipo lineal entre el logaritmo de dichas presiones y los espaciados interlaminares de equilibrio. Se establece asimismo que dicha dependencia es función de la concentración catiónica de la solución de tratamiento (Rausell-Colom, 1964). Apoyados en estas observaciones dichos autores invocan un mecanismo de formación e interacción de «dobles capas» difusas de cationes, alrededor de las laminillas, para explicar la naturaleza de las fuerzas repulsivas que obligan a éstas a separarse y originan la formación del gel. Mediante las ecuaciones de la teoría de la «doble capa» calculan la magnitud de las fuerzas repulsivas para los distintos espaciados de equilibrio en cada concentración, que concuerdan excelentemente con las presiones experimentales.

Los resultados del presente estudio revelan la misma dependencia entre presiones de hinchamiento y distancias interlaminares. Nos encontramos también con el hecho de que dicha dependencia es



función del pH de la solución de tratamiento o, lo que es lo mismo, de la concentración de la forma catiónica,  $A^+$ , del aminoácido en la solución. A priori, por lo tanto, no parece quedar mucha duda de que nos encontramos ante mecanismos de hinchamiento análogos. La «doble capa» se desarrolla a expensas de los cationes  $A^+$  adsorbidos sobre la superficie de la vermiculita, que se disocian de ella al producirse la explosión al estado de gel, coincidiendo con la entrada de cantidades considerables de disolución en el espacio interlaminar.

Garrett y Walker (1961), al describir por primera vez el fenómeno aquí estudiado, resaltan como significativo el hecho de que se requieran soluciones muy concentradas de aminoácido (2 a 5 molar), para que el hinchamiento se produzca. Es más, sus resultados demuestran que el hinchamiento es tanto mayor cuanto más concentrada es la solución de tratamiento. Según ellos, este comportamiento es contradictorio con las predicciones de la teoría de la «doble capa», lo que les induce a considerar este mecanismo como inadecuado.

No existe, sin embargo, contrasentido alguno en que las «dobles capas» difusas se puedan desarrollar suficientemente en un medio acuoso con una fuerte concentración de dipolos  $A^\pm$ . El espesor efectivo de la «doble capa» (inverso del valor de la constante  $\kappa$  de Debye), y asimismo la magnitud de las fuerzas de interacción, son función de la concentración catiónica de la solución, y ésta viene determinada por el  $pK_1$  del aminoácido ( $pK_1 = 4,23$  para ácido  $\gamma$ -aminobutírico) y por el pH de la solución, en equilibrio con la concentración de iones dipolares  $A^\pm$ . Siendo el pH relativamente próximo a la neutralidad en los casos aquí discutidos (pH entre 5,2 y 7), la concentración de  $A^+$  no llega a ser superior a 0,3 M. Por otra parte, la elevada concentración de dipolos  $A^\pm$  determina que la constante dieléctrica de la solución sea superior a la del agua (\*). Para soluciones 2,5 M la constante dieléctrica alcanza el valor de  $\epsilon = 206$ , y no parece improbable que la «doble capa» difusa sea estable aun para concentraciones de  $A^+$  algo superiores a los límites de estabilidad encontrados para geles de vermiculita con otros cationes inorgánicos u orgánicos (\*\*).

(\*) La expresión  $\epsilon = 79,85 + c \Delta$  da el valor de la constante dieléctrica en función de  $c$  (concentración molar del aminoácido). El incremento  $\Delta$  es característico del aminoácido, y vale 51 para el ácido  $\gamma$ -aminobutírico (Cohn y Edsal, 1943).

(\*\*) La «doble capa» resulta inestable en soluciones de concentración mayor que 0,4N, para el caso de montmorillonita-Na (Norrish, 1954), mayor que 0,1N para vermiculita-Li (Norrish y Rausell-Colom, 1963), y mayor que 0,05N para vermiculita-butalamonio (Rausell-Colom, 1964).

Los resultados de la figura 13 muestran el efecto de la constante dieléctrica de la solución sobre las presiones de hinchamiento. Para los mismos valores de la concentración catiónica, las presiones de hinchamiento en las soluciones 4,5 M ( $\epsilon = 308$ ) son mayores que en las soluciones 2,5 M ( $\epsilon = 206$ ). El empleo de soluciones concentradas de aminoácidos como agentes de gelificación nos proporciona la posibilidad de experimentar con esta nueva variable. Si se comprueba que el aumento de la constante dieléctrica del medio en que las «dobles capas» se desarrollan pueda determinar una variación de las fuerzas de interacción en el sentido que nos ponen de manifiesto los resultados experimentales, habremos encontrado una base supletoria para caracterizar la naturaleza de las fuerzas repulsivas que intervienen en la formación del gel.

##### 6. INTERACCIÓN DE «DOBLAS CAPAS» DIFUSAS

La «doble capa», que se desarrolla alrededor de las laminillas estructurales de vermiculita, es el resultado de una distribución desigual de iones positivos y negativos en el medio acuoso próximo a las láminas. Debido a su carga negativa estructural, éstas se rodean preferentemente de cationes, que quedan en forma de nube o capa difusa. Las propiedades de estabilidad del gel dependen fundamentalmente del comportamiento electroquímico de dicha capa difusa.

La teoría de la «doble capa» fue desarrollada matemáticamente por Gouy (1910, 1917), Chapman (1913) y Debye y Hückel (1923, 1924), sobre la base de simplificaciones principalmente centradas en considerar a los iones de la capa difusa como cargas eléctricas puntuales.

Por estar los iones de la capa difusa sometidos a agitación térmica, se supone que la función de densidad de carga eléctrica en las inmediaciones de las partículas, debe satisfacer la ecuación de distribución de Boltzman:

$$\rho(x, y, z) = v e (n^+ - n^-) = -2 n v c \sinh (v e \psi / k T).$$

La función de distribución de potencial eléctrico en los puntos de la capa difusa se obtienen resolviendo la ecuación de Poisson:

$$\Delta \psi = \frac{-4 \pi \rho(x, y, z)}{\epsilon}$$

Su solución para partículas coloidales planas



(Verwey y Overbeek, 1948), viene dada por la expresión:

$$e^{y/2} = \frac{e^{z/2} + 1 + (e^{z/2} - 1) e^{-\xi}}{e^{z/2} + 1 - (e^{z/2} - 1) e^{-\xi}}$$

siendo

$$z = \frac{v e \psi_0}{k T}; \quad y = \frac{v e \psi_x}{k T};$$

$$\xi = \kappa x; \quad \kappa^2 = \frac{8 \pi n e^2 v^2}{\epsilon k T}$$

donde

- $e$  = carga del electrón (en u. e. s.).
- $v$  = valencia del ion.
- $k$  = cte. de Boltzman ( $1,38 \times 10^{-16}$  erg. grado<sup>-1</sup>).
- $T$  = temperatura absoluta (grados Kelvin).
- $n$  = concentración de la solución (iones/cm<sup>3</sup>).
- $\epsilon$  = cte. dieléctrica de la solución.
- $\psi_x$  = potencial eléctrico a la distancia  $x$  de la superficie laminar.
- $\psi_0$  = potencial eléctrico en la superficie ( $x = 0$ ).

A partir de la función de distribución de potencial, la carga total de la capa difusa (expresada por unidad de superficie laminar), se obtiene por medio de la integración:

$$\sigma = - \int_0^{\infty} \rho dx = \frac{\epsilon}{4 \pi} \int_0^{\infty} \frac{d^2 \psi_x}{dx^2} dx$$

resultando, para partículas planas:

$$\sigma = (n \epsilon k T)^{1/2} \cdot (2 \cosh z - 2)^{1/2}$$

para valores pequeños de  $\psi_0$ , la carga de la capa difusa resulta ser:

$$\sigma = \frac{\epsilon}{4 \pi} \frac{\psi_0}{1/\kappa}$$

expresión que nos indica que la «doble capa» se comporta como un condensador eléctrico plano, de capacidad constante. Así,  $1/\kappa$ , inverso de la constante de Debye, se suele considerar como *espesor efectivo* de la doble capa (distancia entre placas de un condensador plano).

Efectivamente, la magnitud  $1/\kappa$  tienen dimensiones físicas de una longitud, que podríamos con-

siderar como proporcional a la distancia a la que dos partículas laminares se acercarian bajo la acción de una fuerza exterior muy débil (por ejemplo, la gravedad), de manera que la interacción de sus respectivas capas difusas fuera mínima.

Según esto la distancia  $2D$  entre las partículas laminares sería:

$$2D = C(1/\kappa) = C(kT/8\pi e^2 v^2)^{1/2} (\epsilon/n)^{1/2}$$

expresión en que se manifiesta una dependencia entre el espaciado interlaminar de equilibrio  $2D$  y la raíz cuadrada de  $\epsilon/n$ .

Si la aproximación de las partículas requiere la intervención de fuerzas más intensas, se producirá una mayor interacción entre sus respectivas capas difusas. La distribución de potencial eléctrico en el espacio entre las partículas resulta ser función de la distancia que las separa; llamando a esta distancia  $2D$ , el potencial eléctrico  $\psi_D$  en el plano medio entre las láminas se obtiene a partir de la ecuación integral:

$$\int_z^u (2 \cosh y - 2 \cosh u) - \frac{1}{2} dy = -\kappa D \quad (1)$$

con

$$u = \frac{v e \psi_D}{k T}$$

y la expresión para la carga total de la capa difusa se transforma en:

$$\sigma = (n \epsilon k T / 2 \pi)^{1/2} (2 \cosh u - 2)^{1/2} \quad (2)$$

Como consecuencia de dicha interacción se produce una acumulación de iones en el plano medio entre las partículas, y un aumento de concentración catiónica con respecto a la existente en el seno de la solución. En consecuencia, se produce una diferencia de presión osmótica entre el interior y el exterior, que se traduce en una fuerza repulsiva entre las partículas. Expresada esta por unidad de superficie laminar, resulta ser:

$$p = 2 n k T (\cosh u - 1) \quad (3)$$

A través de los parámetros adimensionales  $u$ ,  $z$  y  $x/D$ , las ecuaciones (1) y (2) relacionan entre sí a todas las variables que determinan la magnitud de la interacción de las «dobles capas». Las variables  $v$ ,  $n$ ,  $T$  y  $\epsilon$  son específicas de la solución

de tratamiento y pueden ser fijadas experimentalmente. La densidad superficial de carga  $\sigma$  ha sido determinada a partir de la capacidad de cambio y superficie específica de la vermiculita empleada. Conocidos los valores de estas variables, la relación entre  $u$  y  $D$  puede ser evaluada numéricamente a través de las ecuaciones (1) y (2), y mediante la ecuación (3) se llega a la presión repulsiva  $p$  que corresponde a cada valor de  $D$ .

En la figura 14 se representan mediante líneas de trazo continuo los resultados de este cálculo. Se han elegido valores de  $\epsilon$  y  $n$  que corresponden a los utilizados en dos de nuestras experiencias. A efectos comparativos se representan en la misma figura con trazo discontinuo la relación experimental entre presiones de hinchamiento y espaciados de equilibrio para los mismos valores de las variables  $\epsilon$  y  $n$  (datos de la figura 12). Los espaciados experimentales  $d$  son transformados en valores de  $D$  mediante la relación:

$$D = (d - d_0)/2,$$

donde  $d_0 = 20 \text{ \AA}$ , representa el espacio interlaminar no ocupado por la capa difusa, es decir, el espesor de una laminilla estructural de vermiculita más dos monocapas de agua (5 Å de espesor) fuertemente adsorbidas a su superficie por ambos lados (Norrish, 1954).

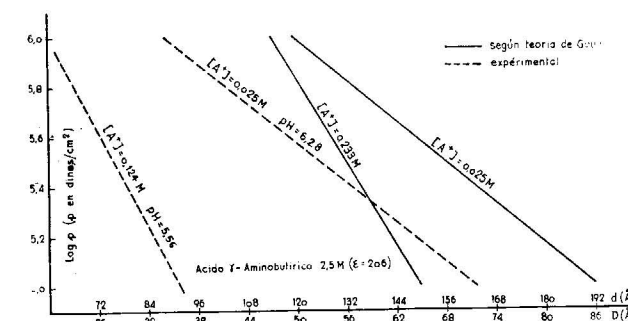


Fig. 14.—Comparación entre presiones de hinchamiento y presiones repulsivas.

De la observación de la figura 14 se deduce inmediatamente que la variación con  $n$  de la relación entre  $P$  y  $D$  es de la misma naturaleza para ambas series de valores, si bien es evidente que existen diferencias considerables en cuanto a magnitud se refiere.

Cabría argumentar que dichas diferencias pudieran atenuarse considerando la existencia de fuerzas atractivas entre las láminas, fuerzas que, expresadas por unidad de superficie, deberían sumarse a las presiones experimentales de hinchamiento

para hacerlas comparables con las presiones teóricas.

En la teoría de estabilidad de coloides, las fuerzas atractivas de Van der Waal juegan un importante papel como agentes controlantes del grado de dispersión. Expresada por unidad de superficie laminar, la fuerza atractiva entre dos láminas puede ser calculada en función de la distancia  $2D$  que las separa (Verwey y Overbeek, 1948), mediante la expresión:

$$f = \frac{1,01 \Omega}{6 \pi} \{ (2D)^{-3} + (2D + 2d_0)^{-3} - 2(2D + d_0)^{-3} \} \quad (4)$$

donde el valor de  $\Omega$ , llamada constante de Van der Waal no se conoce con exactitud pero se estima entre  $10^{-13}$  y  $10^{-12}$  erg.

En la figura 15 se representa  $f$  en función de  $2D$ , tomando para  $\Omega$  un valor razonable de  $4 \times 10^{-13}$  erg.

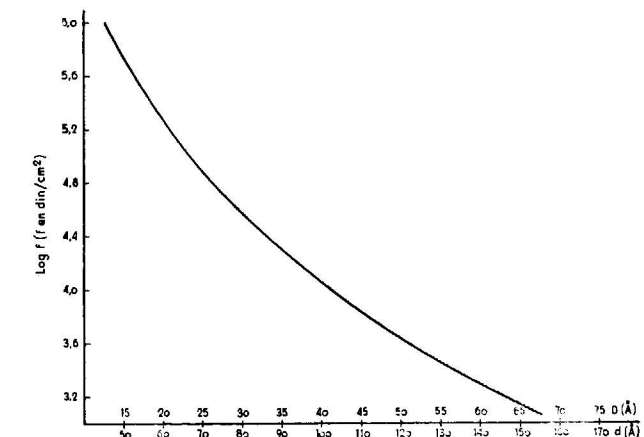


Fig. 15.—Fuerzas atractivas de Van der Waals ( $\Omega = 4 \times 10^{-13}$  erg).

Evidentemente, para el rango de distancias interlaminares en que nos movemos, las fuerzas atractivas son inferiores, en uno o dos órdenes de magnitud, a las correspondientes presiones de hinchamiento experimentales, y no explican por tanto las discrepancias encontradas en la figura 14. Para atenuar de un modo eficaz estas discrepancias habría que elevar el valor de  $\Omega$  hasta  $10^{-10}$  erg., lo cual es del todo inadmisibles. En consecuencia, debemos admitir que las ecuaciones de la teoría de Gouy-Chapman no son suficientemente adecuadas para dar una explicación cuantitativa del fenómeno de gelificación que nos ocupa.



## 7. CORRECCIÓN DE STERN

Hemos dicho en el apartado anterior, que la teoría de Gouy-Chapman considera a los iones que forman la «capa difusa» como cargas puntuales. Dicha aproximación es sólo permisible cuando la «capa difusa» posee un desarrollo muy grande (prácticamente indefinido), pero en aquellos casos en que ésta posee un desarrollo limitado, la teoría predice una excesiva acumulación de carga en las inmediaciones de la superficie de las partículas (a unos 5 Å de distancia). Utilizando cationes orgánicos de gran volumen, la localización de tal cantidad de iones en el pequeño espacio disponible no parece ciertamente posible. Ello puede ser la causa de que la teoría no nos haya permitido conseguir valores de  $p$  concordantes con nuestros resultados experimentales.

Tratando de superar esta dificultad nos ha parecido oportuno utilizar la corrección de Stern (1924), según la cual la capa difusa debe ser dividida en dos partes. La primera, llamada «capa de Stern», consiste en una capa de iones adsorbidos sobre la superficie de las láminas, y posee un espesor  $\delta$  de pocos Angstroms. La segunda, o «capa de Gouy», comienza a la distancia  $\delta$  de la superficie, y está formada por la capa difusa propiamente dicha. Cuando dos partículas se aproximan, las capas de Stern no interfieren directamente, y las fuerzas de interacción son debidas fundamentalmente a la interpenetración de las capas de Gouy.

Las ecuaciones de interacción en el modelo de Stern son las mismas del apartado anterior, con la particularidad de que el parámetro  $z$  de la ecuación (1) queda sustituido por:

$$z = \frac{v e \psi_{\delta}}{k T}$$

relacionado por tanto con el potencial eléctrico  $\psi_{\delta}$ , a la distancia  $\delta$  de la superficie, que define el espesor de la capa de Stern. Además, en la ecuación (2) la variable  $\sigma$  debe ser sustituida por  $\sigma_2$ , representante de la carga que constituye la capa de Gouy, quedando el resto de la carga  $\sigma_1$  acumulada en la capa de Stern.

Naturalmente:

$$\sigma = \sigma_1 + \sigma_2 \quad (5)$$

y la equipartición de carga entre las capas de Stern y de Gouy viene dada por

$$\frac{\sigma_2}{\sigma_1} = \frac{N}{M n} e^{-(z + \varphi/kT)} \quad (6)$$

en donde  $N$  representa el número de Avogrado, y  $M$  el peso molecular de la sustancia adsorbida. Así pues, la equipartición de carga es función de  $z$  y de un nuevo parámetro  $\varphi$ , denominado «potencial químico de adsorción específica», el cual tiene en cuenta la posible interacción química entre la superficie de las partículas y los iones de la «doble capa», y cuyo valor depende exclusivamente de la naturaleza de ambos.

La comparación de las presiones experimentales de hinchamiento con las presiones teóricas deducidas a partir de la teoría de Stern no es factible, ya que para el cálculo de estas últimas se requiere previamente conocer el valor del parámetro  $\varphi$ . En cambio, si suponemos «a priori» que la teoría es adecuada, a partir de la relación experimental entre  $P$  y  $d$  podremos obtener por cálculo el valor de  $\varphi$  que corresponde a nuestro sistema. Disponemos para ello de un número suficientemente amplio de puntos experimentales, los cuales han sido obtenidos en condiciones de concentración y pH diferentes. Por otro lado, puesto que el valor de  $\varphi$  es independiente de estas variables, los valores para él deducidos a partir de las ecuaciones de la teoría de Stern deberán ser prácticamente constantes. La confirmación de este hecho constituirá a su vez confirmación de la validez de la teoría y de la naturaleza de las fuerzas repulsivas que en ella intervienen. Al mismo tiempo habremos determinado la magnitud de la interacción química entre la vermiculita y el aminoácido empleados.

8. DETERMINACIÓN DEL PARÁMETRO  $d_0$ 

Los valores experimentales de  $d$  (figuras 12 y 13) representan espaciados basales, es decir, valores más probables de la distancia entre centros de láminas contiguas. Para obtener los correspondientes valores del espaciado interlaminar,  $2D$ , en que las capas difusas se desarrollan, hay que restar a  $d$  una cantidad constante  $d_0$ , equivalente al espesor de una laminilla estructural más dos veces el espesor de la capa de iones adsorbidos o capa de Stern. El valor de  $\delta$  no es susceptible de medida esperamental directa, por lo que  $d_0$  queda indeterminado. No obstante, es posible deducir el valor de  $d_0$  a partir de los resultados experimentales de hinchamiento.

La teoría de la doble capa predice que, cuando la concentración catiónica de la solución de tratamiento es muy grande (tiende a infinito), el espesor de la capa difusa tiende a cero, en cuyo caso  $d = d_0$ . Aunque experimentalmente resulte imposible trabajar en condiciones de concentración infinita ( $n = \infty$ ), esta condición extrema puede ser simulada por extrapolación a partir de la represen-

tación gráfica de  $d$  frente a  $(n)^{-1/2}$  para  $p$  constante (Norrish, 1954).

Los datos de la figura 12 nos permitirán obtener sin dificultad este tipo de representación. En primer lugar, las presiones experimentales  $P$  deben ser incrementadas con los correspondientes valores de la atracción de Van der Waal, puesto que

$$p = P + f.$$

Según hemos visto el cálculo de  $f$  exige al previo conocimiento del parámetro  $d_0$ ; no obstante, con el fin de poder efectuar tal corrección sobre las presiones de hinchamiento, supondremos en principio que  $d_0$  es próximo a 20 Å, es decir, que el espesor de la monocapa iónica adsorbida sobre las laminillas en cada una de sus dos superficies es de 5 Å aproximadamente. El gráfico de la figura 15 nos permite leer el valor de  $f$  correspondiente a los distintos espaciados  $d$ .

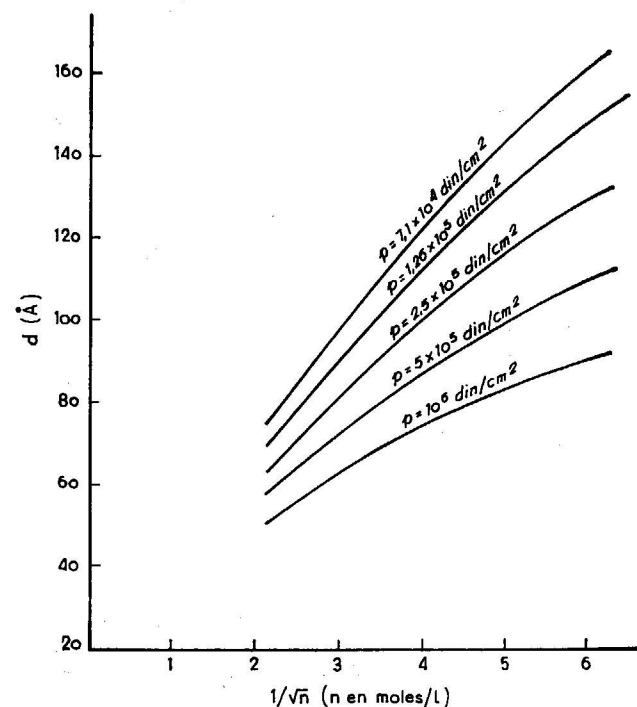


Fig. 16.—Representación de  $d$  frente a  $1/\sqrt{n}$ .

Una vez realizada esta corrección, la representación gráfica de  $p$  frente a  $d$  para las distintas concentraciones utilizadas es prácticamente idéntica a la de  $P$  frente a  $d$  (figura 12), excepto para la recta correspondiente a la concentración  $n = 0,233$  M, que queda sensiblemente desplazada hacia arriba. Para las rectas correspondientes a

las restantes concentraciones la magnitud de la corrección resulta despreciable.

En estas condiciones, la representación de la familia de curvas de la figura 16 resulta inmediata. Los puntos se obtienen por intersección de las rectas de la figura 12 con rectas paralelas al eje de abscisas (presión constante). Mediante ajuste por mínimos cuadrados de nuestra familia de curvas a polinomios de grado creciente, de la forma

$$d = d_0 + a(n^{-1/2}) + b(n^{-1/2})^2 + c(n^{-1/2})^3 + \dots$$

condicionados a que el término independiente  $d_0$  sea común para todas ellas, se llega a comprobar que el ajuste es máximo para polinomios de tercer grado, obteniéndose para  $d_0$  un valor de  $20 \pm 0,3$  Å. Este es el valor extrapolado de la ordenada en el origen ( $n^{-1/2} = 0$ ), correspondiente a una solución de concentración infinita.

## 9. CÁLCULO DEL POTENCIAL QUÍMICO DE ADSORCIÓN ESPECÍFICA

Una vez conocido el valor del parámetro  $d_0$  resulta factible el cálculo de  $\varphi$  a partir de los distintos valores experimentales de la relación entre  $P$  y  $d$  (figura 12).

