

NOTAS Y COMUNICACIONES

DEL

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO

DE

ESPAÑA



NÚMERO 33

MADRID
C. BERMEJO, IMPRESOR
GARCIA MORATO, 122. -TELEF. 53-06-19

1954

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.

Nota necrológica

NOTA NECROLOGICA

EL PROF. DR. D. GABRIEL MARTIN CARDOSO

El día último de año falleció repentinamente en Madrid el Catedrático de Cristalografía y Mineralogía de la Facultad de Ciencias de la Universidad Central, y colaborador del Instituto Geológico y Minero de España, don Gabriel Martín Cardoso.

Su muerte, inesperada, produjo en sus numerosos amigos y compañeros una fuerte y tristísima impresión.

La Ciencia Geológica española pierde un gran maestro e infatigable investigador, y sus compañeros un gran amigo siempre lleno de bondad.

Desde joven se dedicó a la enseñanza y a la investigación científica. Fué primeramente Catedrático de Historia Natural en los Institutos nacionales de Castellón y de Teruel.

Después, de 1926 a 1930, fué pensionado a Alemania para estudiar los minerales de las pegmatitas y especializarse en los entonces modernos métodos roentgenográficos para la determinación de estructuras cristalinas; y en Munich y Leipzig, bajo la dirección de los profesores F. Rinne y E. Schiebold, realizó una intensa labor, siendo el primero que introdujo en España las nuevas técnicas estructurales que aplicó a varios minerales españoles.

Ya siendo Catedrático de la Universidad Central se consagró al estudio de los minerales de las pegmatitas españolas, comenzando por las de Galicia. Este fué el

motivo de visitar esta región española, a la que luego había de dedicar toda la actividad de los momentos que le dejaba libres su intensa labor docente como Catedrático y como Director de la Sección de Mineralogía del Museo Nacional de Ciencias Naturales.

En estas pocas líneas, en su memoria, deseamos destacar únicamente la intensa labor realizada por el profesor Martín Cardoso en la investigación mineralógica y geológica de Galicia.

Ya en sus primeros años de excursiones científicas por Galicia, en 1926 y 1928, acompañando al profesor Fernández Navarro, se pusieron de manifiesto sus grandes dotes de observador de la Naturaleza al descubrir nuevos e interesantes minerales no descritos hasta entonces en la gea española. Animado por estos éxitos dedica a Galicia toda su vida, y allí pasa grandes temporadas recorriéndola en todas direcciones.

Sus numerosas observaciones, la mayoría todavía inéditas, y muchas de las cuales se conservan en los archivos del Laboratorio Geológico de Lage, en donde trabajaba activamente, serán de gran utilidad a todos cuantos deseen estudiar la petrografía gallega.

Se puede decir que conocía con gran detalle el suelo de Galicia, alguna de cuyas comarcas había recorrido muy detenida y repetidamente durante los años de 1941 a 1946. Entre otras, debemos citar la Sierra de la Capelada, los montes de Barbanza, la comarca de Mazaricos, las tierras de Mellid y de Deza, los valles del Rosal y Tomiño, etcétera. Había recorrido a pie todo el trayecto gallego del ferrocarril en construcción de La Coruña a Zamora, y es lástima que las numerosas y detalladas notas de campo que siempre tomaba las hiciera frecuentemente en taquígrafía, sin que de ninguna de ellas haya dejado la traducción necesaria.

Su gran actividad y sus numerosas ocupaciones no le

dejaban tiempo para poner en limpio sus notas de campo, y siempre fiaba que podría hacerlo más adelante...

No obstante, el gran cúmulo de observaciones y ejemplares de rocas por él recogidos representan un conjunto de gran valor documental para el estudio de los terrenos cristalinos gallegos, que sin duda serán utilizados cuando se redacten las hojas correspondientes del mapa geológico 1:50.000.

Desde 1950 era colaborador en la gran obra que este mapa Geológico representa, y están próximas a publicarse las hojas de Lage, Carballo, Túa y Oya, en las que colaboró con entusiasmo, así como en las de Tomiño, La Guardia, Camariñas y Mugia, donde los datos por él aportados serán de gran valor para el trabajo final.

Pero la actividad del profesor Cardoso no se limitó únicamente al aspecto científico. Entre sus descubrimientos de trascendencia práctica figura como el más destacado el de la extensa y rica zona litinífera de Lalín, que promete tener un gran porvenir industrial. En este sentido es muy importante la labor que realizó como geólogo al frente del departamento científico de una conocida empresa minera de Galicia, propietaria de dichos yacimientos.

El profesor Cardoso ha desaparecido de entre nosotros cuando aún eran de esperar de su gran actividad, y todavía joven entusiasmo por la ciencia, grandes progresos en el conocimiento geológico de Galicia y de España.

Ha dejado un gran vacío entre todos los que le conocíamos.

¡Descanse en paz!

I. P. P.

Afloramientos de fortunita en Puebla
de Mula (Murcia)

POR

M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA

y

F. DE PEDRO HERRERA

M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA y F. DE PEDRO HERRERA

AFLORAMIENTOS DE FÓRTUNITA EN PUEBLA DE MULA (MURCIA)

ESTUDIO MICROGRAFICO Y QUIMICO DE SUS ROCAS

El Ingeniero de Minas y competentísimo geólogo don Antonio Almela encontró durante sus campañas de estudios geológicos por esta zona unos afloramientos de rocas eruptivas, de aspecto traquítico, que me entregó para que las clasificara. Al observar la roca me pareció que no eran traquitas normales y encargué hacer cinco preparaciones microscópicas. Estudiadas éstas, reconocí en seguida que se trataba de unos ejemplares de *fortunita* muy parecidos a los del Cerro del Monagrillo, próximo al coto minero de Hellín, descrito por mí (2). La composición mineralógica de detalle difiere de la *fortunita* del Cerro del Monagrillo en que la de Puebla de Mula tiene poquísimos diópsidos.