Las ecuaciones (2), (5) y (6) nos permiten llegar a la siguiente forma explícita de  $\varphi$ :

$$\varphi/kT = -z - \ln \left\{ \frac{\sigma}{\sigma - (n e k T / 2 \pi)^{1/2} (2 \cosh z - 2 \cosh u)^{1/2}} - 1 \right\} \frac{M n}{N} \quad (7)$$

Para mayor comodidad calcularemos independientemente aquellos términos en los que intervienen únicamente variables referentes a la solución de tratamiento; hagamos, pues:

$$\begin{aligned} (n e k T / 2 \pi)^{1/2} &= A \quad (\text{en u. e. s./cm}^2) \\ (8 \pi n e^2 v^2 / e k T)^{1/2} &= B \quad (\text{en cm}^{-1}) \\ 2 n k T &= C \quad (\text{en din/cm}^2). \end{aligned}$$

Para cada par de valores experimentales de la relación entre  $P$  y  $d$ , calcularemos:

$$D = (d - 20)/2, \quad -B \times D, \quad f \quad (\text{ecuación 6})$$

y

$$\cosh u = E = 1 + (P + f)/C \quad (\text{ecuación 3}).$$



A partir de

$$u = \ln [E + (E^2 - 1)^{1/2}]$$

y de

$$-B \times D$$

podremos obtener el valor del parámetro  $z$  por resolución de la ecuación integral (1); en estas condiciones la ecuación (7) nos proporciona el valor de  $\varphi/kT$ .

Los valores de  $\varphi/kT$  así determinados vendrán afectados de un error que dependerá de la imprecisión cometida en la medida de las distintas variables experimentales que intervienen en el cálculo, especialmente en  $d$  y  $n$ .

El error  $\Delta n$  deriva de la imprecisión de la medida del pH de la solución de tratamiento. Con el «pH metro» utilizado (marca Radiometer) la precisión conseguida tras la repetición en la medida sobre una misma solución, resulta ser del orden de  $\pm 0,03$  unidades de pH, y puesto que  $n$  se calcula a partir de la ecuación de equilibrio ácido-base en función del pH y del valor del  $pK_1$ , puede comprobarse que dicha imprecisión equivale a un error en  $n$  del orden de  $\pm 10\%$ .

Por su parte,  $\Delta D$  es una cantidad variable que depende de la posición y anchura de los picos de difracción. Su valor ha sido estimado en cada diagrama, atendiendo por una parte, al desacuerdo entre los valores de  $d$  obtenidos a partir de los distintos órdenes de difracción (en caso de haberlos), y por otra, a razones de reproducibilidad cuando los puntos experimentales han sido obtenidos más de una vez. Así pues:

$$\Delta(\varphi/kT) = \frac{\partial(\varphi/kT)}{\partial D} \Delta D + \frac{\partial(\varphi/kT)}{\partial n} \Delta n.$$

El término

$$\frac{\partial(\varphi/kT)}{\partial D}$$

se obtiene derivando respecto a  $D$  la expresión (7), resultando:

$$\frac{\partial(\varphi/kT)}{\partial D} = -B \left( L - \frac{\sigma \sinh z}{(\sigma - AL) \cdot L} \right)$$

donde

$$L = (2 \cosh z - 2 \cosh u)^{1/2}.$$

El término

$$\frac{\partial(\varphi/kT)}{\partial D}$$

no es expresable en forma matemática sencilla, y debe ser evaluado sobre la base de repetir el cálculo de  $\varphi/kT$  para dos concentraciones,  $n$  y  $n + \Delta n$ .

En la tabla 7 quedan reflejados los valores de  $\varphi/kT$  obtenidos, mediante el cálculo descrito, a partir de los datos experimentales correspondientes a cinco concentraciones diferentes. Conjuntamente se indican los errores de que cada uno de dichos valores vienen afectados.

Se observa inmediatamente que los valores de  $\varphi/kT$  correspondientes a puntos experimentales en los que  $n$  es constante, permanecen constantes dentro de límites muy estrechos, mientras que se observan discrepancias al variar la concentración. En la última columna de la tabla 7 se dan los valores medios ponderados de  $\varphi/kT$  correspondientes a cada concentración, obtenidos según la expresión:

$$\bar{\varphi}_n = \frac{\sum_i \varphi_i / \Delta \varphi_i}{\sum_i 1 / \Delta \varphi_i}.$$

De estos últimos se obtiene un valor medio  $\bar{\varphi} = 5,73 kT$ , con una desviación a los valores extremos de  $\pm 0,4 kT$ .

Una vez conocido el valor del potencial químico de adsorción específica correspondiente a nuestro sistema, resulta ilustrativo efectuar el cálculo de la relación teórica entre presiones de hinchamiento y espaciados de equilibrio, con el fin de hacer una confrontación de carácter global con los datos experimentales.

En la figura 17-A queda reflejada la influencia de  $n$  sobre la relación teórica entre  $p$  y  $D$ . Los cálculos han sido efectuados a partir del valor medio total de  $\varphi$  (líneas continuas), así como de los valores medios correspondientes a cada concentración (líneas de trazos). En esta misma figura los trazos horizontales representan datos experimentales, sacados de la figura 12, afectados de su correspondiente error.

La influencia de  $\varepsilon$  (para  $n = \text{const.}$ ) sobre la relación teórica entre  $p$  y  $D$  queda igualmente reflejada en la figura 17-B, junto a las correspondientes series de puntos experimentales tomados de la figura 13.

A la vista de ambos gráficos puede concluirse

TABLA 7

Valores calculados del potencial químico de adsorción específica

$n$ (iones/cm <sup>3</sup> )	$\Delta n$ (iones/cm <sup>3</sup> )	P (din/cm <sup>2</sup> )	D (Å)	$\Delta D$ (Å)	$\varphi/kT$	$\Delta \varphi/kT$	$\bar{\varphi}_n/kT$
$1,50 \times 10^{19}$	$1,50 \times 10^{18}$	$8,2 \times 10^5$	39,25	1,00	5,888	0,304	0,14
		$6,2 \times 10^5$	42,50	1,50	6,124	0,368	
		$4,2 \times 10^5$	48,00	2,50	6,271	0,512	
		$2,2 \times 10^5$	58,00	1,50	6,357	0,446	
		$2,2 \times 10^5$	58,50	2,00	6,276	0,508	
$2,75 \times 10^{19}$	$2,75 \times 10^{18}$	$1,2 \times 10^5$	68,00	2,00	6,317	0,566	0,08
		$3,9 \times 10^5$	31,50	0,85	7,177	0,238	
		$5,3 \times 10^5$	37,50	0,75	5,733	0,343	
		$5,2 \times 10^5$	38,50	0,50	5,554	0,346	
		$2,6 \times 10^5$	44,50	0,75	5,975	0,388	
$4,50 \times 10^{19}$	$4,50 \times 10^{18}$	$2,5 \times 10^5$	46,50	0,75	5,608	0,441	5,65
		$1,8 \times 10^5$	49,50	1,00	5,945	0,453	
		$8,7 \times 10^4$	58,50	2,00	5,800	0,649	
		$8,6 \times 10^5$	26,25	0,50	5,551	0,277	
		$10,0 \times 10^5$	26,50	0,50	5,191	0,300	
		$7,0 \times 10^5$	27,75	0,70	5,641	0,307	
		$5,4 \times 10^5$	30,00	0,50	5,663	0,309	
		$5,5 \times 10^5$	31,50	0,50	5,328	0,346	
		$3,8 \times 10^5$	32,75	0,50	5,762	0,330	
		$3,8 \times 10^5$	33,50	1,00	5,617	0,394	
$7,50 \times 10^{19}$	$7,50 \times 10^{18}$	$2,2 \times 10^5$	37,50	0,75	5,803	0,390	5,39
		$1,9 \times 10^5$	40,00	0,75	5,609	0,432	
		$1,4 \times 10^5$	41,50	0,75	5,806	0,427	
		$1,4 \times 10^5$	41,75	0,50	5,759	0,420	
		$6,4 \times 10^4$	47,00	0,50	6,118	0,435	
		$7,0 \times 10^4$	47,25	1,00	5,938	0,484	
		$6,2 \times 10^5$	23,50	0,50	5,283	0,311	
		$4,4 \times 10^5$	26,00	0,40	5,291	0,330	
		$2,4 \times 10^5$	29,50	0,50	5,436	0,366	
		$2,4 \times 10^5$	30,00	0,50	5,335	0,380	
$1,5 \times 10^5$	37,75	0,50	5,228	0,434			
$1,40 \times 10^{20}$	$1,40 \times 10^{18}$	$1,5 \times 10^5$	32,25	0,50	5,534	0,388	5,35
		$5,5 \times 10^4$	38,50	1,50	5,626	0,540	
		$5,5 \times 10^4$	39,00	0,75	5,533	0,477	
		$7,9 \times 10^5$	14,00	0,30	5,065	0,241	
		$3,6 \times 10^5$	16,50	0,30	5,329	0,260	
		$3,6 \times 10^5$	17,00	0,30	5,270	0,267	
		$2,6 \times 10^5$	18,00	0,30	5,300	0,275	
		$1,6 \times 10^5$	20,50	0,30	5,354	0,304	
		$8,1 \times 10^4$	22,50	0,35	5,499	0,321	
		$4,0 \times 10^4$	25,00	0,60	5,533	0,364	
$2,0 \times 10^4$	27,20	0,30	5,543	0,368			



que la teoría de Stern es apta para dar una interpretación cuantitativa de las presiones de hinchamiento como función de la separación interlamina, y de su variación con la concentración catiónica y constante dieléctrica de la solución de tratamiento. Las discrepancias existentes, y fundamentalmente las que se refieren a la falta de constancia en los valores de  $\phi$ , no restan validez a los argumentos interpretativos aquí desarrollados, si se tienen en cuenta las dificultades inherentes a la

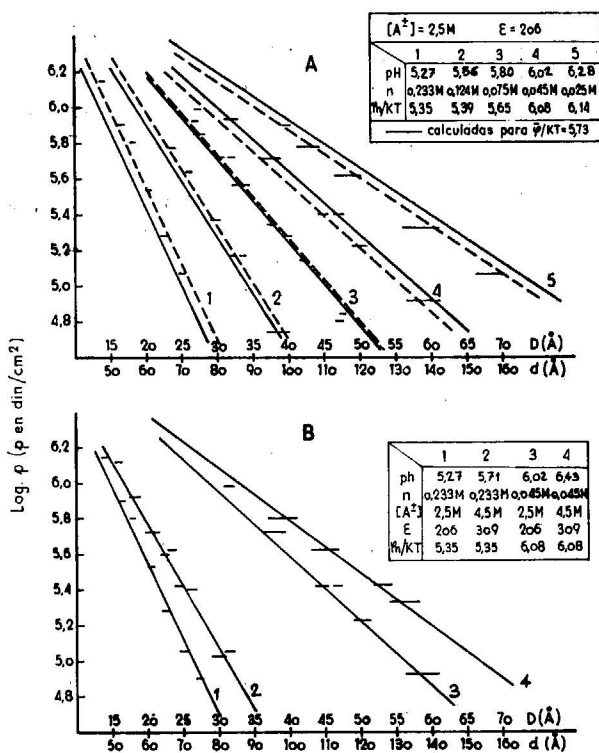


Fig. 17.—Comparación entre presiones de hinchamiento y presiones repulsivas según teoría de Stern: A) Efecto de la concentración catiónica. B) Efecto de la constante dieléctrica.

estimación de la atracción de Van der Waal (indeterminación de la constante  $\Omega$ ). Asimismo debemos pensar que la teoría de Stern se apoya en un modelo ideal en el que los iones de la «capa difusa» son considerados como esferas finitas, lo cual constituye una aproximación poco exacta respecto a la forma y tamaño real de los iones del sistema en estudio.

#### 10. IRREVERSIBILIDAD EN EL HINCHAMIENTO

Los criterios interpretativos hasta aquí desarrollados implican que, bajo la acción de presiones

exteriores, la separación entre las partículas del gel se reduce hasta que la fuerza repulsiva originada por una mayor interacción de las capas difusas se equilibra con la presión exterior. Si consideramos que los espaciados interlaminares presentes en el gel son consecuencia de dicho equilibrio, el hinchamiento debería ser reversible, y sin embargo, los resultados experimentales ponen de manifiesto dos aspectos diferentes de irreversibilidad en la relación entre presiones y espaciados.

El conocimiento de la naturaleza de los geles, así como de las causas que originan su formación, nos permite ahora encontrar una explicación de los fenómenos de irreversibilidad, en concordancia con el mecanismo propuesto de interacción de las «dobles capas».

En el primer tipo de histéresis (figura 10-C) nos encontramos frente al hecho de que, para igual presión exterior, los espaciados  $d$  son ligeramente superiores a lo largo de la primera recta de compresión. Para igual interacción de las capas difusas ésta diferencia podría explicarse admitiendo que la orientación de las moléculas adsorbidas sobre las superficies laminares queda modificada irreversiblemente después de la primera compresión, produciéndose una ligera reducción en el espesor  $\delta$  de la capa de Stern. En efecto, la explosión del cristal al estado de gel es posterior a la formación del complejo de 20,3 Å y es de esperar que, al producirse la disociación de las láminas, los iones de la capa Stern conserven la configuración correspondiente a este complejo (tabla 5). Sin embargo, el valor de 20 Å, deducido para  $d_0$  a partir de los datos experimentales correspondientes a las distintas rectas de estabilización, nos indica que el espesor de la capa de Stern es solamente de unos 5 Å, lo cual corresponde a una configuración menos erguida, tal como la de los complejos de 17,4 Å o de 15 Å (tabla 5).

El segundo tipo de histéresis (figura 10-B) aparece cuando la presión aplicada al gel sobrepasa un cierto valor crítico. En estos casos, se observa en los diagramas de difracción la presencia de picos difusos de aproximadamente 20 Å, que indican la existencia en el gel de pequeños paquetes o agregados de 2 ó 3 láminas. Tras la formación de cierto número de estos agregados, es lógico pensar que, para una misma interacción de las capas difusas, los espaciados obtenidos sean considerablemente mayores, ya que el espesor de las partículas ha sido duplicado o triplicado. A medida que se reduce la presión aplicada, los paquetes se disocian progresivamente, y los espaciados difusos de 20 Å se debilitan hasta desaparecer. Si en posteriores ciclos de compresión no se sobrepasa la presión crítica, el hinchamiento se producirá entre láminas individuales alcanzándose la recta de estabilización.

#### VI.—CONCLUSIONES

1) El tratamiento de cristales de vermiculita con soluciones de aminoácidos produce la entrada de las moléculas orgánicas en el espacio interlamina a través de dos mecanismos simultáneos, de naturaleza diferente: Cambio iónico y adsorción física.

2) El cambio iónico produce el reemplazamiento de los cationes inorgánicos interlaminares de la forma catiónica  $A^+$  del aminoácido presente en la solución, y tiene lugar aún para valores de  $[A^+]$  del orden de 0,001 M.

3) La entrada de dipolos  $A^+$  en el espacio interlamina se produce mediante la intervención de fuerzas de naturaleza física (interacción dipolo-superficie y fuerzas de Van der Waal).

4) La adsorción del aminoácido da lugar a la formación de complejos interlaminares. Los espaciados basales de estos complejos vienen determinados por las distintas configuraciones que adoptan las moléculas adsorbidas.

5) Las moléculas de aminoácido pueden adoptar innumerables configuraciones por rotación de los distintos grupos funcionales alrededor de las líneas de enlace. No obstante, los espaciados de los complejos formados corresponden a configuraciones que satisfacen las siguientes condiciones restrictivas:

a) Los grupos más electropositivos de las moléculas ( $NH_3^+$ ) se introducen en los huecos exagonales que dejan los oxígenos basales de la red del silicato.

b) Los enlaces C-N se sitúan perpendicularmente al plano de las láminas.

c) Los H de los grupos  $-CH_2$  tienden a dirigirse hacia las superficies laminares atraídos por los centros electronegativos de éstas.

d) Los grupos más electronegativos ( $-COOH$  y  $-COO^-$ ) tienden a situarse en el plano medio del espacio interlamina equidistantes de la carga negativa estructural.

6) Las fuerzas de cohesión que mantienen unidas a las láminas se deben a la formación de dobles puentes de hidrógeno entre los grupos carboxilos de las moléculas adsorbidas.

7) El progresivo aumento de concentración de la solución de tratamiento origina una creciente entrada de dipolos  $A^+$  en el espacio interlamina. El sistema evoluciona hacia un máximo recubrimiento de las superficies laminares. Las moléculas se ven obligadas a adoptar configuraciones cada vez más erguidas, y los espaciados interlaminares crecen de manera discontinua.

8) La acumulación de grupos  $-COO^-$  junto a los grupos  $-COOH$  da lugar a la ruptura progresiva de los dobles puentes de hidrógeno, debi-

litando la cohesión entre láminas. A su vez el enfrentamiento de los grupos negativamente cargados origina una cierta repulsión electrostática, que aumenta con el recubrimiento superficial.

9) Cuando la concentración de la solución de tratamiento alcanza un determinado valor crítico, la repulsión supera en magnitud a las fuerzas de cohesión, produciéndose una separación brusca de las láminas y la formación del gel.

10) Simultáneamente a la explosión de los cristales al estado de gel, parte de los cationes  $A^+$  adsorbidos sobre las superficies se disocian de ellas, originando una nube difusa de iones a su alrededor, llamada «capa de Gouy». Los cationes  $A^+$  que continúan adsorbidos constituyen una capa de espesor próximo a 5 Å, llamada «capa de Stern», que retiene la mayor parte de la carga eléctrica positiva del sistema.

11) Las laminillas del gel se separan por efecto de las fuerzas repulsivas originadas por interacción de las «capas difusas». Cuando se aplican sobre el gel presiones externas, las laminillas se aproximan hasta alcanzar posiciones en que ambas fuerzas se equilibran.

12) Midiendo los espaciados de equilibrio para diferentes presiones externas se obtiene información experimental directa sobre la magnitud de las fuerzas de interacción. Se observa una dependencia lineal entre el logaritmo de las presiones de hinchamiento y la separación interlamina; dicha variación es a su vez función de la concentración catiónica de la solución de tratamiento y de su constante dieléctrica.

13) La teoría de Stern da una explicación cuantitativa de las relaciones observadas, con lo que se confirma la naturaleza de las fuerzas de repulsión.

14) El valor calculado para el «potencial químico de adsorción específica» en el presente sistema (ácido  $\gamma$ -aminobutírico-vermiculita) es  $\phi = 5,73 kT = 3,3 \pm 0,2$  kcal/mol.

15) Los fenómenos de irreversibilidad observados al someter a los geles a ciclos de compresión y descompresión no están en contradicción con el mecanismo propuesto de interacción de las «dobles capas», y se deben a variaciones en el espesor efectivo de las partículas que forman el gel, bien por contracción irreversible de la capa de Stern, o bien, por asociación transitoria de las partículas en paquetes de pocas láminas.

#### BIBLIOGRAFÍA

- ANCA, R.; MARTÍNEZ CARRERA, S. y GARCÍA-BLANCO, S. (1967): *The crystal structure of 2,6-Dimethylbenzoic acid*, «Acta Cryst.», 23, 1010.
- BARSHAD, I. (1948): *Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base-exchange reactions, X-ray analyses, diffe-*