El estudio micrográfico me inclinó a encargar al Ayudante del Laboratorio de Petroquímica de la Sección de Petrografía del Instituto «Lucas Mallada» de Investigaciones Geológicas, señor De Pedro Herrera, que analizara el ejemplar más fresco para el estudio petroquímico; procedente, según comunicación del señor Almela, de un dique de 4 metros de potencia, que atraviesa el Mioceno, situa-

do a unos 1.500 metros al S. del pueblo; ejemplar que sirve de base a la descripción macro y microscópica de este tipo de roca en la localidad.

ESTUDIO PETROGRÁFICO

Entre los diversos ejemplares hay tres gris oscuro y uno muy claro. El mejor conservado, entre los primeros, es una roca compacta, algo porosa, con los poros alargados y orientados, áspera al tacto, ligera y consistente. A simple vista se reconocen numerosas láminas muy brillantes de mica y algún grano rojizo de olivino.

Con el microscopio se aprecia claramente su estructura porfídica, con fenocristales solamente del elemento ferromagnésico (mafitos), mica y olivino. Uno de ellos, el *olivino*, se presenta en agregados como en nódulos, al parecer como elemento extraño a la roca misma, o mejor dicho, a su trama y anterior a ella. Se ofrece profundamente alterado, transformado en serpentina isótropa y aun calcitificado con secreción de óxido de hierro, la serpentina es de color amarillo muy claro y homogénea sin acción sensible sobre la luz polarizada. En algunos granos quedan aún pequeñas zonas de bowlingita que destaca de la masa serpentínica o de la calcítica por su color rojo vivo. El otro es la *flogopita*; se presenta en láminas relativamente grandes de color amarillento rojizo, muy pleocroica, con colores de amarillo claro de paja a castaño claro, rica en inclusiones de apatito y muy vivos colores de polarización en tonos rojos y verdes.

Estos fenocristales arman en una pasta francamente microlítica, no fluidal y consta de finísimos microlitos de *sanidina*, laminillas de *flogopita*, muchos cristales en sección

prismática y exagonal de *apatito*; poquísimos y diminutos de *diópsido*, escasos de *magnetita* y algo de vidirio. La estructura de la pasta es hialopilitica.

Otro ejemplar análogo a éste macroscópicamente difiere un poco del anterior por ser más grandes y abundantes los cristales de apatito, tener menos vidrio y amígdalas de calcita. El apatito en esta roca llega casi al 10 por 100.

Otro ejemplar es más vitrofídico, con muy pocos y finísimos microlitos de sanidina y escasas laminillas de *flogopita* en la pasta; tiene también menos apatito y menos olivino, éste completamente calcitificado.

La muestra más clara, de aspecto traquítico, muy micácea y áspera al tacto; presenta estructura traquítica, con microlitos relativamente grandes de feldespato, predominando la sanidina y siendo los fenocristales exclusivamente de *flogopita*. También contiene bastante apatito.

ESTUDIO PETROQUÍMICO

El ejemplar que anteriormente se ha considerado como más fresco me fué entregado para realizar este estudio y determinar las características petroquímicas de las fortunitas de Puebla de Mula que nos permitan situarlas entre las rocas del SE. de España.

Análisis químico y denominación.—Siguiendo la marcha analítica se han determinado los porcentajes en peso de los elementos constituyentes, obteniéndose los valores del cuadro I, donde destaca el relativamente alto de P_2O_5 y una cantidad de CO_2 , que concuerda perfectamente con la observación microscópica. Como en todas las rocas lamprofíticas de las que tenemos datos en pro de la pesquisa del bario, espectroscópicamente se puso de evidencia la

presencia de este elemento cuya determinación cuantitativa la he realizado por el método del sulfato, consiguiendo un valor de $0,17 \pm 0,02$, no siendo exacta por tanto la última cifra que incluyo para homogeneidad de los resultados. Aparece un valor de óxido magnésico elevado frente al poco hierro, lo que junto con las demás características se pondrá de manifiesto al realizar el cálculo de los parámetros magmáticos.

CUADRO I
Análisis químico de fortunita

	%
SiO ₂	53,42
Al ₂ O ₃	10,87
Fe ₂ O ₃	1,35
FeO.....	2,03
MgO.....	11,81
NnO.....	0,06
CaO.....	3,82
Na ₂ O.....	1,38
K ₂ O.....	6,94
TiO ₂	1,21
P ₂ O ₅	1,57
H ₂ O +.....	2,08
H ₂ O -.....	2,44
CO ₂	0,70
BaO.....	0,17
TOTAL.....	99,85

Localidad: Puebla de Mula (Murcia).

Analizada por F. DE PEDRO.

Respecto a la denominación que la corresponde podemos establecerla siguiendo la clave III de A. Rittman (4) para rocas volcánicas de composición química perfectamente conocida, procediendo a calcular el símbolo a continuación:

SiO ₂ = 53,42	
Al = 9,78	k = 0,76
Alk = 9,01	an = 0,04
CaO = 3,82	ca* = 3,36
Fm = 27,27	

Como los valores de SiO₂ y Alk caen en el campo B y para éste resultan corresponder a esos *k* y *an* el campo 1; el símbolo será B1 con el que hemos entrado en la tabla, encontrando la denominación de *traquita lamproítica*.