- rential thermal curves, and water content, «Am. Mineral.», 33, 655.
- BARSHAD, I. (1952): Factors affecting the interlayer expansion of montmorillonite and vermiculite with organic substances, «Proc. Soil. Sci. Soc. Amer.», 16, 176.
- DE BOER, J. H. (1950): Atomic forces and adsorption, «Advanc. Colloid. Sci.», 3, 1-66.
- BRADLEY, W. F. (1945): Molecular associations between montmorillonite and some polyfunctional organic liquids, «J. Am. Chem. Soc.», 67, 975.
- BROWN, G. M. y MARSH, R. E. (1963): The molecular structure of 2-amino-3-methylbenzoic acid, «Acta. Cryst.», 16, 191.
- CALVET, R. (1963): Mise au point bibliographique: "Les complexes organiques des argiles", «Annal. Agron.», 14, 81-117.
- CHAPMAN, D. L. (1913): A contribution to the theory of electrocapillarity, «Phil. Mag. (6)», 25, 475.
- COHN, E. J. y EDSAL, J. T. (1943): Proteins, Aminoacids and Peptides: Rein. Publishing Corporation, «Am. Chem. Soc.», Monograph Series núm. 90, New York, pág. 146.
- COWAN, C. T. y WHITE, D. (1958): The mechanism of exchange reactions occurring between Na-Montmorillonite and various n-primary aliphatic amine salts, «Trans. Faraday. Soc.», 54, 691.
- DEBYE, P. y HÜCKEL, E. (1923): Zur theorie der elektrolyte, «Physik. Z.», 24, 185.
- (1924): Osmotische Zustandsgleichung und aktivität verdünnter starker elektrolyte, «Physik. Z.», 25, 97.
- DU MOND, J. W. M. (1947): Method of correcting low-angle X-ray diffraction curves for the study of small particles sizes, «Phys. Rev.», 72, 83.
- EMERSON, W. W. (1963): The effect of polymers on the swelling of montmorillonite, «J. Soil. Sci.», 14, 52.
- FRIPIAT, J. J.; SERVAIS, A. y LEONARD, A. (1962): Etude de l'adsorption des amines par les montmorillonites, «Bull. Soc. Chim. France», 617-644.
- CLOOS, R.; CALICIS, B. y MAKAY, K. (1966): Adsorption of aminoacids and peptides by montmorillonite, «Proc. Int. Clay Conference 1966 Jerusalem, Israel», vol. 1, 223.
- GARRETT, W. G. y WALKER, G. F. (1962): Swelling of some vermiculite-organic complexes in water, «Clays and Clay. Min.», (Pergamon press, New York), vol. 9, 557.
- GOUY, J. (1910): Sur la constitution de la charge électrique à la surface d'un électrolyte, «Ann. Phys.», (4), 9, 457.
- (1917): Sur la fonction électrocapillaire, «And. d. Phys.», (9), 7, 129.
- GREENE-KELLY, R. (1955): Sorption of aromatic compounds by montmorillonite, «Trans. Faraday. Soc.», 51, 412-30.
- GREENLAND, D. J. (1956): The adsorption of sugar by montmorillonite, «J. Soil. Sci.», 7, 319.
- LABY, R. H. y QUIRK, J. P. (1962): Adsorption of glycine and its di-, tri- and tetra-peptides by montmorillonite, «Trans. Far. Soc.», 58, 829.
- — — — (1965): Adsorption of aminoacids and peptides by montmorillonite and illite, «Trans. Faraday. Soc.», núm. 513, 61, 2014.
- GUINIER, A. y FOURNET, G. (1947): Facteurs de correction dans les mesures de la diffusion des rayons-x aux faibles angles, «J. Phys. Radium.», 8, 345.
- — — — (1965): Small-angle scattering of x-ray, «John Wiley and Sons.», New York, pág. 116.
- GUTIÉRREZ RÍOS, E.; RODRÍGUEZ, A. y GALACHE, M. I. (1962): Complejos interlaminares de Montmorillonita con sustancias orgánicas, «An. Real Soc. Esp. Fis. Quim.», 58B, 58.
- — — — y SANTOS, A. (1967): Complejos de Montmorillonita-trietilamonio con sustancias orgánicas nitrogenadas, «An. Real Soc. Esp. Fis. Quim.», 63B, 297.
- — — — y GUTIÉRREZ RÍOS, E.; SANTOS MACÍAS, A. y RODRÍGUEZ GARCÍA, A. (1967): Complejos interlaminares de montmorillonita con sustancias orgánicas nitrogenadas. Constitución y propiedades magnéticas, «An. Real Soc., Esp. Fis. Quim.», 63B, 585.
- HAXAIRE, A. (1956): Sorption des molécules organiques azotées sur la montmorillonite, «Thèse de doctorat de l'Etat, Pharmacie», Nancy.
- JAMES, R. W. (1954): Optical principles of the diffraction of X-rays, «The Crystalline States», vol. 2, pág. 464.
- JOHNS, W. D. y SEN GUPTA, P. K. (1967): Vermiculite-alkyl ammonium complexes, «Amer. Min.», 52, 1706.
- JORDAN, J. W. (1949): Alteration of the properties of bentonite by reaction with amines, «Min. Mag.», 28, 598.
- KLUG, H. P. y ALEXANDER, L. E. (1962): X-ray diffraction procedures, «John Wiley and Sons. Inc.», New York, página 271.
- LANG, R. E.; SPARKS, R. A. y TRUEBLOOD, N. K. (1965): The crystal and molecular structure of  $\gamma$ ,  $\gamma$ , 8, 8-Tetra-cyanoquidimethane, «Acta. Cryst.», 18, 932.
- MAMY, J. (1967): Recherches sur l'hydratation de la montmorillonite. Propriétés diélectriques et structure du film d'eau, «Thèse de doctorat», Université de Paris.
- MARTIN VIVALDI, J. L. y MACEWAN, D. M. C. (1957): Keuper Clays, «Clay Min. Bull.», 3, 177.
- — — — y RODRÍGUEZ GALLEGO, M. (1961): Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray diffraction, I and II, «Clay Min. Bull.», 4, 288-299.
- MATHIESON, A. y WALKER, G. F. (1954): Crystal structure of magnesium vermiculite, «Amer. Min.», 39, 231.
- MACEWAN, D. M. C. (1948): Complex of clays with organic compounds, «Trans. Faraday. Soc.», 44, 349.
- MC. LAREN (1958): The adsorption and reactions of enzymes and proteins on Kaolinite and montmorillonite, «Soil Sci. Soc. Amer. Proc.», 22, 239.
- MITCHELL, B. D. y MACKENZIE, R. C. (1954): Removal of free iron oxide from clays, «Soil Sci.», 77, 173.
- NORRISH, K. (1954): The swelling of montmorillonite, «Disc. Faraday.», 18, 120.
- — — — y RAUSELL-COLOM, J. A. (1963): Low-angle X-ray diffraction studies of the swelling of montmorillonite and vermiculite, «Clays and Clay Min.», 10, 123.
- PARRISH, W. y LOWITZSCH, K. (1959): Geometry, alignment and angular calibration of X-ray diffractometers, «Amer. Min.», 44, 765.
- RAUSELL-COLOM, J. A. (1958): El hinchamiento de la montmorillonita sódica y del complejo montmorillonita-krilium en electrolitos, Tesis doctoral. Universidad de Madrid.
- — — — y NORRISH, K. (1962): Low-angle diffractometer for studying the swelling of clay minerals, «J. Sci. Inst.», 39, 156.
- — — — (1963): Correction of small-angle X-ray diffraction intensities for the influence of beam height for specimens having preferred orientation of particles, «Brit. J. Appl. Phys.», 14, 31.
- — — — (1964): Interpretación de la difracción de rayos X por geles arcillosos, «An. R. S. Esp. Fis. Quim.», 60, 65.
- — — — (1964): Small-angle X-ray diffraction study of the swelling of butylammonium-vermiculite, «Trans. Faraday Soc.», 60, 190.
- — — — SWEATMAN, R. T.; WELLS, C. B. NORRISH, K. (1965): Studies on the artificial weathering of micas, «Proc. 11th Easter School Agr. Sci. Univ. Nottingham. Experimental Pedology», Butterworths London, pp. 40.
- RODRÍGUEZ, A. SANTOS, A. y GUTIÉRREZ RÍOS, E. (1967): Propiedades magnéticas y constitución del complejo de mont Ni con acetonitrilo, «An. Real Soc. Esp. Fis. Quim.», 63B, 503.
- SERRATOSA, J. M. (Comunicación privada).
- SERVAIS, A.; FRIPIAT, J. J. y LEONARD, A. (1962): Etude de l'adsorption des amines par les montmorillonites, «Bull. Soc. Chim. France», 120; 617, 44.
- SIESKIND, O. y WEY, R. (1958): Influence of pH on the adsorption of amines by H-Montmorillonite, «C. R. Acad. Sci.», Paris, 247, 74.
- — — — y WEY, R. (1959): Adsorption of aminoacids by H-Montmorillonite. Effect of relative positions of the functional groups —NH and —COOH, «C. R. Acad. Sci. Paris», 248, 1652.
- — — — (1960): Etude des complexes d'adsorption formes entre la montmorillonite-H et certains acides aminés, "Isothermes d'adsorption à pH 2 et à 20°C" «C. R. Acad. Sci.», 250, 2228.
- — — — (1960): Study of adsorption complexes of H-montmorillonite and some aminoacids, «C. R. Acad. Sci. Paris», 250.
- — — — (1963): Contribution a l'étude des interactions argile-matière organique: Adsorption des acides aminés par la montmorillonite: Thèse de doctorat, Faculté des Sciences, Université de Strasbourg.
- STERN, O. (1924): Zur Theorie der Elektrolytischen Doppelschicht, «Z. Elektrochemie», 30, 508.
- SMITH, E. R. B. y SMITH, P. K. J. (1940): Activity coefficients of aminoacids and peptides of varying dipole moment, «J. Biol. Chem.», 135, 273.
- SYNECEK V. (1960): A method of the intensity distribution measurement of the small-angle scattering of X-rays eliminating the influence of the imperfect collimation, «Acta. Cryst.», 13, 378.
- TAHOUM, S. A. y MORTLAND, M. M. (1966): Complexes of montmorillonite with prim, sec and terc amides, «Soil. Sci.», 102, 248.
- TALIBUDEEN, O. (1955): Complex formation between montmorillonite clays and aminoacids and proteins, «Trans. Faraday. Soc.», 51, 582.
- WALKER, G. F. (1956): Mechanism of dehydration of Mg-vermiculite, «Clays and Clay Minerals», 3, 101.
- — — — (1960): Macroscopic swelling of vermiculite crystals in water, «Nature», 187, 312.
- — — — (1959): Cation exchange in vermiculite, «Nature», 184, 1392.
- — — — y GARRETT, W. G. (1961): Complexes of vermiculite with amino-acids, «Nature», 191, 1389.
- — — — (1961): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals: G. Brown, «Mineralogical Society London», págs. 314-320.
- — — — (1966): Presidential address. Section III (Clay organic Compounds), «Proc. International. Clay. Conf. (Jerusalem, Israel), pág. 157.
- VERWEY, E. J. V. y OVERBEEK, J. Th. G. (1948): Theory of the stability of lyophobic Colloids, «Elsevier Publishing Company I. N. C.», New York, pág. 101.

Recibido: 28-I-70.



# INFORMACION

## Noticias

### CRIADEROS

#### YACIMIENTOS ESTANNIFEROS EN EGIPTO

Unos yacimientos de mineral de estaño, de ley alta, han sido descubiertos en las regiones Gabel Noweiha y Wadi el Gimal del Alto Egipto. El descubrimiento ha sido debido a los esfuerzos del Gobierno y a los peritos del Programa de Desarrollo de las Naciones Unidas para realizar estudios más detenidos en la región de Asuán, desde hace tiempo considerada muy prometedora por sus riquezas minerales. Se cree que contiene también yacimientos de niobio, molibdeno, volframio, plomo, cinc, hierro, antimonio y titanio. Los yacimientos estanníferos serían sumamente valiosos para la manufactura local de artículos tales como lámparas fluorescentes y elementos radiactivos.

### ECONOMIA

#### ENORMES RESERVAS DE PETROLEO EN ALASCA

El yacimiento últimamente descubierto se encuentra en North Slope, en la zona ártica de la península de Alaska, y ha sido hallado como consecuencia de las prospecciones sistemáticas que se venían realizando por todo este territorio, desde que, en 1957 la empresa petrolera norteamericana «Richfield Oil Corporation» localizó, en la península de Kenai, al sur de Alaska, un primer yacimiento de petróleo de explotación rentable (unos 900 barriles/día). Las compañías petrolíferas norteamericanas prosiguieron las prospecciones por todo el territorio de Alaska, fruto de las cuales ha sido el descubrimiento de nuevos depósitos de petróleo, así como de gas natural, tanto en la península de Kenai, como en otras regiones. En 1967 la producción de petróleo en Alaska ascendía ya a los 155.000 barriles/día, es decir, a 7,5 millones de toneladas anuales.

Si las estimaciones sobre el yacimiento de North Slope se confirman (sus reservas globales se calculan entre los

5 y 10.000 millones de barriles) y la producción de petróleo por pozo perforado es, como se espera, de 5.000 a 10.000 barriles por día, sólo podría ser comparada su importancia a la de los mejores yacimientos de la región del Oriente Medio.

Los beneficios que se esperan lograr dependen de tres factores que agravan notablemente el precio de la obtención y comercialización: las condiciones climatológicas, los problemas de transporte y diversos condicionamientos políticos.

North Slope se halla enclavada en una zona con muy escasas condiciones de habitabilidad. Situada en plena tundra, no hay poblaciones próximas, ni caminos, ni ferrocarril, ni teléfono. Su único medio de comunicación con el exterior es la radio y ésta es interferida frecuentemente por las auroras boreales. Las condiciones climatológicas obligan a trabajar al personal a temperaturas comprendidas entre  $-35^{\circ}\text{C}$  y  $-45^{\circ}\text{C}$ . La perforación de un pozo, que en Texas, por ejemplo, se realiza en un período de tres a cinco días, en North Slope exige más de un mes. Consecuentemente a las condiciones del trabajo los sueldos en esta zona son mucho más elevados, por lo que el encargado de una perforación en Alaska percibe 1.750.000 pesetas anuales frente a las 840.000 pesetas en Texas.

Para el envío del material y los equipos de perforación cada compañía utiliza su propio sistema. Una aprovecha el verano para transportar a través del Estrecho de Behring el utillaje necesario; otra utiliza con este fin el transporte con gabarras por el río Mackenzie. Otro sistema consiste en enviar los equipos por avión, pero se necesitan 200 vuelos para transportar todo el material necesario para realizar una perforación.

El transporte adecuado del petróleo extraído tampoco ha sido resuelto convenientemente hasta ahora. El viaje realizado con pleno éxito por el petrolero norteamericano «Mahattan» (143.000 toneladas), en agosto de 1969, desde Alaska a Europa, atravesando el llamado «Paso del Noroeste», abre las esperanzas para el establecimiento de una línea comercial regular por el Artico, que enlazará el Atlántico con el Pacífico. Pero fue preciso transformar al citado buque petrolero en un rompehielos con una inversión en el

mismo de 40 millones de dólares. El uso de esta ruta supone una gran economía en los gastos de transporte del petróleo de Alaska a los mercados de consumo europeos, por lo que es de esperar que las compañías petroleras realicen todos los esfuerzos posibles para vencer las dificultades que aquélla presenta. Para el transporte del petróleo a Estados Unidos parece que se utilizarán oleoductos, estando en estudio dos trazados posibles: uno que implica el tendido de un oleoducto de 1.120 kilómetros de longitud que atravesaría Alaska de norte a sur, eso es, desde North Slope hasta el importante puerto de Anchorage, con un costo de construcción de 21 millones de pesetas por kilómetro; el segundo consiste en un oleoducto de 2.720 kilómetros que desde North Slope atravesaría el Canadá hasta Edmonton, donde enlazaría con el oleoducto ya existente que envía el petróleo canadiense a Chicago y otras ciudades del oeste americano.

Desempeñan también un papel considerable los factores políticos. Aunque el yacimiento de North Slope ha proporcionado ya en 1968 al Estado de Alaska 2.380 millones de pesetas en concepto de «royalties» (12,5 por 100 del valor del petróleo extraído) más una suma equivalente a varias veces su presupuesto anual, que ascendía en este año a 9.800 millones de pesetas, en concepto de concesión de terrenos para la realización de prospecciones, las autoridades del Estado no quieren perder esta importante fuente de ingresos y estudian incluso nuevas medidas que les permitan sacar un mejor partido del petróleo que alberga su subsuelo.

#### LA PRODUCCION FRANCESA DE ACERO.

La industria francesa del acero ha batido una marca de producción durante el año 1969, con una cifra total de 22,6 millones de toneladas, frente a los 20,41, millones de toneladas del año 1968. Esta cantidad supone un índice de aumento del 10,7 por 100 con relación al ejercicio anterior. En este resultado han influido indudablemente las pérdidas que originó la grave crisis de mayo de 1968, y el hecho de que durante 1969 sólo se produjeron algunas huelgas, cuyo efecto sobre la producción se estima en no más de 0,9 millones de toneladas de pérdida.

#### MIL MILLONES DE DOLARES INVERTIRA PERU EN MINAS

Más de mil millones de dólares alcanzan las nuevas inversiones en la minería nacional. En esta cifra no está considerada la inversión para la explotación de Cuaajone.

Entre los yacimientos de cobre en que ha de hacerse las nuevas inversiones, se encuentra el de «Michiquillay», cuya puesta en producción ha de requerir de una inversión aproximada de 330 millones de dólares. Igualmente, los yacimientos de «Morococha», «Antamina», «Tintaya», «Chalcobamba» y «Cerro de Pasco Corporation», significará la inversión de por encima de 300 millones de dólares.

Para la puesta en explotación de «Cerro Verde», la inversión está calculada en 120 millones de dólares. Finalmente la puesta en producción de los depósitos de Fosfatos Bayóvar (Sechura), requerirá una inversión de los 100 millones de dólares. Todos estos yacimientos entran en explotación en el transcurso del presente año 1970.

#### CONFERENCIA DEL CONSEJO INTERNACIONAL DEL ESTAÑO

Al término de la conferencia celebrada en Londres por el Consejo Internacional del Estaño, se ha hecho público un comunicado, resaltando los siguientes extremos: 1) No se aplicará ningún control sobre las exportaciones durante el primer trimestre de 1970, y en cuanto al último trimestre de 1969, no se aplicarán sanciones a los países que hayan rebasado sus contingentes exportables; 2) Se amplía al primer trimestre de 1970 el período durante el cual queda autorizado el gerente del «Stock Regulador» a operar en el mercado dentro del sector medio de precios, y 3) Se establecen los precios a partir de 1 de enero de 1970.

#### CREACION DE UN BANCO MUNDIAL DEL COBRE

Cuatro países exportadores de cobre han acordado recientemente, en Lima, la creación de un Banco de cobre que permita una mejor distribución de los productos existentes. El objetivo de esta entidad será evitar las bruscas fluctuaciones del metal en el mercado mundial.

#### YACIMIENTOS DE PETROLEO EN EL PACIFICO

Científicos del Departamento de Investigación Marítima de la Marina de Guerra norteamericana creen haber descubierto un gigantesco yacimiento de petróleo en la zona occidental del Pacífico. Parece ser que se extiende sobre una zona de 1.000 kilómetros desde la costa oriental de China hasta el Mar Amarillo. Si estas suposiciones se confirman, el nuevo yacimiento será el de mayor extensión del mundo.

#### LA PRODUCCION DE ACERO EN IBEROAMERICA

La producción de acero en Iberoamérica ha pasado de 5.245.000 toneladas en el primer semestre de 1968, a 7.842.000 toneladas en el mismo período de 1969. Ello supone un aumento del 11,4 por 100. Entre los países que componen el bloque iberoamericano destacan casos de Colombia, con una disminución de su producción en un 2 por 100, y Perú, con un aumento de su producción de acero en un 132 por 100. Brasil sólo ha incrementado su producción de acero en un 15,1 por 100 durante este período y será uno



de los que contemple un mayor desarrollo de esta industria en los próximos años, cuando entren en funcionamiento las nuevas factorías de las firmas Copisa, Usiminas y Siderár-gica Nacional, así como la de Usiba, en Bahía, que empezará a producir ya en 1972.

#### VENTAS DE URANIO ENRIQUECIDO

Francia va a vender a Italia 5.000 kilogramos de uranio enriquecido, de una riqueza del 4,7 por 100, y lo destinará al reactor del buque «Enrico Fermi», de 1.800 toneladas, que cumple funciones de apoyo logístico. El motor del navío tendrá una potencia de 1.000 CV y será accionado por un reactor de 80 MW que contendrá unas cuatro toneladas de este uranio enriquecido.

Es de destacar que esta venta es contraria a lo dispuesto por el tratado de no proliferación de armas nucleares, del que son signatarios Estados Unidos y Gran Bretaña, pero no así Francia.

#### LA INDUSTRIA QUIMICA MEJICANA

La industria química mejicana ha experimentado un notable desarrollo en 1969. Se indica, para los cuatro primeros meses del año pasado un aumento de la producción del 51,4 por 100 para el ácido sulfúrico, del 34,4 por 100 para el ácido fosfórico, del 16,4 por 100 para la sosa, 14,7 por 100 para el cloro y un 6,3 por 100 para el carbonato sódico. En el sector de la petroquímica los productos que alcanzaron una mayor expansión de su producción fueron el etileno (58,4 por 100), benceno (46,8 por 100) y tolueno (14,6 por 100). De los fertilizantes, se incrementó la producción de amoníaco, sulfato amónico y de urea y, por último, se indica que también la producción de fibras sintéticas fue un 16 por 100 mayor.

#### LAS RESERVAS PERUANAS DE PETROLEO SUMAN 270 MILLONES DE BARRILES

Se calcula que la cuenca sedimentaria del noroeste peruano y las 370.000 hectáreas del zócalo continental contienen reservas comprobadas de 270 millones de barriles de petróleo y un potencial gasífero de cincuenta y siete millones de metros cúbicos, según estudio publicado por la revista del Ministerio de Energía y Minas.

#### COLABORACION INTERNACIONAL PARA LA CONSTRUCCION DE ACERIAS Y FABRICA DE «OVOIDES»

Las dos firmas «Willy Korf» y «Midland-Ross Corp.», alemana y estadounidense, respectivamente, han establecido un

acuerdo, en virtud del cual se ha iniciado la construcción de dos acerías y una fábrica de «ovoides». Una de las acerías será instalada en Georgetown (Carolina del Sur) y la otra, así como la fábrica de «ovoides», tendrán su sede en Hamburgo. La capacidad de producción prevista inicialmente es de 500.000 toneladas para cada una de las acerías, y de 400.000 toneladas para la fábrica de «ovoides». Es de destacar el hecho de que la acería de Hamburgo será la primera fábrica de acero alemana que utilizará como materia prima «ovoides» de contenido alto en hierro.

#### OBTENCION DE URANIO ENRIQUECIDO POR ULTRACENTRIFUGACION

El día 4 de marzo de 1970 se firmó en Almelo, el acuerdo tripartito entre Holanda, Gran Bretaña y la República Federal Alemana, sobre la producción de uranio enriquecido por el método de ultracentrifugación. El acuerdo prevé, entre otras cosas, la construcción en Capenhurst (Gran Bretaña) y en Almelo (Holanda), de otras tantas instalaciones de separación de uranio por centrifugación. El ministro alemán de Asuntos Exteriores, Scheel, afirmó que este acuerdo constituirá una contribución esencial para la integración industrial de Europa y para la incorporación plena de Gran Bretaña a la economía y porvenir futuro de nuestro continente.

#### FIN DE SERVICIO DE LA CENTRAL NUCLEAR DE LUCENS (SUIZA)

La Asociación Nacional para el Fomento de la Técnica Atómica Industrial (NGA) de Suiza decidió apagar el reactor experimental que alimentaba la primera central atómica de este país y que, hasta ahora, venía funcionando en Lucens, en el Cantón de Vaud. Esta decisión se debe a la avería que se produjo en el mismo a principios del año 1969. La construcción de esta central costó más de 150 millones de franco suizos (unos 2.400 millones de pesetas) y se ignora al personal que en ellas trabaja.

#### AUMENTO DE LA PRODUCCION MUNDIAL DE METALES NO FERREOS

La producción mundial de los seis metales no féreos más importantes como son el aluminio, el plomo, el cobre, el cinc, el estaño y el níquel, ha experimentado un fuerte incremento tras el estancamiento en que había caído en 1967. Dicha producción fue en 1968 de 29,23 millones de toneladas frente a los 27,01 millones de toneladas que arrojaban los datos correspondientes al año precedente. Significa un aumento del 8,2 por 100. El consumo, por su parte, ha crecido también en un 8,6 por 100 pasando de 26,83 a 29,14 millones de toneladas.

El aluminio es el metal que mayor aumento de consumo ha registrado, siendo éste del 13,2 por 100, con 8,75 mi-

llones de toneladas. La producción, en cambio, llegó sólo a 8,47 millones de toneladas, por lo que las 280.000 toneladas de diferencia hubo que suplirlas con las reservas.

#### INFORMATICA

##### APLICACIONES DE LA ORTOFERRITA

Los laboratorios de la «Bell Telephone» trabajan actualmente en la puesta a punto de pequeños «sandwiches» formados de ortoferritas, materiales cristalinos compuesto por óxidos de hierro y tierras raras, tales como iterbio, samario, terbio o tulio.

Colocados en campos magnéticos suficientemente intensos, surgen en las ortoferritas una multitud de pequeños campos orientados en sentido inverso del resto del cristal. Estos islotes, de forma cilíndrica, tienen un diámetro inferior al de un cabello, y pueden ser colocados en el lugar que se desee dentro del cristal, gracias a las débiles corrientes eléctricas que circulan por los circuitos impresos en la superficie de aquél, o a la variaciones locales del campo exterior a la ortoferrita.

El hecho de que se puedan detectar, desplazar, crear o hacer desaparecer a voluntad de estos pequeños campos o «islotes» magnéticos ofrece grandes posibilidades para la codificación en forma binaria, muy utilizada hoy día por las técnicas de la informática.

##### ESTACIONES METEOROLOGICAS DE REGISTRO AUTOMATICO

En Bielorrusia se encuentra en período de prueba una cadena de estaciones meteorológicas de registro automático, que será el punto de partida de una sistema mundial para el registro de procesado automático de informaciones meteorológicas. Este sistema estará en conexión con el centro hidrometeorológico de la URSS y con los servicios correspondientes del resto del mundo.

Cada una de las estaciones de registro, está equipada con sensores higrométricos, pluviométricos y otros para el registro de las temperaturas, de la velocidad y dirección del viento, de los niveles de agua de los lagos y embalses de las horas de luz diurna.

#### MINERALOGIA

##### PLANTA DE CEMENTO CONTROLADA POR COMPUTADORA

Un sistema de computadora DDP-516 de tiempo real de la Honeywell ha sido instalado para verificar una planta de cemento propiedad de la Kockner-Humboldt-Deutz en Colonia, Alemania. El sistema, fabricado por la subsidiaria de Honeywell en Escocia, analiza la composición de la mezcla mediante fluorescencia de rayos X. La computadora

compra las características del producto con los valores normales previamente almacenados. Cualquier desviación de la norma hace que la computadora modifique el flujo de materia prima desde una serie de depósitos.

#### NOVEDADES CIENTIFICAS Y TECNICAS

##### PROGRESOS HACIA LA FUSION NUCLEAR

En el centro atómico francés de Limeil, un equipo de científicos ha conseguido elevar el hidrógeno pesado a un temperatura de casi diez millones de grados, utilizando para ello la radiación de un laser de 4.000 millones de vatios. En este proceso, los átomos de deuterio se transformaron en núcleos atómicos libres de electrones, y además pudo observarse un gran número de reacciones de fusión nuclear en el plasma de hidrógeno, esa mezcla, de aspecto gaseoso, de partículas cargadas que hacia afuera se compensan mutuamente en sus efectos eléctricos.

Todavía no puede pensarse, utilizando esta vía, en una fusión nuclear regulable y rentable, que permitiera resolver el problema de la generación de energía. Hasta ahora se la consiguió obtener todo lo más como energía de fusión una millonésima parte de la energía laser consumida por el proceso. En Garching (Munich), se limitan los científicos a bombardear con un rayo laser, que es un cuarentaavo del francés, láminas sólidas de deuterio, para observar después la reacción del plasma así producido. Inexplicablemente, el plasma se extiende para formar una nube cónica en dirección hacia el rayo de laser. Se ha tratado de interpretar este fenómeno indicando que existe una capa muy absorbente que surge inmediatamente como consecuencia de la radiación de la superficie de las plaquetas, evitando que el rayo de laser penetre a mayor profundidad en el deuterio. Entonces se produce un rebote de varios cientos de miles de atmósferas.