Queda así clasificada desde el punto de vista químico entre las rocas lamproíticas: fortunita, verita, selagita; rocas extremadamente ricas en potasa con abundante biotita (flogopita), siendo minerales síalicos la sanidina y leucita en concordancia con la descripción petrográfica de esta de Puebla de Mula.

CUADRO II

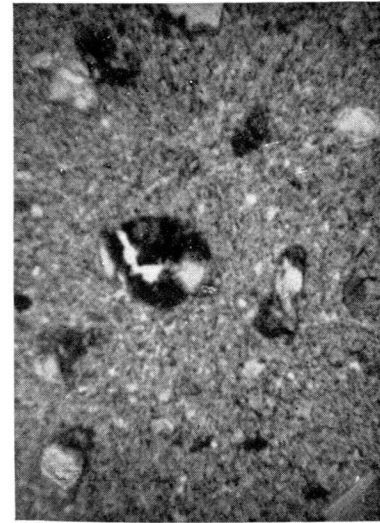
	si	al	fm	c	alk	k	mg	$\frac{2 \text{ alk}}{\text{al} + \text{alk}}$	Ls	Fs	Qs
Fortunita de Puebla de Mula (Murcia).....	145	17,5	55,5	11,4	15,6	0,76	0,87	0,94	0,67	0,45	— 0,12
M. de murcialamprofitico (NIGELI) ..	140	17	52	13	18	0,6	0,75	—	—	—	—
M. jumillítico (PARGA PONDAL).....	116	11,5	61	14,5	13	0,75	0,81	1,56	0,60	0,67	— 0,27
M. fortunitico (PARGA PONDAL).....	158	16	56	8	20	0,76	0,77	1,11	0,60	0,46	— 0,06



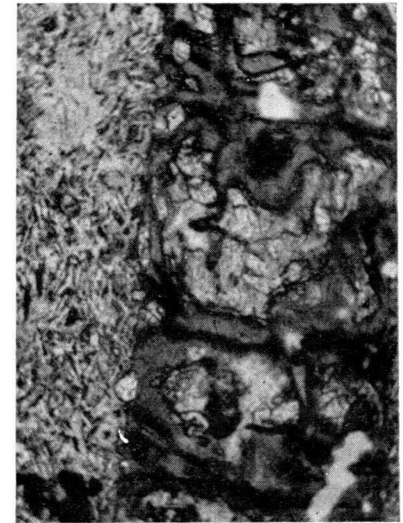
1



2



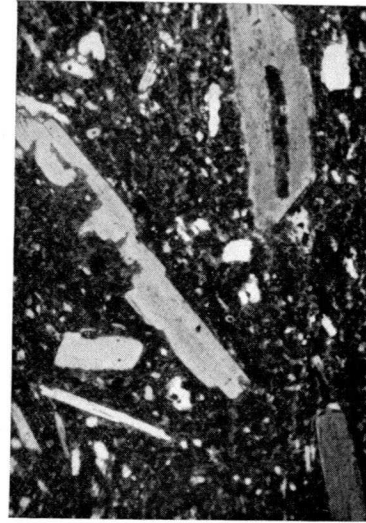
3



4

Fortunita de Puebla de Mula (Murcia), ejemplar analizado, preparación núm. 737.

1. Láminas grandes y pequeñas de flogopita, cristales de apatito, granillos de diópsido, microlitos de sanidina, magnetita.—2. Otro campo de pasta finísima con cristales serpentinizados de olivino.—3. Campo con varios cristales de olivino serpentinado y calcificado, con secreción de óxido de hierro.—4. Campo con un gran cristal de olivino serpentinado y calcificado.



1



2



3

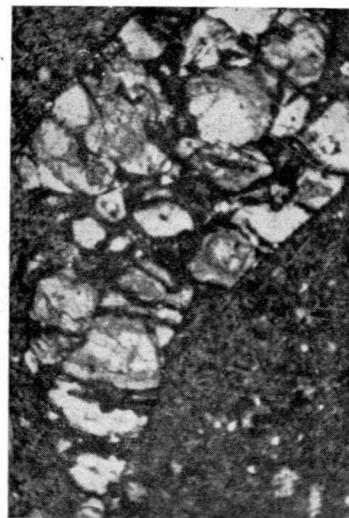


4

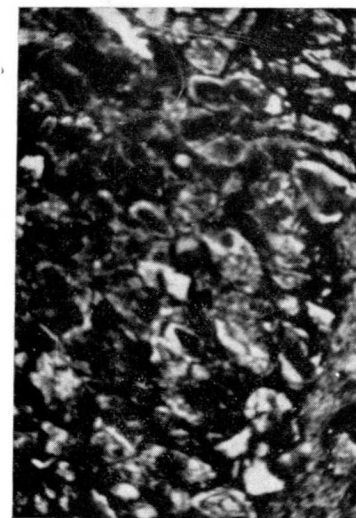
Fortunita de Puebla de Mula. Preparaciones 978 y 980. L. Ord. 20 d.

1. Láminas de flogopita, sobre pasta finísima con poros orientados.—
 2. Otro campo de la misma preparación con fenocristales de olivino serpentinizado.—3. Un campo de la preparación 980 con láminas de flogopita, cristales exagonales de apatito y una amigdala irregular.—4. Otro campo de la misma preparación con olivino calcificado.





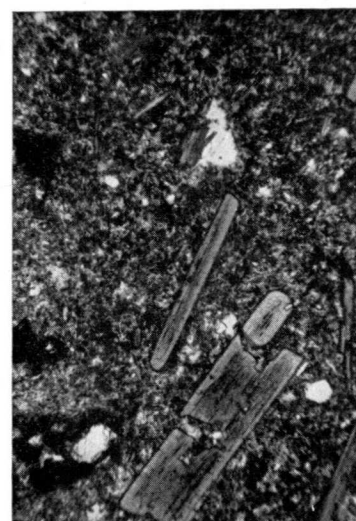
1



2



3

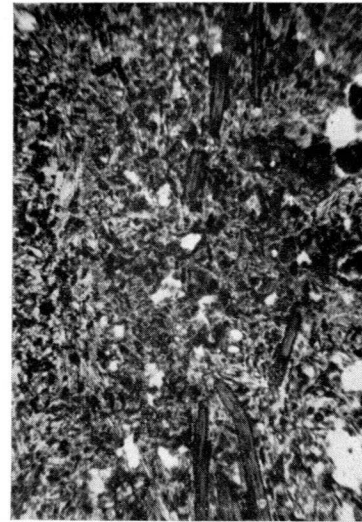


4

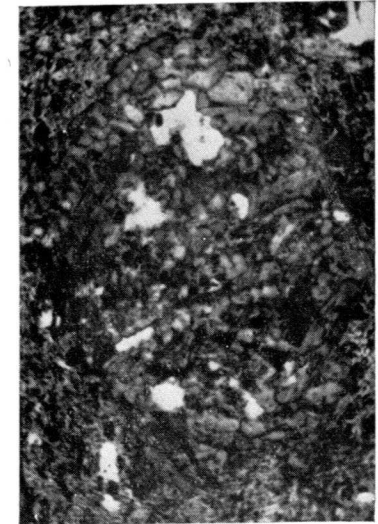
Fortunita de Puebla de Mula. L. Ord. 20 d.

1. Nódulo de olivino granular alotriomorfo, calcificado. Preparación 980.
2. Nódulo granular de olivino calcificado. Preparación 981.—3. Otro nódulo de la misma preparación con un cristal idiomorfo y una lámina de flogopita.—4. Un campo de la misma preparación, con láminas de flogopita, cristales de olivino serpentinizado y exagonales de apatito.

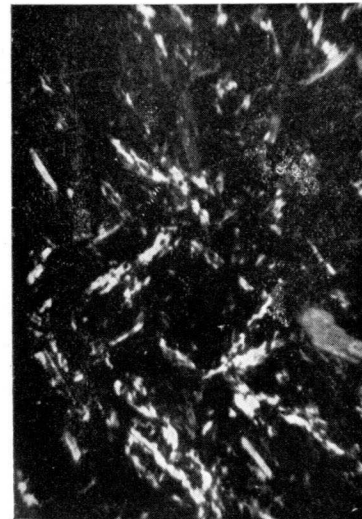




1



2



3



4

Fortunita de Puebla de Mula, tipos con estructura traquítica. Preparación 979.

1 y 2. Luz ordinaria. 20 d.—3 y 4. Nícoles cruzados. 20 d.



Tipo magmático.—Para poder comparar con los magmas tipo establecidos para estas rocas calculo los parámetros de Niggli, que aparecen en el Cuadro II junto a los magmas próximos, observándose una semejanza suficiente con el *murcialamproítico* como para seguir considerándola incluida entre las lamproíticas, pues aparte de análogos valores de *si* y *al*, es extraordinariamente potásica y magnésica como corresponde a este grupo en el que ya

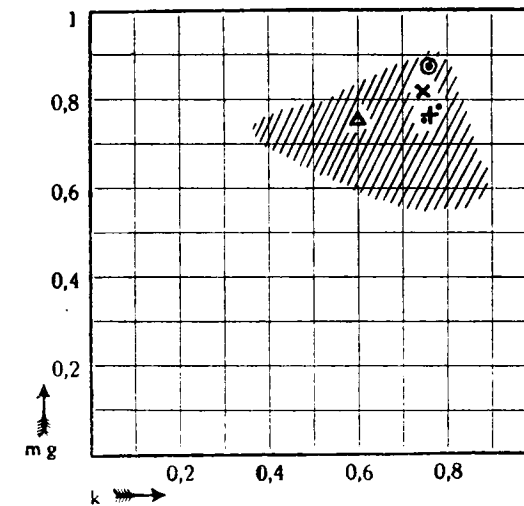


Fig. 1.—Diagrama k-mg, con la proyección de las fortunitas (puntos) incluyendo la de Puebla de Mula (círculo punteado) junto con los magmas tipo: murcialamproítico (triángulo), jumillítico (aspa) y fortunitico (cruz), siendo la zona rayada la correspondiente a la de dispersión de las rocas lamproíticas españolas.

Osann (6) distinguió uno más básico, *jumillítico*, y otro *fortunitico*, posteriormente desdoblado por Parga-Pondal (7), formando el *cancarixítico* mucho más ácido y potásico ($si = 212$, $k = 0,81$), dando a los otros dos que nos interesan los valores del cuadro; entre los que encaja perfectamente, pues resulta:

— El valor *si* inferior al *fortunitico*, pero mucho más

ácido que el *jumillítico*, lo mismo que pasa con el calcio, si bien presenta algo más alúmina que éstos.

— El *fm* puede considerarse igual al del *fortunitico*, aunque el predominio del Mg sobre el Fe es mayor que en éste.