Con el Isar I, una instalación de compresión theta, se ha conseguido en Garching comprimir el plasma con la ayuda de campos magnéticos de crecimiento rápido, hasta lograr una hebra fina de plasma, calentando el plasma espeso a una temperatura de casi 60 millones de grados. Esta temperatura no resulta suficiente, ya que para poner en marcha la fusión de los núcleos atómicos de hidrógeno pesado se necesitan regímenes térmicos de orden del decuplo. Las instalaciones de compresión theta tienen un inconveniente: el plasma no puede ser detenido por ningún campo magnético en los extremos abiertos de los tubos de cuarzo arrollados con conducciones eléctricas, por lo que se sale de ellos en una fracción de segundo. En lugar de construir aparatos de ensayo de varios kilómetros de longitud se quiere pasar en Garching a una disposición en anillo, que funciones con arreglo al principio de la compresión theta. Hay que procurar mediante un arrollamiento helicoidal de los tubos con nuevas espiras de devorado evitar que el



plasma llegue a través de un campo magnético adicional a una difusión en dirección hacia las paredes de los tubos.

El principio de compresión theta sería por sí solo poco rentable para un reactor de fusión, ya que todos los tubos tienen que ser llenados con un campo magnético, si bien una mínima parte de ellos contienen realmente plasma. Además, los campos magnéticos deberán ser extraordinariamente potentes.

En Garching un plasma de vapor metálico de unos 2.000 grados pudo ser encerrado durante un tiempo sorprendentemente largo, no mostrando el extraño efecto «pump-out» que en experimentos similares había venido observándose siempre, y que da lugar a un choque prematuro del plasma con las paredes del recipiente. Se ha obtenido últimamente plasma con la ayuda de un intenso rayo luminoso y no, como hasta aquí, con una esfera ardiente de volframio colgada del tubo. Se ha alejado, pues, realmente de los tubos todo cuerpo material, no produciéndose ningún cambio en los magníficos resultados de los experimentos.

#### BOMBA PARA LODOS ESPESOS

Se ha constituido una bomba para el trasiego de lodos muy espesos, que pueden contener también gases, tender a solidificarse en contacto con el aire o necesitar una manipulación cuidadosa. Se caracteriza por ser autoaspirante y regulable en todas las modalidades de extracción, no poseyendo tampoco válvulas que dificulten su funcionamiento. Dada una capacidad máxima de extracción de 350 metros cúbicos por hora, pueden superarse presiones hasta de 24 atmósferas. El grupo ha sido construido en forma de bomba impelente rotatoria, cuyos elementos más importantes son el rotor, de acero, y el estator, de un material elástico. El espacio vacío que se produce entre ambos elementos se mueve constantemente, cuando el rotor está en marcha, desde la cámara de aspiración hasta la de presión, lográndose así una extracción continua.

#### CENTRAL ALEMANA CON REACTOR AUTORREGENERADOR

La «Rheinisch-Westfälische Elektrizitätswerk» (RWE), de (República Federal Alemana), la «N. V. Samenwerkende Electriciteits Productiebedrijven», de Arnheim (Holanda), y la «Synatom S. A.», de Bruselas (Bélgica), han firmado un acuerdo para la instalación y explotación conjunta en el municipio de Weisweiles (cerca de Aquisgrán), del primer prototipo alemán de central nuclear con reactor autorregenerador rápido refrigerado por sodio. La sociedad que se fundará para la explotación de esta central contará con un capital social inicial de 100 millones de DM, del que un 70 por 100 habrá sido aprobado por la RWE y el 30 restante por las otras dos compañías a parte iguales. Se espera que la central entre en funcionamiento para la primavera de 1976 y se le ha proyectado con una potencia de 300 MW.

#### MAYORES MEZCLADORAS DE ARENA

El tamaño de las máquinas que mezclan arcilla, arena y agua para obtener las arenas de moldeo usadas en fundiciones aumenta constantemente para satisfacer los crecientes requisitos de producción. Hace apenas diez años, un fabricante ofrecía mezcladoras con capacidad para lotes de 200 kilogramos y hoy las produce de 2.500 kilogramos.

Algunas de estas mezcladoras de arena fueron presentadas en ocasión de la reciente Exposición y Congreso de la American Foundrymen's Society, celebrada en Cleveland, Ohio. El modelo mayor es el Speedmuller 100-B, para lotes hasta 2.800 kilogramos y capacidad horaria hasta 170 toneladas. Es accionado por un motor de 200 HP.

La industria de la fundición exige tanto cantidad como calidad, en las arenas de fundición. La tendencia es hacia la elaboración de mayores volúmenes de arena con propiedades físicas, estrechamente controladas. Esto es lo que vemos hoy y que puede anticiparse para el futuro. El desarrollo es debido principalmente a las máquinas moldeadoras automatizadas. Estas requieren enormes cantidades de arena y no toleran variaciones significativas en sus propiedades físicas.

#### PLANTA CRIOGENICA EXTRAE HIDROCARBUROS

En la localidad de Hastings, Virginia Oeste, ha entrado en funciones recientemente una planta elaboradora de gas natural que utiliza métodos criogénicos de extracción y fraccionamiento para la recuperación de hidrocarburos líquidos.

La nueva planta de The Consolidated Gas Supply Corp., elaborará diariamente 4.5 millones de metros cúbicos de gas natural. La capacidad anual del proyecto es de 180 millones de kilogramos de etano, 240 millones de litros de propano, 70 millones de litros de butano normal, 33 millones de litros de isobutano, y 70 millones de litros de gasolía natural.

Según portavoces de la compañía, ésta es pionera en la aplicación de un método nuevo económico para recuperar etano e hidrocarburos líquidos más pesados a partir del gas natural. La nueva instalación reemplaza una planta existente de subproductos, que se considera anticuada. Según dichos portavoces, la nueva planta suministra materiales hidrocarbureados de carga de calidad mejor para la industria, de lo que era posible con la planta antigua.

#### CELULA ELECTROLITICA RECUPERADORA DE ACIDO SULFURICO

Un método electrolítico patentado capta el nocivo dióxido de azufre contenido en los gases de las chimeneas de las centrales y los convierte en ácido sulfúrico. El proceso fue desarrollado conjuntamente por Ionics, Inc. y la Stone & Webster Engineering Corp.

Consiste en la conversión electrolítica de una solución de sal en un ácido y una base. La base, que es una solu-

ción cáustica en la torre de absorción del dióxido de azufre, se mezcla con sulfato ácido en una torre de extracción, donde se recupera dióxido de azufre puro. Las células electrolíticas descomponen el sulfato de sodio, dando sosa cáustica que se vuelve a usar en la torre absorbidora, sulfato ácido de sodio para el separador, y ácido sulfúrico diluido. Según los promotores, el dióxido de azufre puro y el ácido sulfúrico diluido bastan para alimentar una planta para la producción comercial de ácido sulfúrico puro, oxígeno e hidrógeno. Una parte importante del sistema de recuperación y extracción es la torre de absorción, capaz de separar hasta el 95 por 100 del dióxido de azufre contenido en los gases de la chimenea.

#### GAS COMO COMBUSTIBLE DE ALTO HORNO

Una técnica para convertir el aceite combustible en gas reductos contribuye a reducir la necesidad de coque en el horno alto. El método ha sido desarrollado por la Texaco Inc., consiste en quemar aceite pesado, en hornos de diseño especial, para obtener gas a temperaturas de 1000° C o más elevadas. El gas caliente se inyecta en el horno por medio de juegos separados de toberas.

Normalmente, las acerías inyectan aceite combustible pesado en sus hornos para reducir la cantidad de coque necesario para extraer el hierro. Sin embargo, un exceso de aceite reduce la temperatura de la combustión y por consiguiente la producción del horno. El método según se informa, evita este problema, y al mismo tiempo produce una economía del costoso carbón de coqueación.

#### PERFORACION DE TUNELES CON CHORRO DE AGUA

Un método de abrir túneles, que emplea un chorro continuo de agua para cortar toda clase de materiales, desde piedra caliza hasta granito, ha sido aplicado en el Oak Ridge National Laboratory de los Estados Unidos. Una vez perfeccionado, se cree que resultará su costo la décima parte de los métodos tradicionales empleados para perforar túneles para líneas o tuberías de servicios utilitarios, operaciones de minería o transporte. El equipo experimental desarrollado en el laboratorio aplica presiones de agua de 300 a 8.500 Kg/m<sup>2</sup>, abriendo agujeros de 1 a 3 metros de diámetro, con avances de 10 a 15 metros por minuto.

#### PUBLICACIONES CIENTIFICAS

##### EL JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH

El «Journal of Geophysical Research», editado por la «American Geophysical Union», con sede en Washington, se fracciona nuevamente de modo que publicará fascículos in-

dependientes para la meteorología y la oceanografía física. Con la aparición de este nuevo fascículo, los suscriptores de la revista pueden recibir una información más seleccionada sobre las materias de su interés dentro del campo de la geofísica, clasificadas en tres grupos, cada uno de los cuales serán recogidos en fascículos independientes: 1) atmósfera superior y espacio próximo; 2) atmósfera inferior y superficie terrestre; y 3) meteorología y oceanografía física.

#### VARIOS

##### LA SAL COMUN DE LOS ANTIGUOS BEREBERES

En excavaciones realizadas en Fezzan (Libia), en Budrina y en Zueia, en el Guad el Adjal, descubrió el Dr. Helmut Ziegert en una antigua cuenca lacustre restos de edificaciones semejantes a castillos, pequeños poblados y numerosos montones de escorias y cenizas salinas. Los primeros pobladores de esta zona parece que obtuvieron sal gema por un procedimiento de fusión. En las antiguas superficies lacustres practicaban orificios en el suelo hasta llegar a una costra salina de unos 50 centímetros de espesor. Con ayuda de herramientas de cuarcita limpiaban la sal de sus impurezas de arena y arcilla. A continuación, los trozos de costra salina limpios se «fundían» en hornos Renn, en los que un fuego de madera de palma se avivaba gracias a sus toberas.

Los trozos de costra salina se introducían por la parte superior del horno en el mismo fuego, fundiéndose lentamente. Como consecuencia de unos puntos de fusión variables y de sus diferentes densidades, se separaban las distintas variedades de sal. Las escorias más pesadas y sin aplicación ninguna permanecían en la parte inferior, mientras que las cenizas y escorias blancas superiores se recogían juntamente con la sal gema y se sometían a ebullición en recipientes de arcilla. Por último, la solución salina se depositaba en unos moldes y se evaporaba. La obtención y el comercio de sal constituyeron al parecer la base económica y el estímulo para el establecimiento de una población en estos lugares durante los siglos III y IV a C. en un momento en que los romanos, dominaban el comercio de la sal en el Mediterráneo.

##### LA CONQUISTA DEL FONDO DEL MAR

De varios productos básicos, la extracción subacuática es ya una actividad normal; el 16 por 100 de la producción mundial de petróleo procede de áreas marítimas próximas a las costas continentales y destaca como suministradora de petróleo la plataforma continental, es decir, las áreas submarinas antepuestas a la costa cuya profundidad no excede de 200 metros. En los Estados Unidos se calcula que durante el año 1971 obtendrán del fondo del mar el 40 por 100 del consumo de petróleo.



En Alemania la «Wirtschafts-Vereinigung industrielle Meerestechnik» (WIM), se propone explotar las reservas submarinas de materias primas hasta aquí no asequibles. Por de pronto destacan entre sus actividades la localización y el análisis químico de esas materias primas que tan urgentemente necesita la industria, así como los problemas de su beneficio una vez en tierra.

Los minerales del fondo del mar son principalmente nódulos de manganeso de diverso tamaño, de fangos metálicos abisales y de aluviones minerales. Los nódulos de manganeso son acúmulos cuyo tamaño oscila entre el de una nuez y el de una cabeza e incluso mayor, que aperecen sobre todo a profundidades grandes, por ejemplo, en el Pacífico. Los yacimientos más importantes y económicamente más interesantes están constituidos por nódulos del tamaño de patatas que contienen manganeso, cobre, níquel y cobalto. Los fangos metálicos abisales son, en cambio, sedimentos me-

talíferos que parecen en puntos aislados del fondo del mar y que contienen metales útiles tan interesantes como cinc, cobre, plata y cadmio. Los aluviones minerales, por último, son arenas con grandes acumulaciones de minerales, de las que pueden obtenerse titanio y tierras raras, así como también estaño, oro, platino y diamantes. Estos yacimientos han surgido como consecuencia de procesos de erosión en zonas situadas en las proximidades de playas y costas.

Actualmente, los japoneses y los rusos construyen tractores de orugas, que están en condiciones de realizar trabajos en el fondo del mar, si bien todavía a escasa profundidad. La nueva organización industrial de los países, que está estudiando toda una serie de posibilidades en relación con la minería submarina, tendrá que poner a prueba su inventiva. Tendrán que idearse también nuevos métodos en beneficios de las minas.

## Estadística y Economía

### COTIZACIONES

MINERALES Y METALES	Diciembre 69	Marzo 70	Mayo 70	Julio 70
<b>CINC</b>				
Nueva York (centavos por libra).....	16,30	15,50	16,35	16,35
Londres (£ por Tm.).....	130 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> -130 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	123-123,25	123,25-123,75	120,75-121
<b>ALUMINIO</b>				
Nueva York (centavos por libra).....	28,—	28,—	28,—	28,20
<b>MERCURIO</b>				
Nueva York (\$ el frasco de 76 libras).....	495-505	445-450	460-455	460-465
<b>VOLFRAMIO</b>				
Londres (chelines por Tm.).....	600-640	670-730	670-700	680-735
<b>ESTAÑO</b>				
Nueva York (centavos por libra).....	180,50	176,50-178	177,26	173,—
<b>COBRE</b>				
Nueva York (centavos por libra). Chatarra.....	56,—	55,—	55,—	56,—
Londres (£ por Tm.) En barras.....	117-118	676,50-677	734-735	631-631,50
<b>PLOMO</b>				
Nueva York (dólares por libra).....	16,50	16,50	16,50	16,50
Londres (£ por Tm.).....	130-130 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>	136-136,50	138,25-138,50	127-127,25

## Información legislativa

R. O. N.º	PÁGINA	FECHA	MINISTERIO	ASUNTO
PERMISOS DE INVESTIGACION Y CONCESION DE EXPLOTACION				
92	6053	17-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Toledo, solicitando la concesión directa de explotación que se indica.
93	6152	18-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Córdoba, otorgando los permisos de investigación minera que se citan.
93	6152	18-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Huelva, caducando las concesiones de explotación minera que se citan.
93	6152	18-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Huelva, otorgando los permisos de investigación minera que se citan.
93	6153	18-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Huesca, publicando la solicitud del permiso de investigación minera que se indica.
93	6154	18-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Toledo, otorgando las concesiones de explotación minera que se citan.
93	6154	18-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Zamora, otorgando el permiso de investigación minera que se cita.
101	6729	28-IV-70	Ind.	Orden de 3 de abril de 1970, por la que se acepta la renuncia de «Empensa» a los permisos de investigación de hidrocarburos denominados «Laguna del Rocío» y «Sotillo de las Cigüeñas».
101	6731	28-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Badajoz, caducando el permiso de investigación minera que se cita.
101	6733	28-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Lugo, cancelando los permisos de investigación minera que se citan.
101	6733	28-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Madrid, caducando el permiso de investigación minera que se cita.
101	6733	28-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Málaga, caducando el permiso de investigación minera que se cita.
101	6733	28-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Oviedo, caducando los permisos de investigación minera que se citan.
101	6733	28-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Pontevedra, caducando los permisos de investigación minera que se citan.
101	6733	28-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Valencia, cancelando el permiso de investigación minera que se cita.
102	6791	29-IV-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Almería, cancelando el permiso de investigación minera que se cita.
104	6895	1-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Minas, suspendiendo el derecho de petición de permisos de investigación y concesiones directas de explotación de toda clase de sustancias minerales, excluidos los hidrocarburos fluidos en el perímetro que se indica, comprendido en la provincia de Málaga.
106	6965	4-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Zamora, otorgando el permiso de investigación que se cita.
107	7046	5-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Córdoba, caducando el permiso de investigación que se cita.
108	7151	6-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Santander, otorgando los permisos de investigación que se citan.
118	7692	18-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Granada, otorgando los permisos de investigación minera que se citan.



B. O. N.º	PÁGINA	FECHA	MINISTERIO	ASUNTO
118	7692	18-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Huelva, otorgando los permisos de investigación minera que se citan.
118	7692	18-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Lérida otorgando los permisos de investigación minera que se citan.
120	7846	20-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Málaga, caducando la concesión de explotación minera que se cita.
122	7967	22-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de León, cancelando los permisos de investigación minera que se citan.
122	7967	22-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Lugo, cancelando los permisos de investigación minera que se citan.
122	7968	22-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Toledo, otorgando la concesión de explotación minera que se cita.
123	8051	23-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Granada, caducando los permisos de investigación minera que se citan.
123	8051	23-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Granada, otorgando la concesión de explotación minera que se cita.
123	8051	23-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de León, otorgando la concesión de explotación minera que se cita.
123	8051	23-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Madrid, otorgando la concesión de explotación que se cita.
127	8319	28-V-70	Ind.	Resol. de la D. P. de La Coruña, cancelando los permisos de investigación minera que se citan.
130	8486	1-VI-70	Ind.	Resol. de la D. G. de Minas, suspendiendo el derecho de petición de permisos de investigación y concesiones de explotación de minerales radiactivos en la provincia de Salamanca.
132	8607	3-VI-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Oviedo, otorgando las concesiones de explotación minera que se citan.
135	8842	6-VI-70	Ind.	Resol. de la D. G. de Minas, suspendiendo el derecho de petición de permisos de investigación y concesiones directas de explotación de toda clase de minerales, exceptuados los radiactivos, carbón e hidrocarburos, en el perímetro que se indica, comprendido en las provincias de Guadalajara y Madrid.
152	10070	26-VI-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Granada, otorgando el permiso de investigación que se cita.
150	9925	24-VI-70	Ind.	Resol. de la D. G. 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 León.
154	10228	29-VI-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Huelva, caducando la concesión de explotación minera que se cita.
157	10391	2-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Badajoz, caducando las concesiones de explotación minera que se citan.
157	10391	2-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Avila, otorgando las concesiones de explotación minera que se citan.
157	10391	2-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de León, caducando los permisos de investigación que se citan.
157	10391	2-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Lugo, cancelando los permisos de investigación minera que se citan.
157	10391	2-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Madrid, caducando los permisos de investigación que se citan.
168	11249	15-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Granada, cancelando el permiso de investigación minera que se cita.
168	11249	15-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Guipúzcoa, caducando la concesión de explotación minera que se cita.

B. O. N.º	PÁGINA	FECHA	MINISTERIO	ASUNTO
168	11249	15-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Oviedo, caducando las concesiones de explotación minera que se citan.
170	11395	17-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Córdoba, cancelando los permisos de investigación que se citan.
170	11395	17-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Gerona, cancelando el permiso de investigación minera que se cita.
173	11548	21-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Segovia, cancelando el permiso de investigación minera que se cita.
178	11839	27-VII-70	Ind.	Resol. de la D. G. de Minas, otorgando el permiso de investigación minera que se cita.
178	11839	27-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Granada, caducando el permiso de investigación minera que se cita.
178	12098	31-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Segovia, caducando la concesión de explotación minera que se cita.
183	12190	1-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Salamanca, otorgando los permisos de investigación que se citan.
183	12190	1-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Santander, otorgando las concesiones de explotación minera que se citan.
183	12190	1-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Segovia, caducando las concesiones de explotación minera que se citan.
183	12190	1-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Sevilla, otorgando el permiso de investigación que se cita.
184	12283	3-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Guadalajara, otorgando los permisos de investigación minera que se citan.
185	12384	4-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Badajoz, otorgando los permisos de investigación minera que se citan.
185	12385	4-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Cáceres, caducando las concesiones de explotación minera que se citan.
185	12385	4-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Cáceres, caducando las concesiones de explotación minera que se citan.
185	12385	4-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Cuenca, cancelando los permisos de investigación minera que se citan.
185	12385	4-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Gerona, cancelando el permiso de investigación minera que se cita.
185	12385	4-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Guadalajara, otorgando la concesión de explotación minera que se indica.
185	12385	4-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Madrid, otorgando los permisos de investigación minera que se citan.
185	12385	4-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. G. de Energía y Combustibles, declarando desiertos los concursos para la adjudicación de 27 permisos de investigación de hidrocarburos sobre cuadrículas de la Zona III (Sahara).
186	12474	5-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Tarragona, caducando el permiso de investigación minera que se cita.
186	12475	5-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. G. 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 León.
189	12769	8-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Huelva, autorizando administrativamente y se declara en concreto la utilidad pública de la instalación que se cita.
189	12769	8-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Teruel, otorgando las concesiones de explotación minera que se cita.
189	12773	8-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. G. de Minas, suspendiendo el derecho de petición de permisos de investigación y concesiones directas de explotación de toda



B. O. N.º	PÁGINA	FECHA	MINISTERIO	A S U N T O
				clase de sustancias minerales, excluidos los hidrocarburos fluidos en el perímetro que se indica comprendido en la provincia de Oviedo.
189	12774	8-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Huelva, rehabilitando la concesión de explotación minera que se cita.
190	12864	10-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de León, caducando las concesiones de explotación minera que se citan.
191	12968	11-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Málaga caducando la concesión de explotación minera que se cita.
192	13061	12-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Palencia, caducando las concesiones de explotación minera que se citan.
192	13062	12-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Zamora, otorgando la concesión de explotación minera que se cita.
192	13063	12-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Zaragoza otorgando el permiso de investigación que se cita.
192	13063	12-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Vizcaya, otorgando el permiso de investigación minera que se cita.
193	13127	13-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Castellón, caducando la concesión de explotación minera que se cita.
194	13203	14-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Huelva, otorgando el permiso de investigación minera que se cita.
194	13203	14-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Palencia, caducando las concesiones de explotación minera que se citan.
194	13204	14-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Avila, otorgando el permiso de investigación minera que se cita.
195	13267	15-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Barcelona, caducando la concesión de explotación minera que se cita.
196	13301	17-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Granada, cancelando el permiso de investigación minera que se cita.
196	13301	17-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de León, caducando las concesiones de explotación minera que se citan.
196	13301	17-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Salamanca, otorgando el permiso de investigación minera que se cita.
196	13301	17-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Barcelona, cancelando los permisos de investigación minera que se citan.
197	13371	18-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de León, otorgando la concesión de explotación minera que se cita.
197	13371	18-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Madrid, otorgando las concesiones de explotación minera que se citan.
197	13371	18-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Málaga, caducando las concesiones de explotación minera que se citan.
197	13371	18-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Murcia, otorgando la concesión de explotación minera que se cita.
197	13371	18-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Oviedo, caducando las concesiones de explotación minera que se citan.
197	13371	18-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Santander, otorgando el permiso de investigación minera que se cita.
197	13372	18-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Teruel, caducando el permiso de investigación que se cita.
197	13372	18-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Burgos, cancelando los permisos de investigación minera que se citan.
199	13539	20-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Valencia, cancelando el permiso de investigación minera que se cita.
199	13530	20-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. G. de Minas, suspendiendo el derecho de petición de permisos de investigación y concesiones directas de explotación de toda clase de minerales, exceptuados los radiactivos, carbón e hidrocarburos