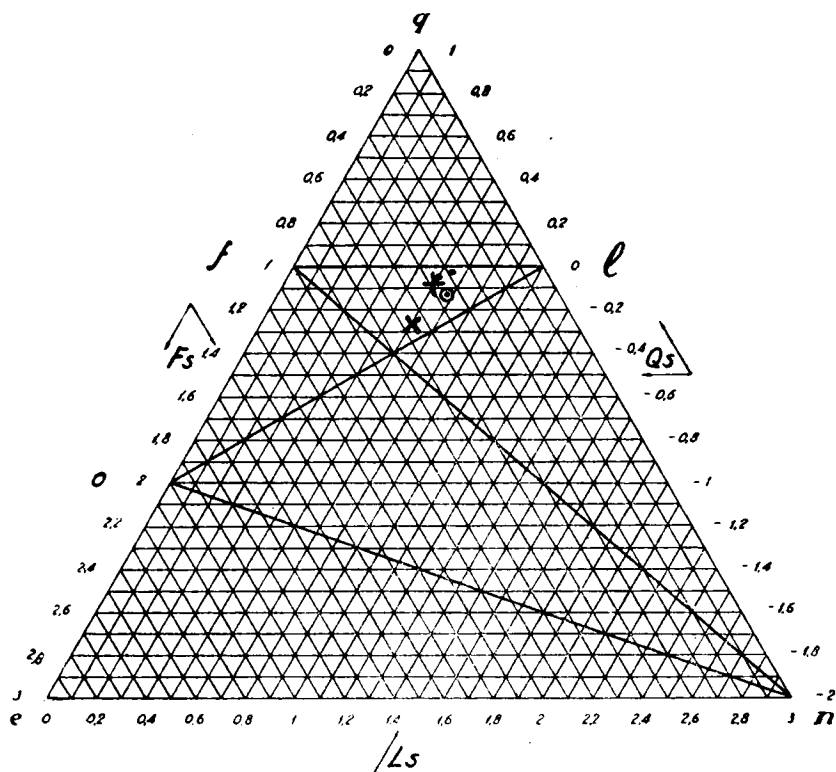


Fig. 2.—Representación en el diagrama Ls-Fs-Qs de las mismas rocas y con los mismos signos de la figura anterior.

— Los elementos alcalinos, en posición intermedia entre la de los magmas presenta el parámetro *k* igual al del *fortunitico*.

— La relación $\frac{2 \text{ alk}}{\text{al} + \text{alk}}$ toma un valor menor que la

unidad, cosa que no sucede en los tipos magmáticos, los cuales han sido calculados con rocas que en general tienen $\text{alk} > \text{al}$; pero si nos reducimos a los ejemplares mineralógicamente definidos como *fortunitas* (no disponemos en la actualidad más que de dos análisis cuyos resultados y parámetros se resumen en el Cuadro III junto con la objeto

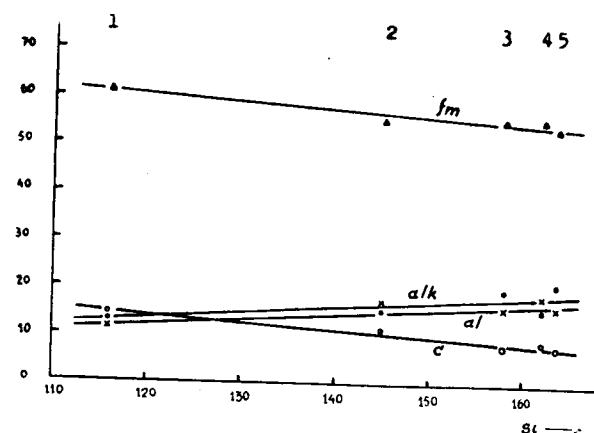


Fig. 3.—Representación gráfica de la variación según el contenido en sílice de los parámetros magmáticos de las fortunitas y magmas afines, siendo: 1, magma jumillítico de PARGA PONDAL; 2, fortunita de Puebla de Mula; 3, magma fortunitico de PARGA PONDAL; 4, fortunita de Fortuna, y 5, fortunita del Cerro del Monagrillo.

de este estudio), precisamente la que dió origen a esta denominación, presenta para dicha relación exactamente el mismo valor de 0,94.

— Quedó establecido en un anterior trabajo que las *veritas* tienen un valor de $si = 200 - 230$ y si le presentan menor se debe a un proceso metasomático cuya ley gráfica aproximada (1), asigna frente al de $\text{SiO}_2 = 53,4$ uno entre 4 y 5 para el CO_2 , siendo así que éste no alcanza ni una unidad en esta roca.

— Para compararla con rocas menos silíceas se proyecta

junto con las fortunitas conocidas y los tipos magmáticos en los diagramas *k-mg* (fig. 1) y *Ls-Fs-Qs* (fig 2), viéndose en este último la cercanía al polo fortunítico, aunque se presente algo desviada hacia el jumillítico como se aprecia en el diagrama de diferenciación que estableció Parga-Pondal (7) (fig. 3).

CUADRO III

	1	2	3
SiO ₂	53,42	56,72	57,42
Al ₂ O ₃	10,87	11,05	9,78
Fe ₂ O ₃	1,35	2,53	2,74
FeO.....	2,03	3,59	2,60
MgO.....	11,81	9,91	9,80
MnO.....	0,06	ind.	ind.
CaO.....	3,82	2,90	2,67
Na ₂ O.....	1,38	1,43	1,77
K ₂ O.....	6,94	6,62	9,15
TiO ₂	1,21	1,37	1,75
P ₂ O ₅	1,57	0,95	0,81
H ₂ O +.....	2,08	2,76	1,02
H ₂ O -.....	2,44	—	—
CO ₂	0,70	—	ind.
BaO.....	0,17	0,09	0,16
TOTAL.....	99,85	99,92	99,98
si.....	145	162	163,5
al.....	17,5	19	16,5
fm.....	55,5	56	54
c.....	11,4	9	8
alk.....	15,6	16	21,5
k.....	0,76	0,75	0,78
mg.....	0,87	0,75	0,78
2 alk			
al + alk.....	0,94	0,94	1,13
Ls.....	0,67	0,63	0,60
Fs.....	0,45	0,38	0,44
Qs.....	— 0,12	— 0,01	— 0,04
Q.....	30,1	33,3	31,4
L.....	33,6	36,4	32,8
M.....	36,2	31,4	35,8

1. *Fortunita* de Puebla de Mula (Murcia).—Anal. de F. de Pedro.
2. *Fortunita* de Fortuna (Murcia).—Anal. Dittrich.
3. *Fortunita* del Cerro del Monagrillo. Hellín (Albacete). Anal. Dittrich.

Petroquímica de las fortunitas.—Con objeto de establecer las semejanzas entre sí y deducir sus características más sobresalientes se ha formado el Cuadro III con los escasos datos que se tienen de estas rocas, ya que todo se reduce a un par de análisis de principio de siglo (6) y al realizado ahora, por lo que solamente de una forma cualitativa podemos sacar alguna conclusión, esperando que trabajando los nuevos afloramientos que vayan apareciendo se pueda ir perfilando el verdadero tipo fortunítico, del que por ahora sólo podemos afirmar:

— Son rocas con ligero déficit de sílice según indica *Qs*, que las proyecta muy cerca del triángulo de las saturadas (fig. 2) siendo la de Puebla de Mula la menos silíceas.

— Esta tiene el *al*, intermedio entre las otras dos, y mayor que *alk*, a diferencia de la del Cerro del Monagrillo que como la mayoría de las lamproíticas tiene elementos alcalinos en moléculas no alumínicas, según resulta en la norma. Aproximadamente $\bar{al} = 18$.

— El parámetro *fm* es prácticamente igual en todas: elevado; con gran predominio del Mg sobre todo en la que nos ocupa ($\bar{fm} = 55$, $\bar{mg} = 0,8$).

— El calcio decrece con el valor de *si* prácticamente de una manera lineal, tendiendo a valores bajos, por ahora $\bar{c} = 10$.

— La relación entre los álcalis es casi la misma, destacándose la del Monagrillo por un contenido bastante mayor, oscilando *alk* entre 15 y 22, si bien se puede fijar un $\bar{k} = 0,76$.

Composición mineralógica a partir de los datos del análisis químico.—Como la cristalización de un magma depende no sólo de la parte no volátil, sino también del contenido en gases potenciales o reales es muy frecuente la

aparición de fenocristales que no están en equilibrio con el resto de la masa que encontramos; en las rocas efusivas principalmente, en las que la pérdida brusca de presión hace derivar con igual intensidad a la cristalización por cambio en la composición, al tiempo que el rápido enfriamiento impide la reabsorción de aquellos no estables en las nuevas condiciones. Es preciso, por tanto, recalcular la composición mineralógica y ver si en verdad corresponde a la química actual, considerándola formada en una facies exclusivamente volcánica.

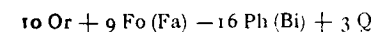
La descripción microscópica de estas rocas parece indicar algo de esto, por la presencia tan desigual de fenocristales y pasta, habiéndose calculado la *base* en el Cua-

CUADRO IV

BASE	N ₁	N ₂
Ap = 3,19	Ap = 3,19	Ap = 3,19
Cc = 0,93	Cc = 0,93	Cc = 0,93
Ru = 0,87	Ru = 0,87	Ru = 0,87
Kp = 25,42	Or = 42,36	Or = 13,68
Ne = 8,01	Ab = 13,35	Ab = 13,35
Cal = 0,17	An = 0,28	An = 0,28
Cs = 1,74	Di = 4,64	Di = 4,64
Fs = 1,39	Ma = 1,39	Ma = 1,39
Fo = 25,66	Fo = 23,92	Ph = 42,53
Fa = 2,55	Fa = 1,87	Bi = 3,36
Q = 30,06	Q = 7,19	Q = 15,73

dro IV, operando con números equivalentes, formando las moléculas fundamentales, con las que se obtienen los minerales de N₁, en el supuesto de que no existan moléculas micáceas por lo que resulta una respetable cantidad de olivino, mineral que encontramos en los fenocristales del modo; mientras que en la pasta ha de existir más de un 7 por 100 de cuarzo libre. Es un resultado artificioso en el que se ignora la existencia de flogopita calculable según

la ecuación



liberando aún más cuarzo al formarse las micas; viéndose así la inestabilidad del olivino que en esta segunda norma llega a desaparecer.