B. O. N.º	PÁGINA	FECHA	MINISTERIO	A S U N T O
				en el perímetro que se indica, comprendido en las provincias de Ciudad Real, Jaén y Córdoba.
200	13582	21-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Albacete, caducando los permisos de investigación minera que se citan.
204	13981	26-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Cáceres, otorgando los permisos de investigación minera que se citan.
204	13982	26-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Córdoba, otorgando los permisos de investigación minera que se citan.
204	13982	26-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de La Coruña, cancelando los permisos de investigación minera que se citan.
204	13982	26-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de León, otorgando las concesiones de explotación minera que se citan.
204	13982	26-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Madrid, caducando los permisos de investigación minera que se citan.
204	13982	26-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Burgos, otorgando los permisos de investigación minera que se citan.
205	14052	27-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Murcia, caducando los permisos de investigación minera que se citan.
205	14052	27-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Orense, cancelando los permisos de investigación minera que se citan.
205	14052	27-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Oviedo, caducando el permiso de investigación minera que se cita.
205	14052	27-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Oviedo, otorgando las concesiones de explotación minera que se citan.
205	14053	27-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Santander, otorgando las concesiones de explotación minera que se citan.
HIDROCARBUROS				
131	8541	2-VI-70	Ind.	Decreto 1.498/1970, de 30 de abril, adjudicando a la «Compañía de Investigación y Explotaciones Petrolíferas, S. A. (CIEPSA)», un permiso de investigación de hidrocarburos denominado «Area número 2», de las segregadas del permiso «Miranda de Ebro», en zona I.
131	8542	2-VI-70	Ind.	Decreto 1.499/1970, de 30 de abril, adjudicando en concurso un permiso de investigación de hidrocarburos en zona I, denominada «La Guardia de Arés», solicitado por la «Empresa Nacional de Petróleos de Aragón, Sociedad Anónima (ENPASA)».
131	8543	2-VI-70	Ind.	Decreto 1.500/1970, de 8 de mayo, otorgando a la «Empresa Nacional de Petróleos de Aragón, S. A.», cuatro permisos de investigación de hidrocarburos en la Zona III.
131	8543	2-VI-70	Ind.	Decreto 1.551/1970, de 30 de abril, otorgando a «Compañía de Investigación y Explotaciones Petrolíferas, S. A.» y «Sociedad de Exploración de Petróleos Españoles, S. A.», cinco permisos de investigación de hidrocarburos en Zona I (Península).
137	8969	9-VI-70	Ind.	Decreto 1.552/1970, de 30 de abril, concediendo segunda prórroga para los permisos de investigación de hidrocarburos «Estella» y nueve más solicitada por (Compañía de Investigación y Explotaciones Petrolíferas, Sociedad Anónima (CIEPSA)), y «Sociedad de Exploraciones de Petróleos Españoles, S. A. (SEPE)», de la Zona I (Península).
137	8971	9-VI-70	Ind.	Decreto 1.907/1970, de 12 de junio, otorgando a la «Compañía Arrendataria del Monopolio de Petróleos, S. A. (CAMPESA)», dos permisos de investigación de hidrocarburos en la Zona primera (Península);
167	11197	14-VII-70	Ind.	Decreto 1.908/1970, de 12 de junio, adjudicando a (Shell España N. V.) un permiso de investigación de hidrocarburos sobre área marina de la Zona I (Península)



B. O. N.º	PÁGINA	FECHA	MINISTERIO	A S U N T O
167	11198	14-VII-70	Ind.	Orden de 24 de abril de 1970, autorizando la prórroga de reserva provisional a favor del Estado en «Zona Suroeste de la Península», comprendida en las provincias de Badajoz, Huelva y Sevilla.
208	14241	31-VIII-70	Ind.	Decreto 1.497/1970, de 30 de abril, adjudicando a «Unión Carbide Petroleum Inc» cinco permisos de investigación de hidrocarburos sobre áreas marinas de la zona III.
RESERVAS				
101	6729	28-IV-70	Ind.	Orden de 2 de abril de 1970, adjudicando a la Sociedad «Prospecciones Geológico-Mineras, S. A. (PROGEMSA)», la investigación del sector «Ebro Central», de la reserva a favor del Estado denominada «Ebro».
107	7040	5-V-70	Ind.	Orden de 21 de abril de 1970, autorizando el Programa General de Investigación de la zona de reserva a favor del Estado «Salamanca Veintinueve» (Salamanca), y establecimiento de la reserva definitiva.
107	7041	5-V-70	Ind.	Orden de 24 de abril de 1970, autorizando la reserva provisional a favor del Estado para investigación de minerales de hierro en la «Zona Noroeste de la Península» (Lugo, Orense, Zamora, León y Oviedo).
114	7473	13-V-70	Ind.	Orden de 12 de mayo de 1970, autorizando la reserva provisional a favor del Estado para investigación de minerales radiactivos «ampliación a 530-3», de la provincia de Avila.
137	8983	9-VI-70	Ind.	Orden de 12 de mayo de 1970, aprobando el Programa General de investigación de la zona de reserva a favor del Estado «Salamanca treinta y uno» (Salamanca) y establecimiento de la reserva definitiva.
137	8983	9-VI-70	Ind.	Orden de 20 de mayo de 1970, autorizando el levantamiento de la reserva a favor del Estado de yacimientos de carbón en el término municipal de Henarejos de la Provincia de Cuenca.
147	9706	20-VI-70	Ind.	Orden de 27 de mayo, autorizando la reserva definitiva a favor del Estado de toda clase de sustancias minerales excluidos los hidrocarburos fluidos, «Salamanca Veintiocho» (Salamanca).
158	10462	3-VII-70	Ind.	Corrección de errores de la Orden de 20 de mayo de 1970, autorizando el levantamiento de la reserva a favor del Estado de yacimientos de carbón en el término municipal de Henarejos, de la provincia de Cuenca.
160	10660	6-VII-70	Ind.	Orden de 8 de junio de 1970, convocando concurso para la adjudicación de investigaciones en determinados bloques o subzonas en que quedó dividida la reserva en Sierra de Gador (Almería).
181	12018	30-VII-70	Ind.	Orden de 23 de junio de 1970, estableciendo la reserva definitiva a favor del Estado para explotación de yacimientos de todas clases de sustancias minerales, excluidos los hidrocarburos fluidos, en la zona denominada «Salamanca Vigésimo trece», de la provincia de Salamanca y aprobación del Programa General de Investigación».
192	13055	12-VIII-70	Ind.	Orden de 22 de junio de 1970, autorizando el levantamiento de la reserva provisional a favor del Estado de yacimientos de toda clase de sustancias minerales, excluidos los hidrocarburos fluidos «Cáceres treinta y ocho» de la provincia de Cáceres.
193	13126	13-VIII-70	Ind.	Orden de 22 de junio de 1970, autorizando el levantamiento de la reserva provisional a favor del Estado de yacimientos de toda clase de sustancias minerales excluidos los hidrocarburos fluidos «Ampliación a Cáceres Cuarenta y Dos», de las provincias de Cáceres y Badajoz.
198	13469	19-VIII-70	Ind.	Orden de 23 de junio de 1970, autorizando el levantamiento de la reserva provisional a favor del Estado de yacimientos de toda clase de sustancias minerales, excluidos los hidrocarburos fluidos «Ampliación a Cáceres Diecinueve», de la provincia de Cáceres.

B. O. N.º	PÁGINA	FECHA	MINISTERIO	A S U N T O
198	13470	19-VIII-70	Ind.	Orden de 15 de julio de 1970, encomendando al I. G. M. E. la investigación de la reserva «Hierros de Vizcaya», de las provincias de Alava, Vizcaya y Santander.
204	13981	26-VIII-70	Ind.	Orden de 15 de julio de 1970, estableciendo la reserva definitiva a favor del Estado de toda clase de sustancias minerales, excluidos los hidrocarburos fluidos, «Salamanca treinta y tres», de la provincia de Salamanca.
206	14130	28-VIII-70	Ind.	Orden de 15 de julio de 1970, estableciendo la reserva definitiva a favor del Estado de toda clase de sustancias minerales, excluidos los hidrocarburos fluidos, «Salamanca treinta y dos», de la provincia de Salamanca.
206	14134	28-VIII-70	Ind.	Orden de 20 de julio de 1970 adjudicando la investigación de la zona segunda de la reserva a favor del Estado, al Sur de la provincia de Murcia, y en su caso la posible explotación a un consorcio, «Igme-Asarco».
VARIOS				
116	7589	14-V-70	Gob.	Resol. de la D. G. de Obras Hidráulicas, publicando la autorización concedida a la Comunidad «Las Llaves» en terrenos de monte de propios del Ayuntamiento de Arico, isla de Tenerife (Santa Cruz de Tenerife).
125	8191	26-V-70	O. P.	Resol. de la D. G. de Obras Hidráulicas, publicando la concesión otorgada a la Comunidad de Regantes de la Vega Mayor de Teide para construir una galería en terrenos de dominio público en el término municipal de Valsequillo (Las Palmas) para alumbramiento de agua y para dar salida por gravedad a las captadas en un pozo denominado «De los Socorros», autorizado en el expediente con número del Servicio 2.272 T. P.
127	8312	28-V-70	O. P.	Resol. de la D. G. de Obras Hidráulicas, publicando la concesión otorgada a la Comunidad de Aguas «Riegos Fuente de los Frailes» para continuar perforando de una galería que tiene autorizada en la margen izquierda del Barranco de Acentejo o San Antonio, en término municipal de La Victoria de Acentejo (Tenerife, y legalizar las obras ejecutadas en la misma galería.
127	8313	28-V-70	O. P.	Resolución de la D. G. de Obras Hidráulicas, publicando la autorización concedida a don Gregorio Regalado Ramos para realizar labores de alumbramiento de aguas en monte de propios del Ayuntamiento de Los Realejos (Tenerife).
129	8411	30-V-70	O. P.	Resolución de la D. G. de Obras Hidráulicas, publicando la autorización otorgada la comunidad Hidráulica «Las Nieves», para ejecutar labores de alumbramiento de aguas subterráneas en terrenos de monte de propios del Ayuntamiento de Santa Cruz de Tenerife.
129	8412	30-V-70	O. P.	Resol. de la D. G. de Obras Hidráulicas, concediendo un aprovechamiento de aguas subálveo del arroyo del Puerto en su confluencia con el río Seco, con destino a riegos y usos domésticos en término municipal de Nerja (Málaga).
129	8413	30-V-70	O. P.	Resol. de la D. G. de Obras Hidráulicas, publicando la autorización concedida a la Comunidad «Los Cazadores» para continuar labores de alumbramiento de agua subterráneas en monte de propios del Ayuntamiento de Arico (Tenerife).
129	8414	30-V-70	O. P.	Resol. de la D. P. de Murcia, declarando minero-medicinales las aguas del manantial que se cita.
167	11199	14-VII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Murcia, declarando minero-medicinales las aguas del manantial que se cita.
168	11249	15-VII-70	Ind.	Resol. de la D. G. de Obras Hidráulicas, concediendo al Instituto Nacional de Colonización autorización para aprovechar aguas subálveas del río



B. O. N.º	PÁGINA	FECHA	MINISTERIO	ASUNTO
186	12464	5-VIII-70	Ind.	Guadalhorce, en el término municipal de Málaga, con destino al abastecimiento de Santa Rosalía.
189	12757	8-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. G. de Obras Hidráulicas, publicando la autorización concedida a don Fausto Cabrera Pérez, para alumbrar aguas subterráneas en monte de propios del Ayuntamiento de Garafia, isla de La Palma (Santa Cruz de Tenerife).
197	13370	18-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. G. de Energía y Combustibles, autorizando a «Riegos y Fuerzas de La Palma, S. A.», la ampliación de la central que se indica.
197	13371	18-VIII-70	Ind.	Resol. de la D. P. de Gerona, publicando la declaración de minero-medical de las aguas del manantial que se cita.
197	13371	18-VIII-70	Ind.	Orden de 9 de julio de 1970, declarando de utilidad pública el manantial denominado «Sondeo Sobrón número 1), emergente en el término municipal de Sobrón (Alava).
206	14131	28-VIII-70	Ind.	Orden de 21 de abril de 1970, declarando de utilidad pública el manantial «El Madroño», emergente en el término municipal de Málaga.

## Notas bibliográficas

### GEOLOGIA

JEAN SALOMÓN: *Sur la stratigraphie des formations "Wealdiennes" de la bordure Sud-Est du Massif Asturien*. «C. R. Société Géologique de France», fascicule 3, pág. 75, séance du 2 mars 1970.

El estudio del autor está realizado al Sur de Reinosa, principalmente entre los valles del Pisuerga al Oeste y del Ebro al Este. A las conclusiones que llega el autor son las siguientes:

En todo el conjunto comprendido entre el Calloviense y el Cenomanense, se pueden definir dos formaciones grandes. Una primera formación que reposa sobre el Calloviense medio, en general, por intermedio de pudingas poco gruesas y de espesor débil. Presentan ellas mismas dos series tipo: Serie tipo Aguilar, esencialmente compuesta de calizas lacustres datadas del Purbeckiense. Serie tipo Barcena, más gruesa, casi únicamente formadas de areniscas en bancos regulares, a la base de la cual se intercalan dos niveles salobres (Purbeckiense), posiblemente marinos, poco espesos, que recuerdan en todos los puntos las formaciones del mismo tipo de la región de Ramales y datadas como Berriasiense. El paso lateral entre los dos tipos tiene lugar en los alrededores de Quintanilla de las Torres, por sustitución progresivo de calizas lacustres por las areniscas.

Una segunda formación discordante sobre las formaciones anteriores, compuesta de conglomerados gruesos y espesos de areniscas rubias a veces lignitosas, siempre en estratificación entrecruzada. Es sobremonitada en todo por el Cenomanense, al cual pasa progresivamente. Su facies y su posición estratigráfica equivalen a las series arenosas de Utrillas.—L.

JACQUES BOURGOIS: *Etude géologique du Corridor de Boyar et de ses Abords (Andalousie Espagne)*, Thèse présentée à la Faculté des Sciences de Paris pour l'obtention du Doctorat 3<sup>e</sup> cycle de Geologie Structurale, 1 junio 1970.

El autor estudia la estratigrafía, la tectónica, la paleogeografía y las fases tectónicas con ayuda de esquemas, y ha ensayado retratar la historia de la región después de hacer el balance de los elementos recogidos que pueden aportar elementos que respondan a los grandes problemas de las cordilleras Béticas Occidentales.

Los siguientes grupos de estudios que figuran en esta tesis son: A) Historia tectónico-sedimentaria de la región. B) Los principales resultados y sus consecuencias. C) Un problema importante para la comprensión del sector, han considerado que es el referente a los problemas de las fases tectónicas antiguas. D) Indica los problemas que quedan por considerar, los cuales son de gran importancia.

Completa la Tesis una bibliografía amplia, así como varias láminas.—L.

PIERRE RAT et JEAN SALOMON: *Données nouvelles sur la stratigraphie et les variations sédimentaires de la serie Purbecko-Wealdienne au S. de Santander (Espagne)*, «C. R. Société Géologique de France», fascicule 6, pág. 216, Séance du 16 juin 1969.

A las conclusiones que llegan los autores en la cronología santanderina son:

1. Grupo inferior de agua dulce o todo lo más salobre, equivalente al Purbeckiense medio inglés, de la Serpultura de Alemania, y del Berriasiense inferior marino. 2. Durante la

parte media del Berriasiense aproximadamente se manifiestan y han tenido predominio las influencias marinas; los depósitos considerados no pueden ser absolutamente contemporáneos. 3. La serie wealdense propiamente dicha, arenosa (grupo superior) tuvo lugar principalmente en el Cretácico, casi en el medio hasta el nivel Gomfocitero, y ella debe ser datada como Berriasiense. 4. Una cuestión queda por aclarar: Debe seguirse siempre la hipótesis clásica, según la cual el Aptiense marino (complejo urganiano) fue continuado sobre Wealdiense representando todo el Cretáceo infra-aptense?, o bien si el Wealdiense pertenece esencialmente al extremo base del Cretácico, no existiría una laguna de una parte de este Cretácico inferior y correlativamente, de formaciones infra-aptenses.—L. DE A.

### GEOQUIMICA

F. MINGARRO MARTÍN y M.<sup>a</sup> C. LÓPEZ DE AZCONA: *Estudio de las rocas Carbonáticas terciarias de la provincia de Salamanca*, «Estudios Geológicos», vol. XXVI, págs. 17-23, abril 1970.

Los autores llegan a las siguientes conclusiones: En la provincia de Salamanca, se encuentran seis afloramientos de rocas carbonáticas de edad terciaria, localizadas en: Calzada de Valdunciel, Salamanca, Carrascal de Barregas, San Muñoz-La Sagrada, San Muñoz (S), Aldehuela de la Bóveda. Todas tienen los mismos caracteres macroscópicos y solamente se han encontrado fósiles miocenos en el afloramiento de Calzada de Vandunciel.

Los afloramientos de Calzada de Valdunciel y Salamanca forman un conjunto idéntico caracterizado por estar constituidos por Calcita, con algunos restos de cuarzo y totalmente separados del basamento eoceno infrayacente. Los afloramientos restantes originan otro conjunto caracterizado por la Dolomita como componente carbonático esencial con impurezas detríticas de cuarzo, metacuarzitas, feldespato, microclina y mica y minerales opacos. Dichas impurezas son más abundantes cuanto más basales se encuentran en la secuencia estratigráfica. La paragénesis de los minerales detríticos son más poliminerales y estos de tamaños mayores cuanto más basales se encuentran. Los tramos más altos del Eoceno infrayacente presentan una cementación de calcita.

Admiten que son de edad miocena los afloramientos de Calzada de Valdunciel y Salamanca y Eocenos San Muñoz-La Sagrada, San Muñoz (S.), Aldehuela de la Bóveda y Carrascal de Barregas.

Las composiciones dolomíticas de los afloramientos eocenos no es el resultado de una dolomitización metasomática, sino de una precipitación primaria. Las cuencas eocenas parecen obedecer a precipitación primaria de lagos sódicos en su estado carbonatado. Las cuencas miocénicas deben ser precipitados primarios de lagos clorurados, también en una fase carbonatada.—L. DE A.

JOSÉ LÓPEZ RUIZ: *Estudio petrográfico y geoquímico del complejo filoniano de Fuerteventura (Islas Canarias)*, «Estudios Geológicos», vol. XXVI, págs. 173-208, julio 1970.

Estudia el autor la estructura, la petrografía, el carácter geoquímico y los procesos de transformación del complejo filoniano de Fuerteventura (Islas Canarias).

Establece tres generaciones principales de filones, de las cuales la primera representan un proceso tectónico independiente, probablemente relacionado con alguno de los periodos de distensión que originaron la formación del Atlántico, mientras que las otras dos están relacionadas con manifestaciones volcánicas de la isla.

Atendiendo fundamentalmente a la distribución espacial de estas tres generaciones filonianas, se ha dividido el complejo filoniano en dos sectores independientes: occidental y oriental.

Las rocas encajantes de los diques son todas las que aparecen en la isla, salvo las que constituyen las series basálticas cuaternarias, aunque no todas ellas están igualmente afectadas por la intrusión filoniana.

La casi totalidad de los diques del sector occidental han sufrido dos procesos de transformación (albitización y anfibolitización), mientras que sólo un reducido número de diques del sector oriental se han transformado (anfibolitizado).

El proceso de albitización, que lo presentan fundamentalmente los diques basálticos, origina la transformación pseudomórfica de los minerales primarios del dique en otros de temperatura baja (iddingsita, serpentina, carbonatos, sericita, clorita y epidota), así como la aparición de especies de neoformación (esfena, ceolitas, carbonatos, epidota, clorita, albita y analcima). En los diques sálicos este proceso origina la aparición de especies de neoformación tales como cuarzo, albita, ceolitas y carbonatos. La mayor parte de las transformaciones pseudomórficas han sido estudiadas con microsonda electrónica.

El proceso de antifibolitización, que lo presentan los diques de composición básica y sálica, origina, en los primeros, la transformación de la augita titanada en Kaersutita, la generación de este mismo tipo de anfíbol en cristales independientes, la albitización de la plagioclasa y la aparición de biotita parda, así como el relleno de las vacuolas con ceolitas, carbonatos, etc.

Admite que el proceso de albitización es debido a los líquidos residuales tardímagmáticos que acompañaron a la primera generación filoniana. Estas soluciones, que pudieron estar en comunicación con las aguas del Océano, aportaron fundamentalmente CO<sub>2</sub>, Al y Na y lixivieron Mg, Ca, Fe, y algo de Ti. Por el contrario, el proceso de antifibolitización está íntimamente relacionada con las intrusiones alcalinas e implica un importante aporte del álcalis (especialmente de K), CO<sub>2</sub>, Al y algo de P y una lixiviación de Mg, Ca, Fe y algo de Ti.

Considera que el proceso tectónico que originó la ingente malla de diques de la primera generación fue debido a una



tracción marginal del Atlántico mantenida durante cierto tiempo.—L. DE A.

A. HERNÁNDEZ-PACHECO y E. IABAROLA: *Nuevos datos sobre la petrología y geoquímica de las rocas volcánicas de la isla de Alborán (Mediterráneo Occidental, Almería)*, «Estudios Geológicos», vol. XXVI, págs. 98-108, abril 1970.

La isla volcánica de Alborán está formada por los restos de una gran caldera explosiva, probablemente miocena. Sus materiales son tobos muy estratificadas, cargadas de bloques de diversos tamaños, cuya composición varía desde basaltos andesíticos a andesitas.

La superficie del islote es una plataforma de arrasamiento marino del Tirreniense.

Los autores aportan datos geoquímicos y petrográficos obtenidos del estudio de una gama más amplia de rocas de las que hasta ahora se habían encontrado en la isla. Llegan a las conclusiones de que las rocas que las constituyen se han originado en un proceso de diferenciación del tipo concentración moderada de hierro. Algunos términos enriquecidos en plagioclasa se suponen formados por una modificación del proceso anterior, debido a variaciones de la presión de oxígeno en el fundido durante los últimos estadios de la cristalización. El magma del que se originó por diferenciación toda esta secuencia de rocas suponen era de tipo basáltico toleítico, estando representado por algunos enclaves de esta composición encontrados en las tobos de la isla.—L. DE A.

#### GEONUCLEONICA

ROBERT ROTHENFLUG: *Etude du Rayonnement X entre 10 et 100 keV produit dans l'atmosphère et au-dessus de l'atmosphère*, CEA-R-3979, 117 págs. 1970.

Para medir la radiación X en esta gamma de energías, utilizó el autor un detector constituido por un destellómetro NaI (TI) asociado a un fotomultiplicador, de superficie 7 cm<sup>2</sup> y de rendimiento poco diferente de 1 entre 10 y 100 keV.

El conjunto de detección se transporta gracias a balones estratosféricos hasta las altitudes (del orden de 40 km), donde la transparencia de la atmósfera es suficiente para permitir la observación de la radiación de origen extra-atmosférica.

No obstante, la atmósfera es el asiento de las radiaciones ionizantes que producen rayos X parásitos en el aire y en los materiales que rodean el detector. En la primera parte, estudia las radiaciones parásitas, a fin de valorar los diferentes componentes.

La segunda parte la dedica al estudio de la radiación X difusa, de origen extra-terrestre. Las medidas de radiaciones en 3 direcciones diferentes muestran que ésta es isotropa, con la precisión de las medidas utilizadas, del orden del 20 por 100. El espectro de rayos X difuso es de la forma:

$$\frac{dN}{dE} = (2,1 \pm 0,4) \cdot 10^2 E^{-2,48 \pm 0,05} \text{ ph/cm}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{ster. keV.}$$

para E, expresada en KeV, comprendido entre 14 y 90 keV.

La última parte del trabajo es una discusión sobre los orígenes posibles de la radiación difusa.—L.

JACQUES MIROUZE, CHARLES MTON, JEAN-LUC FABRE, EDMOND MAZAURY, PHILIPPE HENRY y JACQUES MERCIER: *Utilisation des méthodes d'épuration extrarenale dans le traitement de la contamination par l'eau tritiée*, CEA-R-3974, 83 págs., 1970.

Después de haber descrito brevemente las propiedades biológicas y radiotoxicológicas del tritio, los autores abordan los medios de tratamiento de la contaminación por el agua tritiada y especialmente los métodos de depuración extrarenal.