El hecho principal es que esta roca tiene un aspecto feno-

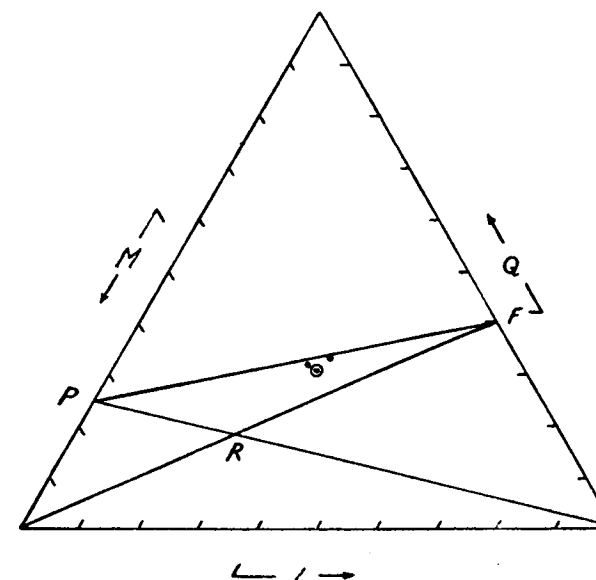


Fig. 4.—Triángulo de orientación Q-L-M mostrando la proyección de las fortunitas en el campo P-R-F y muy cerca de la línea de saturación P-F.

cristalino mucho más básico de lo que en verdad es; al igual que sucede con las otras dos fortunitas cuya cantidad de sílice aún es mayor; como se aprecia en el triángulo de orientación Q-L-M (fig. 4). Al quedar proyectadas estas rocas en P-R-F hay que formar los minerales según F: albita, ortosa, anortita, y según P: enstatita, hyperstena, diópsido, hedenbergita y acmita, pero sin posibilidad de olivino.

BIBLIOGRAFÍA

- (1) FÚSTER, J. M.^a, y DE PEDRO, F.: «Estudio petrológico de las rocas volcánicas lamproíticas de Cabezo María (Almería)». *Est. Geol.* núm. 19, 1953.
- (2) SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.: «El volcán de fortunita llamado Cerro del Monagrillo». *Las Ciencias*. Año II, número 2. Madrid, 1935.
- (3) — «Estudio de las rocas eruptivas de España». *Mem. Acad. Cien.* Madrid, 1936.
- (4) — «La nomenclatura de rocas volcánicas según A. Rittman». Versión española para *Est. Geol.* (En prensa.)
- (5) NIGGLI, P.: «Die Magmentypen». *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, t. 16, 1936.
- (6) OSANN, A.: «Ueber einige Alkaligesteine aus Spanien». *Ros. Fests.* Stuttgart, 1906.
- (7) PARGA PONDAL, I.: «Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica». *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat.* Serie Geol., núm. 39. Madrid, 1935.
- (8) ROSENBUSCH, H.: «Elemente der Gesteinslehre, von Dr. A. Osann». *Aufl.* Stuttgart, 1923.
- (9) ADÁN DE YARZA, R.: «Roca eruptiva de Fortuna (prov. Murcia)». *Bol. Com. Map. Geol.*, t. XX, pág. 349, 1895.

*Laboratorios de la Sección de Petrografía
del Instituto «Lucas Mallada» de In-
vestigaciones geológicas. Madrid.
Julio de 1953.*

Contacto entre el granito y facies de los esquistos verdes en Perosín (Peñaparda, Salamanca)

POR

LUIS CARLOS GARCIA DE FIGUEROLA

LUIS CARLOS GARCIA DE FIGUEROLA

CONTACTO ENTRE EL GRANITO Y FACIES
DE LOS ESQUISTOS VERDES EN PEROSIN
(PEÑAPARDA, SALAMANCA)

Bajo la dirección de San Miguel de la Cámara, el Laboratorio de Petrografía de la Universidad Central ha iniciado una serie de estudios sobre las rocas cristalinas y sus aureolas en el Oeste español. El propósito es conseguir datos y deducciones que permitan, más adelante, esclarecer los importantes problemas de la génesis de tales rocas.

A este plan pertenece la presente nota sobre un contacto metamórfico entre las masas graníticas que constituyen el batolito salmantino de la cuenca alta del Agueda y las pizarras paleozoicas que lo circundan. Advertiré de antemano que aquí sólo se hace referencia a un área mínima por lo que no se puede llegar a conclusiones extensibles a toda la aureola y mucho menos tratar de colegir el origen de una masa granítica que abarca más de 210 km.² en tierras españolas (8) y casi toda la superficie de los distritos portugueses de Guarda y Viseu.

El desarrollo del trabajo se realiza de acuerdo con el siguiente esquema :

I Parte :

- a) Datos de campo.
- b) Datos petrográficos.
- c) Datos químicos.

II Parte :

Planteamiento y discusión de los problemas.

III Parte :

Consecuencias.

Todo ello va redactado de la forma más concisa posible, evitando disquisiciones o explicaciones innecesarias. Así, por ejemplo, aunque esta es la primera vez que se publican diagramas ACF sobre rocas metamórficas españolas, no hago ninguna descripción del método, ni reproduzco el cálculo de sus valores. Lo mismo puedo decir de la representación Niggli-Becke que, por otra parte, ya cuenta con un buen resumen explicativo en español (11) y la proyección de algunas rocas extremeñas (2).

I PARTE

a) DATOS DE CAMPO.

El contacto está situado entre el límite de los términos municipales de El Payo, Peñaparda y Gata, al Este de la carretera de Puente de Guadalcil a Ciudad-Rodrigo, sobre la hoja 573 del mapa topográfico 1/50.000.

La extensión es sumamente reducida, pues no abarca más de 250 metros desde la cañada, cuando entra en la dehesa de Perosín, hasta la cota de los mil metros más hacia el Este. Entre ambos puntos, el paso de las rocas cristalinas a las pizarras se efectúa de una forma tajante, al mismo tiempo que es concordante con la pizarrosidad del campo paleozoico. La vegetación de robles sobre el granito y de brezos sobre las pizarras lo delimita de una forma neta. Sin embargo, esta vegetación y la tierra superficial no permite muchas veces determinar el límite exac-

to, pudiendo existir un error de una decena de metros. Tampoco existen cortes naturales perpendiculares al contacto y la alteración de las rocas es muy frecuente, por lo que las muestras para el estudio del laboratorio no pudieron ser recogidas en puntos alineados perpendicularmente al paso metamórfico.