Proponen un método de interpretación de la diálisis peritoneal y presentan un estudio de seis casos que permiten destacar para un hombre patrón un período biológico bajo tratamiento cercano a 18 horas.

La hemodiálisis, estudiada sobre dos casos solamente, permite descender este período por debajo de las cuatro horas.

Los autores terminan su estudio proponiendo una conducta a seguir en función de la importancia de la contaminación.—L.

ROLAND BOURSEAU, PIERRE FABRE y EDMOND ZINI: *Polution radioactive par le radon dans les forages verticaux*. CEA-R-3965, 16 págs. 1970.

Este informe plantea el problema de la polución radiactiva con el radón, en las perforaciones de investigación de mineral de uranio; da una valoración concerniente a las cantidades muy débiles de radón, que son emitidas. Da un método de determinación utilizando las modificaciones aportadas a la forma global del espectro de la radiación gamma (y mesurable por simple discriminación), producidas en un mineral *in situ*, emitidas por una fuente de radón situada en la proximidad inmediata del sondeo de medida. La investigación está hecha en medio seco y húmedo. La cantidad de radón presente está caracterizado por un coeficiente que varía en la relación de 1 a 3 entre un mineral en equilibrio y una fuente de radón sin mineral, lo que puede permitir la evaluación de la polución. Estos resultados han sido obtenidos en escala de laboratorio, y resta aplicar el procedimiento sobre el terreno.—L.

PAUL PASTEELS: *Données géochronologiques obtenus par la méthode uranium-plomb sur des sphènes de roches ignées et métamorphiques des Monts sur-rondane antarctique*. «Annales de la Société Géologique de Belgique», t. 92, páginas 371-375, 1969.

En un medio de metamorfismo elevado, los gneises con esfenos se han datado en 540 millones de años, por el método de U/Pb (concordantes o ligeramente concordante con las

edades isotópicas). Estos atraviesan granitos con una edad de 600 millones de años realizados por medidas de circones. Surgen al autor las cuestiones siguientes:

a) El esfeno es sometido a un rejuvenecimiento post-metamórfico, como las micas.

b) Algunas edades de granitos son muy altas y responden a la incorporación de circones viejos.

La posibilidad más probable es la primera.—L.

ROBERT CAPITINI, MAURICE CECCALDI, JEAN-PIERRE LEICKNAM, JACQUES RABEC: *Contribution a l'analyse isotopique de l'uranium 235 par spectrometrie d'emission. II. Determination du rapport <sup>235</sup>U/<sup>238</sup>U a l'aide d'un spectrographe et avec des lampes sans electrodes*. CEA-R-3457 (2), 50 páginas, 1970.

A pesar del número grande de trabajos efectuados para mejorar la precisión de los análisis isotópicos del uranio por vía óptica, no hay hasta el presente posibilidad de poner a punto un método en competencia con la espectrometría de masas. No obstante cuando es necesario una precisión grande, la espectrometría de emisión, que no presenta efecto de memoria, puede contribuir un método de análisis complementario, si es suficientemente rápido y económico; por lo que nos parece que tal método debe poder aplicarse en los laboratorios equipados con aparatos de análisis de espectroscopia corriente.

En el trabajo que comentamos, los autores han pretendido obtener una precisión aceptable utilizando un espectrógrafo de placas fotográficas que no haya sufrido ninguna modificación con las rayas isotópicas situadas en las proximidades de 4.244 Å. Efectuando un cierto número de correcciones necesarias por la extrema riqueza del espectro del uranio, se ha mostrado que se puede analizar isotópicamente con una precisión relativa del orden de 2,5 a 3 por 100 en las proximidades de la composición natural; esta precisión alcanza y pasa el 1 por 100 para nuestras enriquecidas en el de masa 235. Estas técnicas para valoraciones de rutina, son cercanas a las que se obtienen con aparatos a red o interferómetros un registro simultáneo de rayas isotópicas.—L.

J. DELHAL, D. LEDENT et U. CORDANI: *Agés Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitiques du Sud-Est du Bresil (Etats de Rio de Janeiro et de Minas Gerais)*. «Annales de la Société Géologique de Belgique», tomo 92, págs. 271-283. 1969.

El campo petrológicamente datado y radiométricamente por Pb/U, Sr/Rb y Ar/K, indican la existencia de dos superpuertas orogénesis en Paraiha Belt (S. E. Brasil, Stados de Río de Janeiro y Minas Gerais).

Las granulitas con bandas de la «serie Paraíba» representan sedimentos metamorfoseados durante la primera orogénesis datada alrededor de 2.000 millones de años.

Las mimagtitas y gneises graníticos de las sierras de Orgaos

son gneises sintectónicas con una orogenia datada en 620 ± 20 millones de años.

Resultados previamente publicados datan los últimos granitos en 540 ± 60 millones de años. Las pegmatitas de 464 ± 11 millones de años, y los más jóvenes acontecimientos parecen ser de la edad de la biotita, con 450 ± 30 millones de años. Estos son posteriores a los acontecimientos post-tectónicos y a la segunda orogénesis que es la última que se ha producido en la mencionada área.

Una diabasa joven es datada en 133 ± 6 millones de años. L. DE A.

J. MICHOT et S. DEUTSCH: *Les âgés U/Pb de zircons et le polyclisme des gneiss de Brest et des formations encaissantes (Bretagne)*, «Annales de la Société Géologique de Belgique», t. 92, págs. 263-269, 1969.

Los sistemas de U/Pb de los circones y monacitas de los micaesquistos del Conquet y de los gneises de Brest han sido afectados de diversas maneras en el curso de la orogénesis cadomiana y varística. El metamorfismo mesozonal sufrido por las rocas no resulta en una obliteración total del origen pentedrieno o anterior de estos minerales, como se evidenció en los cuarzofiladidos de Elorn. Estas acciones son marcadas por pérdidas de plomo y una recristalización parcial de los circones, como lo muestra la comparación de la morfología de estos minerales en diferentes rocas.

Un estudio geocronológico detallado queda por hacer para asegurar más sólidamente la interpretación esquistosa aquí de las edades U/Pb de circones en una región policíclica.

Destacan la analogía de sus conclusiones con la interpretación hecha por B. Grauert y A. Arnold (1968), de la edad U/Pb de los circones de las rocas de los Alpes Suizos en una zona policíclica de facies mesozonal.—L. DE A.

D. LEDENT, J. DELHAL et TRINQUARD: *Agés par la méthode Pb/U de granites "Eburneens" de Haute Volta; Comparaison avec des resultats obtenus par la methode Sr/Rb sur Roches totales et sur biotites*. «Annales de la Société Géologique de Belgique», t. 92, págs. 285-292, 1969.

Las edades obtenidas por Pb/U en los métodos circones para tres granitos del Volta Superior (previamente considerados como pre-Birrianos sintectónicos y post-tectónicos Birrianos), están comprendidas en la expresión 2135 ± 50 millones de años.

Parece ligeramente alto este resultado confirmado por los obtenidos por el método Rb/Sr.—L.

#### HIDROGEOLOGIA

MME. O. DELAROZIERE-BOUILLIN et J. MARGAT: *Etude Sommaire de la distribution des ressources en eau souterraine de la France. Rapport núm. 1. Esquisse d'une méthode*



*simplifiée pour évaluer et cartographier la distribution de l'écoulement souterrain et des réserves*, Department d'hydrogéologie du BRGM, 69 SGL 294 HYD, septembre 1969.

El Secretariado permanente para el estudio de los problemas de aguas francesas, ha encargado al BRGM proceder a un estudio sumario de la distribución geográfica de las reservas de aguas subterráneas del territorio, contribuyendo a los estudios con el fin de establecer un esquema de aprovechamiento para Francia. El objeto de este estudio es, sobre todo, de hacer aparecer los contrastes con las regiones donde se estudiaba de una manera semi-cuantitativa, y constituir una base de partida posible para estudios ulteriores más afinados.

Para realizar bien este estudio, conviene aplicar un método simplificado basado sobre la definición realizada de reservas de aguas subterráneas, concebidas como interdependientes de las reservas de aguas de superficie, y sobre un cierto número de convenciones a veces arbitrarias. El objeto esencial de este informe preliminar, es la definición de este método, donde el esquematismo es justificado por el objeto propuesto y la falta de tiempo.

Los datos hidrotrímétricos de los diez últimos años constituyen la base más sólida para el estudio de la escorrentía subterránea asimilada al conjunto global de las capas subterráneas de cada cuenca.

En segundo lugar se debe tener en cuenta las reservas que aseguran una regulación más o menos completa de las corrientes subterráneas y ofrecer una reserva temporal cuando su explotación sea posible y admitida en ciertos aspectos.

Para definir un método de evaluación de las corrientes subterráneas medias de las reservas, es por lo que se ha buscado e investigado la distribución geográfica y realizado su cartografía.

El trabajo comprende los siguientes capítulos: 1. Introducción y Objetivo del estudio. 2. Definición de las reservas de aguas subterráneas. 3. Método. 4. Recapitulación de las cartas proyectadas. 5. Conclusiones. 6. Ejemplo práctico de evaluación y de cartografía de la distribución de los datos de escurrimientos subterráneos naturales medios interanuales y a aplicación a la Cuenca de Lyon.—L. DE A.

#### LABOREO DE MINAS

PAUL PERROUD y al.: *Etude expérimentale des effets d'explosifs chimiques dans des sols: Cratères, tranchées et phénomènes associés*, CEA-R-3944, 122 págs., 1970.

Las cargas concentradas de explosivos químicos diversos de 1, 10, 50 y 250 kg. (son al máximo equivalente de 386 kilogramos de totalita o arcilla, a profundidades variables para estudiar las leyes de formación de los cráteres y sus fenómenos asociados.

Las dimensiones de los cráteres residuales se comparan con la ayuda de leyes de similitud clásica, a los resultados anteriores, tanto americanos como franceses.

Los fenómenos asociados como: levantamiento del suelo, deyecciones y caídas de materiales, onda de presión aérea, etcétera han sido objeto de estudios detallados.

Se han efectuado algunos tiros de cargas alineadas para el estudio de bancadas.—L. DE A.

#### MINERALOGIA

JOSÉ LÓPEZ RUIZ, PAUL BARTHOLOMÉ et PIERRE EVRARD: *La galenobismuthine dans les Skarns de Campiglia marittima, province de Livourne, Italie*, «Annales de la Société Géologique de Belgique», t. 92, págs. 397-406, 1969.

Un compuesto que responde aproximadamente a la fórmula  $PbBi_2S_4$  se identificó gracias a la microsonda en una muestra de Campiglia. Forma conjuntos que parecen estables con la ilvita, hedenbergita, fluorina, pirita, calcopirita y magnetita.—L. DE A.

#### PETROGRAFIA

RAFAELA MARFIL PÉREZ: *Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la cordillera Ibérica*, «Estudios Geológicos», vol. XXVI, págs. 113-161, julio 1970.

El autor pretender contribuir a un mejor conocimiento de los numerosos problemas que se plantean en el Keuper.

El principal objetivo es llegar a establecer condiciones ambientales de procedencia y evolutivas de los diversos materiales y posteriormente analizar la serie de procesos diagenéticos que han dado lugar a los minerales de autogénesis, algunos tan característicos como los «jacintos de compostela», «aragonitos» y «teruelitas».

Los datos suministrados por las diversas técnicas le han permitido delimitar condiciones sobre la evolución de la cuenca, así como de los distintos materiales de la misma, observándose una composición muy monótona a través de toda la cuenca, variando casi únicamente el grado de cristalización de los minerales arcillosos, que aumenta sensiblemente de W. a E., en cuyo sentido también aumentan los procesos diagenéticos.

Respecto a la génesis de los mencionados minerales arcillosos, deduce que las mayorías de las cloritas son neoformadas o el resultado de la recristalización de otras detríticas y alteradas, así como de micas en el mismo estado de alteración. La moscovita se puede considerar como detrítica y heredada, mientras que la illita parece ser un producto de transformación durante la diagénesis a expensas de moscovita y otros minerales arcillosos. La caolinita, al asociarse con los carbonatos autóctonos preponderantemente en el borde de la cuenca, denota el carácter detrítico.

El origen de los minerales autigénicos y su relación con los sedimentos en que se encuentran han sido objeto de un análisis detallado, el cual aporta datos muy interesantes sobre el ambiente de formación, habiéndose delimitado valores para

el pH, Eh y salinidad para la aparición de los mismos, resultando que la formación de estos minerales está regulada principalmente por los factores ambientales pH y salinidad.

JEAN BOULIN, DOLLY LEDENT y PAUL PASTEELS: *Repères géochronologiques dans les zones internes des cordillères Bétiques au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Espagne)*, «Annales de la Société Géologique de Belgique», t. 92, págs. 377-381, 1969.

Los autores han estudiado una serie de muestras de rocas cristalográficas tomadas del SW. de Sierra Nevada, en las zonas internas de las cordilleras Béticas, con el fin de aplicar la relación Rb/Sr para la determinación de las edades de las venidas cristalográficas sucesivas, donde un estudio petrográfico había revelado la existencia de estas rocas. Estas muestras provienen de los alrededores de la villa de Torrox, en el macizo de Vélez-Málaga. El conjunto en el cual han sido efectuados los pre-levantamientos es homogéneo desde el punto de vista petrográfico. Se encuentran en efecto micaesquistos, gneiss ojerosos y niveles de rocas leucócratas granitoides, donde la asociación presenta, sobre el terreno, los caracteres de migmatitas. Se trata de investigar la edad presumida antigua, herciniana, caledoniana u otra de la formación de éstas y de destacar así los efectos de recristalización alpina, seguramente sufridas por estas rocas hasta el Triás que corona la serie donde ella misma se recristaliza.

La determinación de la edad Rb/Sr del conjunto de cada una de las rocas de este sistema definen un isocronismo, con

una elevada discordancia en cuanto se refiere a las edades radiométricas del zircón. El metamorfismo pre-alpino puede ser caledoniano y también herciniano o cadomiano. Un isocronismo moscovita microclino del conjunto de la roca, indica  $0 \pm 1$  millón de años. El metamorfismo alpino parece haber sido muy intenso, y en cada caso haber ocurrido muy recientemente.—L. DE A.

#### QUIMICA MINERAL

JEAN-PIERRE BILLON: *Recherche des coefficients de correction permettant l'analyse quantitative par spectrométrie de masses Application à l'analyse d'impuretés dans l'uranium*, CEA-R-3883, 59 págs.

Después de mencionar algunos principios fundamentales por los que se rige la espectroscopía de masa con chispa, muestra el autor por medio de un cierto número de precauciones, la posibilidad de utilizar este método en análisis cuantitativo.

Admite que existe una relación constante en el tiempo entre la muestra sólida analizada y el haz iónico que emite, habiendo determinado el coeficiente de correcciones experimentales para las matrices de uranio. Los primeros resultados prácticos parecen estar de acuerdo con una teoría simple relativa al rendimiento e ionización en la fuente de chispa. Estudia la posibilidad de aplicar directamente los coeficientes teóricos así definidos, la investigación está hecha siempre sobre matrices de uranio.—L.

## Sección informativa de revistas

#### Publicaciones italianas

BULLETTINO DI GEIFISICA TEORICA ED APPLICATA. Publ. por el Osservatorio Sperimentale, Trieste, Italia.  
Vol. X, núm. 38, junio 1968.

E. Carabelli: *L'impiego del carotaggio sonico nell'esplorazione delle rocce di fondazione*.

E. Carabelli: *Circuiti per misure di paleomagnetismo delle rocce*.

E. Ecker: *The effect of the atmosphere on the theory of the levei ellipsoid*.

M. Fanelli y A. Lavenia: *Considerations on the radial heat flow from thermal line source*.

C. Gantar, M. Morelli y M. Pisani: *Information report on surface gravity and magnetic measurements with the ship "Bannock" in the Mediterranean Sea. 1965-1968, 5*.

Z. Krulc: *Einiges über die geoelektrischen Untersuchungen in der Blitzschutztechnik in Kroatien (Jugoslawien)*.

C. Morelli, S. Bellemo y G. Visintini: *Non-directional travel-time anomalies for european stations*.

BOLLETTINO DELLA SOCIETÀ PALEONTOLOGICA ITALIANA. Publ. por la Società Paleontologica Italiana, Modena.  
Vol. 1-5, 1968.  
Indice.

ATTI. Publ. por la Accademia Nazionale dei Lincei, Roma.  
Vol. XLIV, fasc. 3.º, marzo 1968.  
Vol. XLIV, fasc. 4.º, abril 1968.

BULLETIN VOLCANOLOGIQUE. Publ. por la Association Internationale de Volcanologie, Roma.  
Tomo XXXII, fasc. 1, 1968.

GIORNALE DI GEOLOGIA. Publ. por el Museo Geologico di Bologna, Bologna.  
Vol. XXXV, fasc. II, 1968.  
*Asamblea sobre la Estratigrafía del Neógeno mediterráneo*  
Vol. XXXV, fasc. III, 1968.  
*Asamblea sobre la Estratigrafía del Neógeno mediterráneo*.



**Publicaciones noruegas**

- ACTA POLYTECHNICA SCANDINAVICA. Publ. por Norges Teknisk Vitenskapsakademi, Trondheim.  
 Núm. 57, UDC 532, 542, 4, 1968.  
 C. D. Ghildyal y L. N. Persen: *On the turbulent swirling inlet flow in a circular pipe.*

**Publicaciones polacas**

- ROZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO. Publ. por la Sociedad Geológica de Polonia, Cracovia.  
 Tomo XXXVIII, año 1968, fasc. 1 (en polaco, res. en inglés o francés).  
 M. Ksiazkiewicz: *Sobre algunas huellas problemáticas en el flysch de los Cárpatos polacos.*  
 E. Morycowa: *Calizas exóticas de madreporarios en los alrededores del lago de Roznow.*  
 J. Kotlarczyk y F. Mitura: *Inoceramus boehmi Heinz de las capas de Inoceramus del manto de Skole en los alrededores de Rybotycze (Cárpatos de Przemysl).*  
 A. Jerzmanska y J. Kotlarczyk: *Conjuntos ictiofaunísticos en las capas de menilita de los Cárpatos como indicadores de ambiente sedimentario.*  
 L. R. Contescu: *Proflysch y Postflysch, dos formaciones geosinclinales sindiastróficas.*  
 R. Unrug: *La cordillera silesia como fuente de materiales clásicos de la arenisca del flych de Beskid Slaski y Beskid Wysoki (Cárpatos polacos occidentales).*

- ANNALES UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKLODOWSKA. Publ. por la Universidad María Curie-Sklodowska, Lublín.  
 Vol. XX, 1965 (en polaco, res. en ruso, alemán, inglés o francés).

- J. Morawski: *Característica de los zircones de las dunas de la cuenca de Chodel.*  
 J. Morawski: *Observaciones sobre la capacidad de resistencia y los tipos de granates en arenas de diversos medios de sedimentación.*  
 W. Maslowski y J. Trembaczowski: *Arenas de dunas del borde meridional del gran lago Kottlín en Mongolia Occidental.*  
 J. Wojtanowicz: *Las dunas entre los ríos San y Leg.*  
 J. Borowiec: *Chernozemas del altipais de Lublín. Parte I. Distribución y características generales.*  
 S. Nakonieczny, J. Pomian y R. Turski: *Suelos fósiles del grupo "terra calcis" de la meseta de Lublín.*  
 J. Borowiec y S. Nakonieczny: *Características de los sedimentos de aspecto de loess en la margen izquierda de la cuenca del río Wieprz.*  
 E. Michna: *El clima de Rzeszow (Características generales).*  
 B. Szalkiewiczówna: *Precipitación y drenaje en la meseta moldava.*

- T. Wilgat: *Carta hidrogeográfica de la voivodia de Lublín.*  
 K. Brynski: *La inundación en la voivodia de Lublín en la primavera de 1964.*  
 J. Karczmarz y J. Malicki: *Distribución de las especies menos conocidas de Charophyceas en Lublín.*

**Publicaciones portuguesas**

- COMUNICAÇÕES. Publ. por los Servicios Geológicos de Portugal, Lisboa.  
 Tomo LII, 1967.  
 Zbyszewski y otros: *Découverte de vertébrés fossiles dans le Miocène de la region de Leiria.*  
 Zbyszewski Georges: *Le mastodonte du "Pliocène" de Santarém.*  
 Kedves Mikl's y Diniz Filomena: *Quelques types de sporomorphes de sediments crétacés d'Aveiro, Portugal.*  
 Perdigo Jacinto Correia: *Descoberta de Mesodevónico em Portugal (Portalegre). Sobre o prolongamento e presumível idade de faixa com vegetais fósseis de Eiras Altas (Barrancos). Estudos geológicos na pedreira do Mestre André (Barrancos). Os graptolitos e fauna associada da regio de Portalegre.*  
 Georges Zbyszewsky y O. da Vega Ferreira: *Le Paléolithique des terrasses su Sorraia à l'Est de Benavente. Une nouvelle station paléolithique de style microlusitanien: le gisement du promontoire de Morro à l'ouest de Sesimbra.*  
 Fernando Cardoso d'Orey: *Tungsten-tin mineralization and paragenesis in the Panasqueira and Vale da Ermida mining district, Portugal.*  
 Francisco Gonçalves: *Subsidios para o conhecimento geológico do maciço eruptivo de Mochinque.*  
 René Mouterde: *Le Lias moyen de Sao Pedro de Muel (Portugal).*

- REVISTA DA FACULDADE DE ENGENHARIA. Publ. por la Universidad de Oporto, Portugal.  
 Vol. XXXIII, núm. 2, julio-diciembre 1968.  
 J. A. Mota Novais Barbosa: *A Camada Limite.*  
 Vol. XXXIII, núm. 1, enero-junio 1968.

- MEMORIAS. Publ. por el Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.  
 Núm. 13, 1967.  
 M. T. Antunes: *Um Mesosuquiano do Liásico de Tomar (Portugal). Considerações sobre a origem dos crocodilos.*

- SEPARATA. Publ. por Agronomía Lusitana, Alcobaca, Portugal.  
 Vol. XXIX, tomo IV, 1968.  
 Carta Litológica de Portugal, Escala 1:1.000.000.  
 L. F. Mendia de Castro: *Noticia explicativa.*



- REVISTA. Publ. por Estudos gerais Universitários de Moçambique, Lourenço Marques.  
 Vol. IV, serie IV, 1967.  
 G. Henriques da Silva: *Fosseis do Miocénico marinho das plantações Santiago (Magude).*  
 L. H. Carvalho: *Dadoxylon Nicoli Seward do Karroo de Tete.*  
 J. M. Correia Neves: *Beitrag zur Kenntnis der sauren Gesteine der Serra da Estrela (Portugal)*  
 Lucas, Darlindo B.: *Estudo de algumas formações costeiras do Sul da Save.*  
 F. Pina Mendes: *Facies xistosas de Mavita.*

- BOLETIM. Publ. por Serviços de Geologia e Minas, Angola, Portugal.  
 Núm. 15, enero a junio de 1967.  
 M. Nunes de Spusa: *Contribuição dos métodos geofísicos para a localização de mineralização de cobre na região de Serpa Pinto (Angola).*  
 G. Philipp e Brognon: *Possibilités pétrolières des îles S. Tomé et Príncipe.*  
 Núm. 16, julio-diciembre 1967.  
 J. M. da Motta Marques: *Contribuição para o estudo da hidrogeologia do Vale do Cavaco.*  
 A. M. Peres: *Novas ocorrências minerais em Angola.*  
 H. de Carvalho y M. Nunes de Sousa: *Ocorrências de águas sbterrâneas na região de Catuitui (Distrito de Moçamedes-Angola).*  
 J. M. de Motta Marques: *Noticia sobre a provincia hidrogeologica de Pereira d'Eça.*

**Publicaciones rumanas**

- REVUE ROMAINE DE GEOLOGIE, GEOPHYSIQUE ET GEOGRAPHIE. Publ. por L'Académie de la République Socialiste de Roumanie.  
 Tomo 12, núm. 1, 1968.  
 V. Ianovici, I. Maldarescu y otros: *Quelques particularités concernant les teneurs en certains éléments-traces dans les volcanites des Carpates Orientales.*  
 K. Pavelescu: *Contribution to the study of chloritoids in the Tulisa Series (Southern Carpathians).*  
 M. Dessila-Codarcea: *Sur la representation des terrains cristallophylliens de la Roumanie sur la carte géologique de l'Europe.*  
 G. Gioffica: *Métallogenèse associée aux magmatites alpines des Carpates roumaines.*  
 L. Pavelescu: *Contribution to study of isortoses in the Southern Carpathians.*  
 M. Dessila-Codarcea: *Discussions sur les possibilités de représentation des processus de métamorphisme regional sur les cartes du métamorphisme.*  
 L. Pavelescu: *Contribution to the study of chromiferous diopsides and other minerals of the periodotitic rocks from Coasta lui Rusu (Southern Carpathians).*

- M. Muresan: *The tectonic structure of the zone of the Eastern Carpathians of the crystalline-mesozoic zone in the Eastern Carpathians.*  
 M. G. Filipescu: *Phénomènes de radiation dans les restes fossiles de certains animaux (Note préliminaire).*  
 M. G. Filipescu: *Dépôts silicieux organiques dans les Carpates et les Subcarpates; considérations sur les conditions de développement des organismes silicieux.*  
 L. R. Contescu: *Le flysch crétacé de la partie septentrionale des monts Baraolt.*  
 M. Dumitriu y C. Dumitriu: *The statistical model of the black shales furrow-Eastern Carpathians.*  
 Gh. Popescu: *Mississippina neagui n. sp. des dépôts tortoniens du couloir de Mures.*  
 Ion al Maxftin: *Un ouvrage toujours actuelle: Geologie Siebenbürgens, par Fr. Hauer et G. Stache.*

**Publicaciones soviéticas**

- LITOLOGIYA Y POLEZNUYE ISKOPAEMUYE. Publ. por la Academia de Ciencias de la U. R. S. S., Moscú.  
 Año 1968, núm. 1, enero-febrero (en ruso).  
 V. F. Sevastyanov: *Redistribución de elementos químicos por procesos de oxidación-reducción en sedimentos del mar Mediterráneo.*  
 A. P. Juze: *Diatomeas ancianas y rocas de diatomeas de la cuenca del Océano Pacífico.*  
 M. P. Fiveg, y N. I. Banera: *Paleogeografía de la acumulación salina de Kungursk, en la parte oriental de la plataforma rusa y la depresión preuraliana.*  
 V. N. Grigoryev: *Génesis de las rocas bauxíticas de la formación bashkira superior del Asia Central.*  
 V. S. Pcpov: *Formación halógena del Jurásico Superior de las cuencas marinas intracontinentales generatrices de sales en el Asia Central.*  
 M. G. Valyashko: *Análisis fisicoquímico de los procesos de lixiviación de rocas potásicas complejas.*  
 I. M. Simanovich: *Deformación plástica y friable del cuarzo en las areniscas cuarcíticas de Shoksha (Carelia).*  
 V. A. Sevastyanov y V. V. Vlasov: *Formación de origen volcánico en los sedimentos terrígenos del Devoniano de la cuenca de Kirov-Kajimov.*  
 N. M. Baranova y V. J. Gevorkyan: *Manganosideritas del Oligoceno del Sur de Ucrania.*  
 D. P. Bobrovnik y V. A. Jmelevskiy: *Rocas sedimentarias manganocarbonatadas tortonienses del borde sudoccidental de la plataforma rusa y sus condiciones de formación.*  
 Año 1968, núm. 2, marzo-abril (en ruso).  
 E. M. Emelyanov: *Mineralogía de la fracción arenoso-limonítica de los sedimentos recientes del mar Mediterráneo.*  
 V. N. Grigoryev y otros: *Ideas concretas sobre las bauxitas del Ural septentrional y Asia central.*  
 B. F. Gorbachev, Y K. Krulyov: *Sobre el problema del origen de las bauxitas del Timán meridional.*  
 A. S. Mijaylov: *Grado de saturación de las aguas de mar por los fosfatos según datos de cálculos fisicoquímicos.*



## Publicaciones suecas

ACTA PHYTOGEOGRAPHICA SUECICA. Publ. por Svenska Växtgeografiska Sällskapet. Uppsala.  
Núm. 55, 1968.

L.-K. Königsson: *The Holocene History of the Great Alvar of Oland.*

STOCKHOLM CONTRIBUTIONS IN GEOLOGY. Publ. por la Universidad de Estocolmo.

Vol. XVI, 1968.

A. Skarby: *Extratropopollenites (Pflug) emend. from the Upper Cretaceous of Scania, Sweden.*

Vol. XVII, 1968.

F. Adamczak: *Paleocopa and Platycopa (Ostracoda) from Middle Devonian rocks in the Holy Cross Mountains, Poland.*

GEOLOGISKA FÖRENINGENS FÖRHANDLINGAR. Publ. por la Sociedad Geológica, Estocolmo, Suecia.

Vol. 90, parte 2, núm. 533, junio 1968.

D. R. Bowes: *The absolute time scale and the subdivision of Precambrian rocks in Scotland.*

G. Gillberg: *Lithological distribution and homogeneity of glaciofluvial material.*

H. G. Johansson: *Striae and fabric analyses in a moraine exposure in Västerbotten, N. Sweden.*

P. Jørgensen: *Infrared study of water adsorbed on Wyoming bentonite.*

G. Kjellström: *Remarks on the chemistry and ultrastructure of the cell wall of some Paleozoic Leiospheres.*

B. Newman: *Two new species of Upper Ordovician rugose corals from Sweden.*

E. Vessby: *On the acid volcanics and the ore formation in the Skellefte district, Northern Sweden.*

A. Martinsson: *An Appalachian species of the silurian ostracode genus Craspedobolbina.*

Vol. 90, núm. 534, Parte 3.

Septiembre 1968.

O. Dahl: *Hydrothermal studies of garnet-mica equilibria in the system  $3(FeO, MnO)-2Al_2O_3-12SiO_2-K_2O-H_2O$ .*

N. Edelman: *An attempted classification of pegmatite structures.*

M. Fries: *Organic sediments and radiocarbon dates from crater lakes in the Azores.*

W. Gross: *Die Agnathen-Fauna der silurischen Halla-Schichten Gotlands.*

H. Hübner: *Die Mineralparagenesen von Blyberg, Mittelschweden.*

Olsson y otros: *Further investigations of storing and treatment of Foraminifera and molluscs for  $C^{14}$  dating.*

S. W. Platau: *On the petrophysical properties of granitic rocks.*

P. Thorslund: *The Ordovician-Silurian boundary below Gotland.*

Vol. 90, núm. 535, Parte 4.

Diciembre 1968.

J. Bergström: *Eolimulus, a Lower Cambrian xiphosurid from Sweden.*

A. J. Budding: *Alkali feldspars from gneisses and granites of the Västervik area.*

J. D. Cornwell: *Precambrian rocks from the Tärändö district, Northern Sweden.*

T. Nilsson: *Pollenanalytische Datierung der Pfeilfunde aus Loshult im nördlichsten Schonen.*

E. Welin: *Radiaktiv datering med rubidium-strontium metoden.*

A. Martinsson: *The Ordovician-Silurian hiatus below Gotland.*

## Publicaciones suizas

REVUE DE MICROPALÉONTOLOGIE. Publ. por el Institut de Géologie de l'Université de Fribourg, Suiza.

Num. 2, septiembre 1966.

Michèle Caron: *Globotruncanidae du Crétacé Supérieur du synclinal de la Gruyère (Préalpes Médiannes, Suisse).*

## Publicaciones canadienses

PAPER. Publ. por el Geological Survey of Canada, Ottawa.

Núm. 67-27, part. II, 1968.

J. Wm. Kerr: *Stratigraphy of central and eastern Ellesmere Island, Arctic Canada. Part II: Ordovician.*

Núm. 67-42, 1968.

J. W. H. Monger: *Early Tertiary stratified rocks, Greenwood map-area (82 E/2).*

Núm. 67-48, 1968.

H. S. Bostock: *A catalogue of selected airphotographs.*

Núm. 67-51, 1968.

A. P. Sabina: *Rocks and minerals for the collector.*

Núm. 67-53, 1968.

A. W. Norris: *Reconnaissance devonnanian stratigraphy of northern Yukon territory and northwestern district of Mackenzie.*

Núm. 67-54, 1968.

J. A. Jeletzky y H. W. Tipper: *Upper Jurassic and Cretaceous rocks of Taseko Lakes map-area and their bearing on the geological history of southwestern British Columbia.*

Núm. 67-60, 1968.

B. V. Sanford y otros: *Geology of the Hudson Bay lowlands (operation Winisk).*

A. W. Norris y otros: *Bibliography on Hudson Bay Lowlands.*

Núm. 67-62, 1968.

I. M. Stevenson: *Geology of Lac Joseph map-area (23A), Newfoundland and Quebec.*

Núm. 67-63, 1968.

E. J. Irish y C. J. Haverd: *The Whitemud and Battle formations ("Kneehills tuff zone"). A stratigraphic marker.*

Núm. 67-65, 1968.

D. W. Gibson: *Triassic stratigraphy between the Athabasca and Smoky Rivers of Alberta.*

Núm. 67-67, 1968.

N. W. Rutter: *A method for predicting soil erosion in the Rocky Mountain Forest Reserve, Alberta.*

Núm. 68-1, parte B, 1968.

*Report of activities. November 1967 to March 1968.*

Núm. 68-3, 1968.

D. Snowden: *Index of publications of the Geological survey of Canada.*

Núm. 68-4, 1968.

D. Snowden: *Abstracts of publications in scientific journals by officers of the Geological Survey of Canada, April 1967 to March 1968.*

Núm. 68-11, 1968.

D. W. Gibson: *Triassic stratigraphy between Athabasca and Brazeau rivers of Alberta.*

Núm. 68-14, 1968.

D. F. Stott: *Cretaceous stratigraphy between Tetsa and La Biche Rivers, Northeastern British Columbia.*

Núm. 68-15, 1968.

E. W. Namber, G. C. Taylor y R. M. Procter: *Carboniferous and Permian stratigraphy of northeastern British Columbia.*

Núm. 68-23, 1968.

J. Terasmae: *Some problems of the Quaternary palynology in the Western Mainland region of the Canadian Arctic.*

Núm. 68-32, 1968.

F. Aumento, D. E. Lawrence y A. G. Plant: *The ferromanganese pavement on San Pablo Seamount.*

Núm. 68-42, 1968.

P. F. Hoffman: *Stratigraphy of the Lower Proterozoic (Aphebian), Great Slave supergroup, East Arm of Great Slave Lake, district of Mackenzie.*

Núm. 68-44, 1968.

B. K. Bhattacharyya: *Analysis of aeromagnetic data over the Arctic islands and continental shelf of Canada.*

Núm. 68-54, 1968.

J. F. Henderson: *Current research in the geological sciences in Canada. 1967-68.*

Núm. 68-60, 1968.

K. B. S. Burke: *A seismic study of the surficial deposits in the Stenen area, Saskatchewan.*

Núm. 67-10, 1969.

H. Fربول, H. W. Tipper y J. A. Coares: *Toarcian and Bajocian rocks and guide ammonites from southwestern British Columbia.*

Núm. 67-69, 1969.

I. M. Stevenson: *Lac Brulé and Winokapau Lake map-areas, Newfoundland and Quebec (13D, 13E).*

Núm. 68-6, 1969.

J. S. Scott y D. A. St. Onge: *Guide to the description to till.*

Núm. 68-12, 1969.

G. C. Taylor y D. F. Stott: *Maxhamish Lake, British Columbia (94-0).*

Núm. 68-13, 1969.

G. C. Taylor y D. F. Stott: *Fort Nelson British Columbia (94J).*

Núm. 68-16, 1969.

D. F. Stott: *Ellef Ringnes Island, Canadian Arctic Archipelago.*

Núm. 68-18, 1969.

E. W. Bamber y M. S. Barss: *Stratigraphy and palynology of a Permian section, Tatonduk River, Yukon territory.*

Núm. 68-12, 1969.

W. Dyck: *Radon determination apparatus for geochemical prospecting for uranium.*

Núm. 68-27, 1969.

C. J. Yorath, H. R. Balkwill y R. W. Klassen: *Geology of the eastern part of the northern interior and arctic coastal plains, Northwest Territories.*

Núm. 68-33, 1969.

H. W. Tipper: *Mesozoic and cenozoic geology of the northeast part of Mount Waddington map area (92-N), Coast district, British Columbia.*

Núm. 68-58, 1969.

R. W. Boyle: *Elemental associations in mineral deposits and indicator elements of interest in geochemical prospecting.*

Núm. 68-62, 1969.

A. Laroche y G. W. Pearce: *A possible source of error in determining the remanent magnetization of cylindrical rock specimens with a biastatic magnetometer.*

Núm. 68-65, 1969.

H. M. A. Rice: *An Antlion (Neuroptera) and a Stonefly (Plecoptera) of Cretaceous age from Labrador, Newfoundland.*

Núm. 68-66, 1969.

L. Usik: *Review of geochemical and geobotanical prospecting methods in Peatland.*

Núm. 68-70, 1969.

R. Mulligan: *Metallogeny of the adjacent to the Northern part of the Cassiar batholith, Yukon territory and British Columbia.*

Núm. 68-72, 1969.

D. T. A. Symons: *Geological implications of paleomagnetic studies in the Bella Coola and Laredo Sound map-areas, British Columbia.*

Núm. 69-16, 1969.

B. L. Marnett y H. Gabrielse: *Foraminiferal zonation and stratigraphic of the type section of the Nizi formation (Carboniferous system, Chesteran stage), British Columbia.*

Núm. 141, 1966.

J. F. Henderson y I. C. Brown: *Geology and structure of the Yellowknife Greenstone Belt, District of Mackenzie.*

Núm. 152, 1968.

D. F. Stott: *Lower Cretaceous Bullhead and Fort St. John groups, between Smoky and Peace Rivers, Rocky Mountain foothills, Alberta and British Columbia.*

BULLETIN. Publ. por el Geological Survey of Canada, Department of Mines and Technical Surveys, Ottawa.

Núm. 141, 1966.

J. F. Henderson y I. C. Brown: *Geology and structure of the Yellowknife Greenstone Belt, District of Mackenzie.*

Núm. 152, 1968.

D. F. Stott: *Lower Cretaceous Bullhead and Fort St. John groups, between Smoky and Peace Rivers, Rocky Mountain foothills, Alberta and British Columbia.*



- Núm. 154, 1967.  
R. J. Fulton: *Deglaciation studies in Kamloops region, an area of moderate relief, British Columbia.*  
Núm. 159, 1968.  
R. Kretz: *Study of pegmatite bodies enclosing rocks, Yellowknife-Beaulieu region, district of Mackenzie.*  
Núm. 160, 1968.  
R. W. Boyle: *The geochemistry of silver and its deposits.*  
Núm. 162, 1968.  
R. A. Roach y S. Duffell: *The piroxene granulites of the Mount Wright map-area, Quebec-Newfoundland.*  
Núm. 164, 1968.  
R. H. Flower: *Silurian cephalopods of James Bay lowland, with a revision of the family Narthecoceratidae.*  
Núm. 165, 1968.  
*Contribution to Canadian Palaeontology.*  
J. A. Lagault: Part 1. *Conodonts and fish remains from the Stonehouse Formation, Arisaig, Nova Scotia.*  
D. L. Dineley: Part 1. *Osteostraci from Somerset Island.*  
H. Jessem: Part 3. *A Devonian osteolepidid fish from British Columbia.*

- ECONOMIC GEOLOGY REPORT. Publ. por el Geological Survey of Canada, Ottawa.  
Núm. 23, 1968.  
R. Mulligan: *Geology of Canadian beryllium deposits.*  
Núm. 24, 1967.  
*Groundwater in Canada.*

- LE NATURALISTE CANADIEN. Publ. por la Universidad Laval, Quebec, Canadá.  
Vol. 95, núm. 2, marzo-abril 1968.  
B. Bernier y J. L. Carrier: *Etude sur l'extraction du fer et de l'aluminium libres dans les sols podsolisés.*  
Vol. 96, núm. 3, mayo-junio 1969.  
Y. Pageau: *Nouvelle faune ichthyologique du dévonien moyen dans les grès de Gaspé (Quebec). II. Morphologie et systématique. Première section: A) Euryptérides. B) Osteodermes. C) Acanthodiens et Sélaciens.*  
Vol. 96, núm. 4, julio-agosto 1969.

- ETUDE. Publ. por la Commission Géologique du Canada, Ottawa.  
Núm. 69-58, 1968.  
A. Larochelle: *L'application de la statistique au paléomagnétisme.*

- T. E. Bolton: *Catalogue of type invertebrate fossils of the Geological Survey of Canada.*  
Publ. por el Departamento de Energía, Minas y Recursos, Canada, Ottawa.

### Publicaciones africanas

- JOURNAL OF GEOLOGY. Publ. por la Sociedad Geológica de Egipto, El Cairo.  
Vol. VII, núm. 2, 1963.  
M. Lotfi: *The geology of Port Sudan area.*  
M. Lotfi: *The geology of a part of Western Darfur.*  
Y. Anwar y otros: *Comparative geochemical studies on three Egyptian composite phosphate samples.*  
Vol. VIII, núm. 1, 1964.  
E. M. Khaity y otros: *Analysis and composition of Egyptian ilmenite from ores Abu Ghalaga and Rosetta. Geochemistry of some Egyptian phosphate deposits.*  
M. M. El Shazly y otros: *Lithology of the Neogene and Post Neogene sediments of Mersa Matruh Arwa.*  
I. Costea: *Note on the microfauna of paleocene sediments in Egypt.*  
Vol. VIII, núm. 2, 1964.  
M. L. Kabesh: *Classification of the mineral deposits on the Sudan.*  
Talaat M. Abd. El-Razik: *Studies on the geology and iron ore deposits of Radjou and Wadi El Nashab area, Syria.*  
Z. M. Zaghoul y B. Mabrouk: *On uranium in Dakhla and Mahamid phosphate deposits.*  
Y. M. Anwar: *Note on the occurrence of copper minerals at Ras Benas, Eastern Desert.*  
Vol. IX, núm. 1, 1965.  
M. Ezzeldin y L. A. Mohsen: *Secondary copper minerals from West Central Sinai.*  
H. A. Hussein y otros: *Radioactivity of some accessory minerals specially zircon in some Egyptian granites and pegmatites.*  
Z. M. Zaghoul y K. E. Kamel: *The mineralogical and petrographical features of monazite from the black sands of Rosetta.*  
R. M. Ezzat: *The use of regulated directional reception (RDR) in area of complicated seismic geological conditions.*  
Vol. IX, núm. 2, 1965.  
E. M. El Shzly y otros: *Contributions to the geology and mineralisation at Abu Swayel area, Eastern Desert, part 1. Geology of Abu Swayel area.*  
A. T. Hussein y otros: *The constitution and characteristics of Aswan clay.*  
M. G. Barakat y otros: *Geological results of the Assiut-Kharga well.*  
Z. M. Zaghoul y T. A. Asswad: *Note on surface Miocene anhydrite of Belayim East oilfield, Gulf of Suez.*

- ANNALS OF THE GEOLOGICAL SURVEY. Publ. por el Department of Mines, Republic of South Africa.  
Vol. 4, 1965.  
J. N. J. Visser: *Gletservloer in die Pakhuisberge, Distrik Clanwilliam.*  
J. A. H. Marais y M. R. Jonson: *Thicknesses of the Cape and Karroo systems in the Eastern Cape.*

- E. J. H. F. Rouffaer: *Structural aspects of the Flagstone deposits in the vicinity of Lekkersing Namaqualand district.*  
W. C. J. van Rensburg: *The geology of the Dwars River fragment, Lydenburg District, Transvaal.*  
E. S. I. Hamerbec: *Intrusion of alkali rocks along the Steelpoor River, Eastern Bushveld Complex, Transvaal.*  
A. J. Burger, P. J. Hugo y F. W. E. Strelow: *Radiometric dating of certain pegmatites in the Kenhard and Gordon Districts, Cape Province.*  
J. W. von Backström: *Deuteric alteration in the charnockitic adamellite-porphry of the Northwest Cape Province.*  
W. C. J. van Rensburg: *Magnetic chromitite of the Bushveld Complex.*  
W. C. J. van Rensburg: *The mineralogy of the titaniferous magnetite and associated sulphides on Kennedy's Vale 361 KT, Lydenburg District, Transvaal.*  
W. C. J. van Rensburg: *Determination of the optical properties of orthorhombic opaque minerals.*  
H. Krupar y W. C. J. van Rensburg: *The chromitite deposits at Nietverdiend, Marico District, Transvaal.*  
L. E. Kent y J. F. Enslin: *Ground water prospecting methods used in the Republic of South Africa.*  
E. C. N. van Hoepen: *New and little known Zululand and Pondoland Ammonites.*  
E. C. N. van Hoepen: *New Ammonites from Zululand.*

- BULLETIN. Publ. por el Geological Survey, Department of Mines, República de Suráfrica.  
Núm. 49, 1967.  
P. J. Hugo, R. F. Bouwer y otros: *Surface radiometric surveys in the Republic of South Africa.*  
Núm. 50, 1968.  
J. R. Vegter y G. J. Ellis: *Selection of bore-hole sites for water on the Ecca series and associated dolerite of the Southern Transvaal.*

- PAPER. Publ. por el Servicio Geológico de la R. A. U., El Cairo.  
Núm. 44, 1967.  
M. H. Hermina: *Geology of the North-Western approaches of Kharga.*  
Núm. 45, 1967.  
A. M. Abdallah: *Stratigraphy and structure of a portion in the North-Western Desert of Egypt, U. A. R.*

- MINES ET GEOLOGIE. Publ. por la Direction des Mines et de la Geologie, Rabat, Marruecos.  
Núm. 24, 2.º semestre, 1966.  
A. Bencheqroun: *L'activité minière au Maroc en 1965.*  
A. Amberger: *Recherche de gisements cachés de plomb et zinc.*  
A. Amberger: *Le projet Rekkame.*

- A. Jeanne y A. Milliès-Lacroix: *Développement de la géologie aux travaux de l'ingénieur.*  
J. Agard, R. Chatenet y J. P. Mazeas: *Prospection au bérylliomètre.*  
M. Nataf: *Évaluation des besoins en substances minérales a usages industriels.*  
A. Boujo: *Le service d'études des gisements de l'Office Chérifien de Phosphates.*  
Núm. 26, 1968.  
M. Saadi: *Les gisements de cuivre au Maroc, principaux résultats de recherches depuis les origines.*

- NOTES ET MEMOIRES DU SERVICE GEOLOGIQUE. Publ. por Editions du Service Geologique du Maroc, Rabat.  
Núm. 186 bis, 1967.  
G. Chapond & J. P. Ichter: *Mémoire explicatif de la Carte Géotechnique de Fès. Introduction géographique.*  
M. Humbert: *Géologie et morphologie.*  
G. Chapond: *Hydrogéologie.*  
P. Stahl: *Séismicité de la région de Fès et protection parasismique.*  
J. Delarue & Humbert: *Etude Géotechnique.*  
G. Bryssine: *Commentaries de l'esquisse pédologique de la région de Fès.*  
Núm. 200, 1967.  
G. Choubert & A. Faure Muret: *Etudes sur les Jurassiques du Moyen Atlas (Maroc). La Jurassique de la région d'El Mers-Skoura (Moyen Atlas).*  
D. Mongin: *Les mollusques du Bathonien saumâtre du Moyen Atlas.*  
Núm. 209, 1967.  
L. Hottinger: *Foraminifères du Mésozoïque marocain.*

- LES MONTAGNES DU RIF CENTRAL. Publ. por el Instituto Científico Chérifiano, Rabat, Marruecos.  
1968.  
G. Maurer: *Etude Géomorphologique.*

### Publicaciones coreanas

- JOURNAL. Publ. por la Geological Society of Korea.  
Vol. 3, núm. 2, junio 1967.  
Ki Hong Chang: *Sedimentary environments and stratigraphic relations of the Silra conglomerate tongue.*  
Hyung Shik Kim: *Formation of the perthite in the syenite at the Yangyang mining district.*  
Vol. 4, núm. 1, mayo 1968.  
J. T. Callahan y otros: *Summary report on the groundwater resources of the Anyang Chon basin.*  
Chang Hi Cheong: *Mikrostyloliten in dem Gungwonri Ryolith, Jeonranamdo, Korea.*  
Bong Kyun Kim y Yong Ahn Park: *Outlines of geology of the Kanghwa island.*



## PREMIO DE PERIODISMO

# “SANTA BARBARA”

CONVOCATORIA PARA 1970

El INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA convoca el premio “SANTA BARBARA” para 1970, con el objeto de galardonar a los escritores y periodistas que mejor hayan divulgado y valorado en la prensa, radio y televisión, de lengua española, la importancia de LA GEOLOGIA Y LAS AGUAS SUBTERRANEAS.

El premio estará dotado con 100.000 pesetas.

Para optar al premio se precisa que el trabajo se haya publicado, radiado o televisado, durante el año en curso.

Quedan excluidas entre las revistas, aquellas que sean técnicas y entre los autores quienes pertenezcan al IGME.

Los aspirantes al premio deberán presentar por triplicado el correspondiente artículo, impreso, en cinta grabada o en película cinematográfica, en el Instituto Geológico y Minero de España, antes del 31 de enero de 1971.

La decisión del Jurado es inapelable, pudiendo declarar desierto el premio, y sus decisiones se dan por aceptadas por cuantos se presenten al concurso.

El fallo tendrá lugar dentro del primer trimestre del año 1971.

Ríos Rosas, 23

MADRID-3



## ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS

Sondeos hasta 1.500 mm. de diámetro y profundidades de 300 mts.

Sondas de circulación directa e inversa.

Filtros especiales que garantizan el agua limpia de arena.

Instalaciones completas de pozos y bombas sumergibles.

Equipos propios de aforo y limpieza.

Reacondicionamiento de pozos arenados.

Testificación eléctrica (PS y Resistividad).

Acidificaciones.

## AGUA Y SUELO, S. A.

Doctor Fleming, 3-5.º piso

Teléfonos: 457 42 58-62-66, 457 02 30 y 250 27 72

MADRID-16

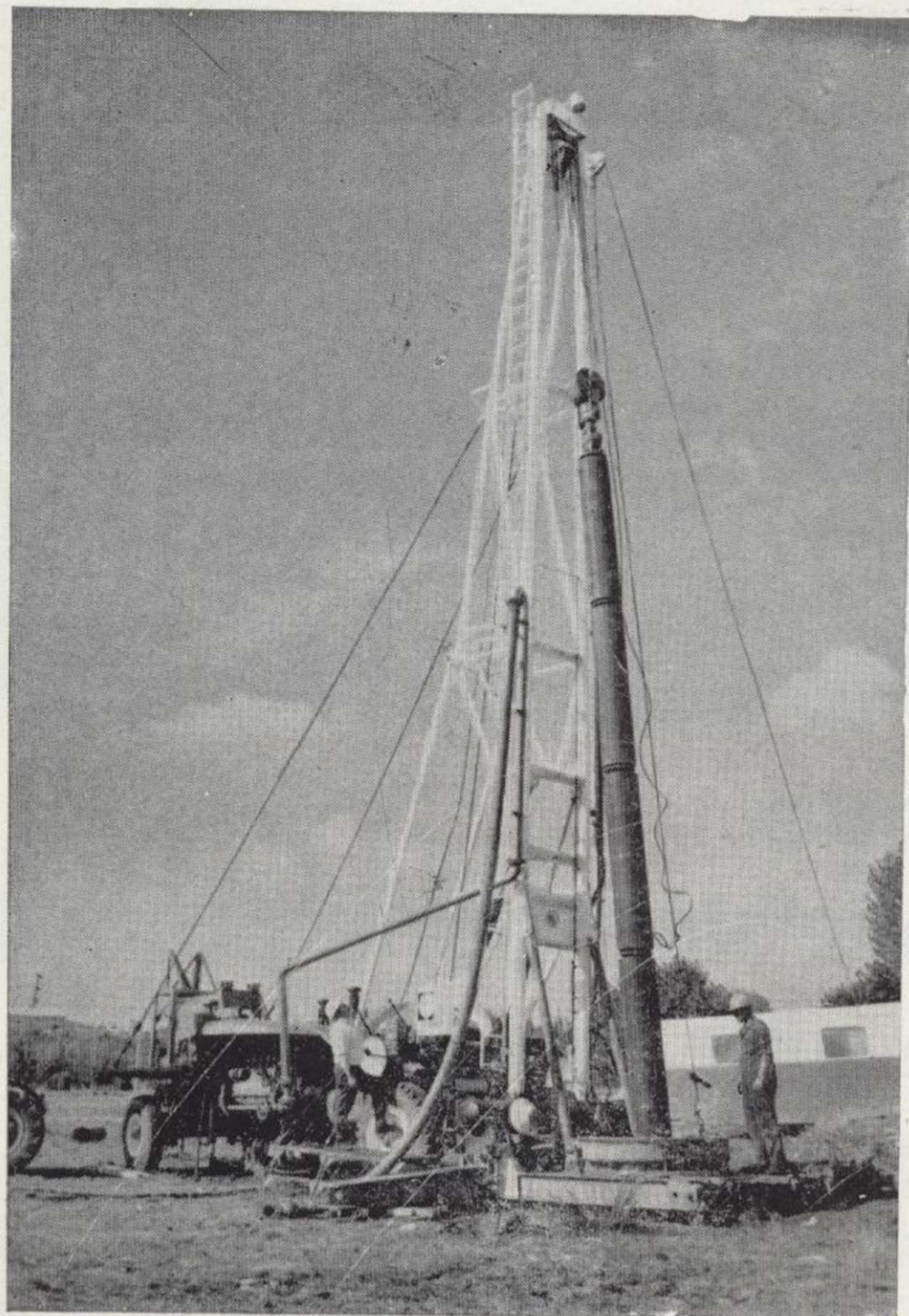
## SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

Sondas LONGYEAR con equipos de perforación «Wire-Line System».

Testiguo continuo en diámetros de 36 mm. a 143 mm. Sacamuestras especiales a percusión.

Medidores de inclinación y acimut, tipos Single Shot y Multi Shot.





## ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS

Sondeos hasta 1.500 mm. de diámetro y profundidades de 300 mts.

Sondas de circulación directa e inversa.

Filtros especiales que garantizan el agua limpia de arena.

Instalaciones completas de pozos y bombas sumergibles.

Equipos propios de aforo y limpieza.

Reacondicionamiento de pozos arenados.

Testificación eléctrica (PS y Resistividad).

Acidificaciones.

# AGUA Y SUELO, S. A.

Doctor Fleming, 3-5.º piso

Teléfonos: 457 42 58-62-66, 457 02 30 y 250 27 72

MADRID - 16

## SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

Sondas LONGYEAR con equipos de perforación «Wire-Line System».

Testiguo continuo en diámetros de 36 mm. a 143 mm. Sacamuestras especiales a percusión.

Medidores de inclinación y acimut, tipos Single Shot y Multi Shot.



# PUBLICACIONES ULTIMAMENTE EDITADAS POR EL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

## MAPA GEOLOGICO NACIONAL, Escala 1:50.000

Hoja y Memoria N.º 501, Fuente de S. Esteban.

Hoja y Memoria N.º 502, Matilla de los Caños del Río.

Hoja y Memoria N.º 503, Las Veguillas.

## MAPA GEOLOGICO NACIONAL, Escala 1:400.000

Hoja N.º 1-2 (Norte de Galicia)..... 200 ptas.

## MEMORIAS DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Tomo 74.

«Bibliografía Geológico-Minera de la Provincia de Córdoba», por R. Hernando de Luna. 300 ptas.

Tomo 75.

«El Cámbrico de España», por F. Lotze..... 300 ptas.

## EN PRENSA

## MAPA GEOLOGICO NACIONAL, Escala 1:50.000

Hoja y Memoria N.º 31, Ribadesella.

Hoja y Memoria N.º 54, Rioseco.

Hoja y Memoria N.º 79, La Puebla de Lillo.

## MAPA GEOLOGICO PROVINCIAL, Escala 1:200.000

Cáceres.

Madrid (con Memoria).

## MEMORIAS DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Tomo 76.—Guía Geológico-Minera de la Provincia de Madrid (con mapa provincial, Escala 1:200.000)

Tomo 77.—Estudio Geológico de la Provincia de Guipúzcoa (con mapa provincial, Escala 1:50.000)

Tomo 78.—Estudio Geológico de la Provincia de Alava (con mapa provincial, Escala 1:50.000)

Tomo 79.—Sobre la geología de la Provincia piritífera de SO de la Península Ibérica.

# Para arrancar más de 5 millones de m<sup>3</sup>.

## DE GRANITO DURO HIZO FALTA EL EQUIPO GARDNER-DENVER

Este trabajo excepcional ocupó 10 equipos de perforación Gardner-Denver durante año y medio, perforando barrenos de 75 a 125 mm. Fue necesario mover más de 80 mts. de la antigua presa para hacer sitio a la nueva gran presa Coulee en el Estado de Washington. Se arrancaron más de 220.000 m<sup>3</sup> por mes.

El hecho de que el trabajo fuese asignado a los equipos de perforación Gardner-Denver habla por sí mismo. ¿Qué

mejor evidencia que la eficiencia y disponibilidad probada en miles de trabajos en todo el mundo?

Cuando hay un problema de perforación nunca hay error al elegir los equipos de Gardner-Denver.

Consulte a un especialista de perforación Gardner-Denver o escribanos solicitando información sobre los equipos de aire comprimido y perforación.

# GARDNER-DENVER

Con experiencia desde 1859



Distribuidor exclusivo para España:

**TECNIX, S.A.**

Guzmán el Bueno, 121  
Edificio Germania, 7.º B  
MADRID-3  
Teléf. 234 74 00





# Para arrancar más de 5 millones de m<sup>3</sup>.

## DE GRANITO DURO HIZO FALTA EL EQUIPO GARDNER-DENVER

Este trabajo excepcional ocupó 10 equipos de perforación Gardner-Denver durante año y medio, perforando barrenos de 75 a 125 mm. Fue necesario mover más de 80 mts. de la antigua presa para hacer sitio a la nueva gran presa Coulee en el Estado de Washington. Se arrancaron más de 220.000 m<sup>3</sup> por mes.

El hecho de que el trabajo fuese asignado a los equipos de perforación Gardner-Denver habla por sí mismo. ¿Qué

mejor evidencia que la eficiencia y disponibilidad probada en miles de trabajos en todo el mundo?

Cuando hay un problema de perforación nunca hay error al elegir los equipos de Gardner-Denver.

Consulte a un especialista de perforación Gardner-Denver o escribanos solicitando información sobre los equipos de aire comprimido y perforación.

# GARDNER-DENVER

Con experiencia desde 1859



Distribuidor exclusivo para España:

**TECNIX, S.A.**

Guzmán el Bueno, 121  
Edificio Germania, 7.º B  
MADRID-3  
Teléf. 234 74 00



CIMENTACIONES ESPECIALES S. A.

PROCEDIMIENTOS

**RODIO**

- HIDROGEOLOGIA
- SONDEOS MINEROS
- SONDEOS GEOTECNICOS

OFICINA CENTRAL: MADRID 16 AV. GENERALISIMO, 20-Teléfono 262 46 10  
Telegramas PROCERODIO  
Telex 22.604 RODIOe

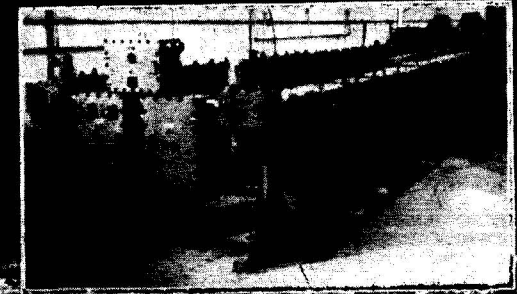
**INSTITUTO  
GEOLOGICO  
y MINERO**

Ríos Rosas, 23

Teléfono 253 46 05

MADRID - 3

APARATURA ANTIDEFLAGRANTE PARA AMBIENTES  
EXPLOSIVOS



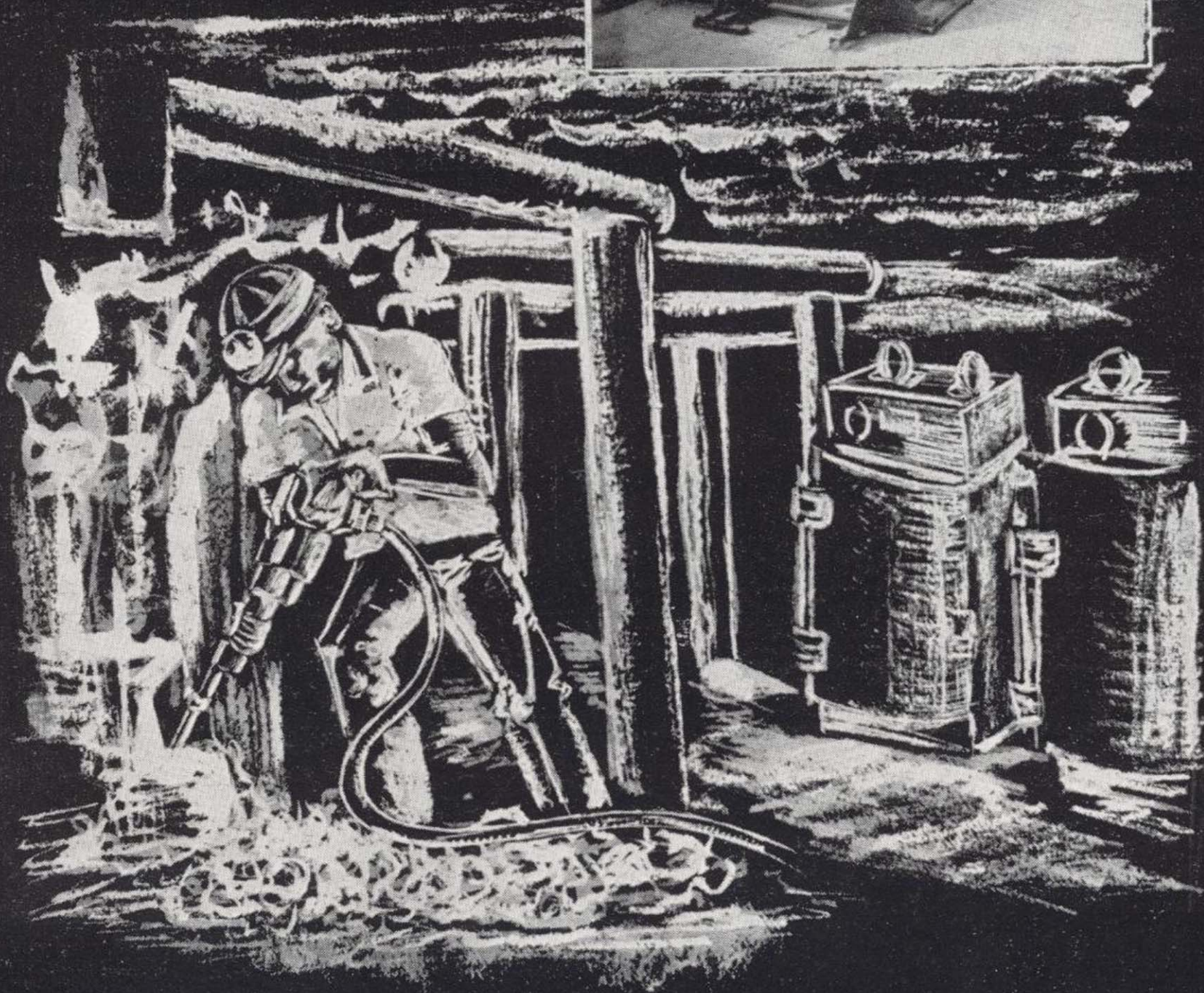
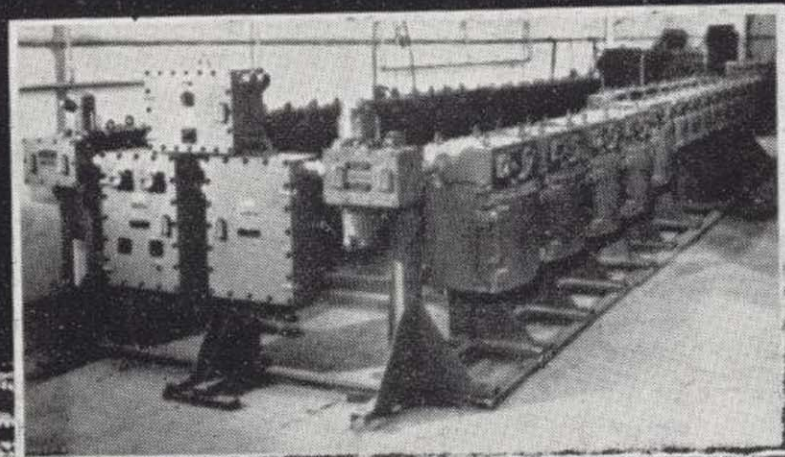
APARATOS DIVERSOS DE  
SEGURIDAD  
SEÑALIZACION  
ALUMBRADO  
DISTRIBUCION Y MANDO  
MATERIAL DE CONEXION  
BOMBAS MEDIA TENSION  
INDICADORES  
INTERRUPTORES  
CORTACIRCUITOS



**ISODEL SPRECHER, S. A.**  
Madrid Mendez Alvaro, 62 Apartado 7.087



# APARAMENTA ANTIDEFAGRANTE PARA AMBIENTES EXPLOSIVOS



APARATOS DIVERSOS DE  
SEGURIDAD  
SEÑALIZACION  
ALUMBRADO  
DISTRIBUCION Y MANDO  
MATERIAL DE CONEXION  
CELDAS MEDIA TENSION  
CONTACTORES  
TRANSFORMADORES  
CORTACIRCUITOS



**ISODEL SPRECHER, S. A.**  
Madrid - Méndez Alvaro, 62      Apartado 7.087



**8** DE CADA **10** CROMATOGRAFOS  
**8** DE CADA **10** ESPECTROFOTOMETROS { infrarrojos ó ultravioleta visible  
**9** DE CADA **10** ESPECTROFOTOMETROS de absorción atómica  
**8** DE CADA **10** REGISTRADORES para laboratorio

VENDIDOS EL PASADO AÑO FUERON  
**PERKIN-ELMER**

**RECONOCIMIENTO GENERAL DEL PRESTIGIO DE UNA MARCA  
 DEDICADA PLENAMENTE A LA INVESTIGACION  
 PARA EL AVANCE CIENTIFICO E INDUSTRIAL**

Al adquirir cualquiera de nuestros equipos, Vd. recibe, los siguientes servicios:

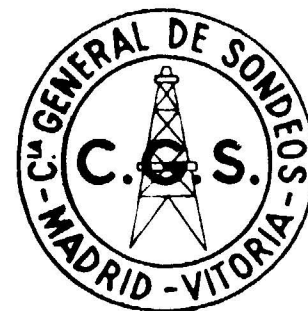
- Asistencia técnica
- Servicio y mantenimiento eficaces
- Autodespacho de mercancías
- Centro de entrenamiento en Madrid con gastos de desplazamiento sufragados por nuestra Organización
- Suministro y consulta de bibliografía técnica
- Formación de instrumentistas de su propia empresa
- Contrato de revisión.

**PERKIN-ELMER** HISPANIA

**MADRID**  
 Av. Generalísimo, 71 - A  
 Tel.: 2 70 24 07

**BARCELONA**  
 Sicilia, 105 - 2.º  
 Tel.: 2 26 33 37

**LISBOA**  
 Av. Liberdade, 220  
 Tel.: 56 21 81



**COMPAÑIA  
 GENERAL  
 DE SONDEOS**

**ESTUDIA:**

Geología en general  
 Estratigrafía  
 Petrografía  
 Hidrogeología  
 Canteras etc.

**INTERPRETA:**

Diagramas eléctricas y radioactivas  
 Ensayos de bombeo en pozos de agua  
 Estudios geofísicos

**REALIZA:**

Sondeos para investigación petrolífera hasta 6.000 m. de profundidad  
 Sondeos para alumbramiento de aguas subterráneas hasta 750 mm. de diámetro  
 Sondeos mineros de reconocimiento en general  
 Sondeos de eliminación de productos residuales en la industria  
 Sondeos para obras civiles

**COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS S. A.**  
**C. G. S.**

Portal de Castilla, 66 Vitoria  
 Teléfono 22 36 04

Padre Xifre, 5 Madrid - 2  
 Teléfono 414 60 54





**CHRISTENSEN DIAMOND PRODUCTS S. A.**

**AL SERVICIO DE LA INDUSTRIA MINERA**

- Coronas y demás útiles de diamante para sondeos y perforaciones.
- Equipos y material de sondeos «Longyear», sondas, bombas, accesorios.
- Equipos de toma de testigos sistema «Wire Line», de «Longyear».
- Triconos y demás útiles de sondeo «Security», triconos de aire para grandes voladuras. Perforadoras de tiro hacia arriba, grandes diámetros.
- Útiles para perforación a percusión «Hard Metals», bocas de acoplamiento cónicos y roscadas, bocas para martillos de fondo, etc.
- Toda clase de equipos y materiales para sondeos y perforaciones.
- Sondas industriales para tomas de probetas. Cortadoras de juntas en pavimentos. Discos de diamante, etc.

**DIRECCION COMERCIAL:**  
Telg. «CHRISTENSA»

**ALBERTO ALCOCER, 5, 3.º-C**  
**MADRID-16 Tel. 250 34 04**



**Empresa Nacional Adaro De Investigaciones Mineras Sociedad Anónima**

Proyectos de investigación de  
**GEOLOGIA MINERA  
HIDROGEOLOGIA  
INGENIERIA de desarrollo minero**

**ENADIMSA**

Servicios especializados en	GEOFISICA GEOLOGIA FOTOGEOLOGIA ESTRATIGRAFIA PETROLOGIA	SONDEOS METALOGENIA GEOQUIMICA GEOESTADISTICA MINERALOGIA HIDROGEOLOGIA
-----------------------------	--	--

domicilio social: serrano núm. 116. madrid 6. teléfono 2617902  
oficinas y laboratorios: carretera de andalucía, km. 12. getafe (madrid)  
teléfonos: 2171700-01-02

**¿QUE ES**  
**CRAELIUS**  
**TERRATEST...**



**CRAELIUS**  
**TERRATEST S.A.E.**

**ESTUDIOS GEOLOGICOS Y GEOFISICOS.**- Métodos magnéticos, electromagnéticos, eléctricos, I. P. (Polarización Inducida), gravimétricos y radiométricos. Métodos de refracción y reflexión sísmica.

**PERFORACION Y SONDEOS DE EXPLORACION.**- Perforación y sondeos con extracción de testigos y muestras de suelo.

**ESTUDIOS Y CONTROL DE PERFORACION DE SONDEO.**- Mediciones de inclinación y desviación, y orientación de testigos, estudios magnéticos.

**SERVICIO DE ALUMBRAMIENTO Y CAPTACION DE AGUA.**- Prospección de agua del subsuelo, perforación de pozos e instalaciones de bombas.

**PERFORACION DE PRODUCCION.**- Perforación de orificios para barrenos en minas y canteras.

**SERVICIOS A LA INDUSTRIA DE LA CONSTRUCCION.**- Estudios sísmicos, perforación de investigación, cimentación, consolidación del subsuelo y estabilización. También muchos otros servicios como muestras del suelo, tamizado de rocas, corte y aserrado de materiales de construcción, etc.

Desde la investigación hasta la valoración, TERRATEST S. A. E. cubre todo el suelo.

**TERRATEST S.A.E.** Avda. José Antonio. 70 - Teléf. 248 68 00 - Madrid-13