En la cañada, los estratos aparecen más duros y compactos, originando algunos crestones de menos de un metro sobre las pizarras de apariencia cornubianítica que las rodean. Forman a modo de un lentejón separado del granito por una banda de unos 100 metros y con una potencia de 30. Su dirección, SE.-NW., es concordante con el resto de las pizarras.

Dentro de la masa granítica, y a escasos metros del contacto, existen énclaves pizarrosos, o más bien micacíticos, de pequeño tamaño, que pueden ser incluso de menos de 10 cm. El granito presenta las típicas formaciones de «canchales» redondeados con tendencia a los «bolos». Por ninguna parte han sido observadas pegmatitas aplitas o filones cuarcíferos tan frecuentes en otros contactos.

Sobre la cota 1.000 existe una masa porfídica ácida encajada en las pizarras.

Tenemos, pues, sobre el campo cinco clases de rocas: el granito, los énclaves, la pizarra más resistente o cuarcífera, la pizarra arcillosa o cornubianítica y el pórfido ácido. Los contactos son de esta forma: granito-énclave, granito-pizarra arcillosa, pizarra arcillosa-micacita y pizarra arcillosa-pórfido.

b) DATOS PETROGRÁFICOS.

El granito.—Limitándonos únicamente al que se encuentra en el borde del batolito podemos clasificarlo como

porfídico de dos micas, pero con claro dominio de la biotita. Los fenocristales de feldespatos alcanzan tamaños superiores a los cuatro o cinco centímetros, bastante perfectos y con inclusiones macroscópicas de biotita y cuarzo. Este último elemento también se presenta en granos de relativamente gran tamaño, pero nunca idiomorfos, y al microscopio se le observan gran cantidad de inclusiones puntiformes ordenadas en distintos sentidos. Estas puntuaciones no se pueden seguir fuera del cristal de cuarzo cuando el elemento próximo es un feldespato o una mica, pero si se trata de otro cristal de cuarzo entonces pasan de uno a otro sin desviarse. También incluyen algunas finas agujas, probablemente de rutilo, y laminillas de biotita. En general, tenemos dos tipos de cristales de cuarzo: uno en fenocristales con estas puntuaciones e incluyendo las laminillas de biotita, y otro en formas redondeadas, pequeñas y muchas veces alojados dentro de cristales de plagioclasas ortosa, microclina e incluso en otros mayores del mismo elemento. En algunos casos también se observan cristallitos de apatito y quizás muestras de espinelas. Es frecuente que los cristales grandes estén rotos, pero sin extinción ondulante.

La biotita aparece desordenada, con algunas inclusiones de apatito, generalmente en cristales con el eje *c* paralelo al pinacoide basal de la mica. Está poco cloritizada, aunque a veces este fenómeno se hace más aparente.

La microclina está bien desarrollada y envuelve todos los demás elementos por lo que la podemos considerar como el elemento último en formarse o al mismo tiempo que los grandes cristales de cuarzo (fotos 4 y 5).

Las plagioclasas presentan al microscopio una constitución normal, con tendencia en algunos casos al idiomor-

fismo (fotos 2 y 3). Entre los detalles dignos de mención tenemos que algunos cristales presentan mayor alteración hacia el centro como si respondieran a una estructura zonal con dominio nuclear de la anortita o existieran dos períodos de formación muy alejados uno del otro (foto 3), pero nunca aparecen verdaderos cristales zonales. Este mismo fenómeno lo he observado en distintos granitos del Oeste y Centro de la Península.

El hecho mineralógico más saliente de este granito es la presencia de cristales de andalucita en la zona de los énclaves. Son cristales con tendencia al idiomorfismo, pero siempre con sus bordes convertidos en agregados de sericita o de moscovita (fotos 1-4). No se presentan ordenados ni incluyen a otros elementos mientras que ellos, con su aureola de alteración, están incluidos en los demás, excepto el cuarzo de cristales redondeados y pequeños, pero sobre todo es en las plagioclasas (fotos 1, 2 y 3) o en la microclina (fotos 4).

Las medidas de la platina integradora sobre este granito dió el siguiente resultado:

Cuarzo	39,89	Microclina	8,93
Micas	17,47	Andalucita	3,03
Ortosa	15,08	Otros elementos	1,08
Plagioclasas... ..	1,50		

Estas medidas no son, sin embargo, rigurosamente exactas, dado el carácter porfídico de la roca.

Los énclaves.—De color gris ceniza o algo rojizo, compactos, de grano sumamente fino, que impide distinguir sus elementos a simple vista. Su aspecto es el de una mica-cuarcifera compacta. No hay ningún signo que indique ordenación de sus elementos.

Macroscópicamente, el paso entre el granito y esta roca

no es de una forma tajante, pues se pueden observar algunos pequeños cristales de feldespatos que han crecido, en parte, dentro del énclave.

En el campo del microscopio el paso se efectúa por la desaparición de los feldespatos y de la andalucita al mismo tiempo que disminuye el tamaño de los demás elementos (foto 6). El cuarzo está en cristales redondeados que recuerdan a los pequeños observados en el granito. No tienen las puntuaciones de los grandes de esta roca, pero sí gran número de inclusiones pequeñas, en su mayor parte de biotita. Hay algunas muestras pequeñas de plagioclasa y ortosas bastante bien conservadas, igual que otros, de tamaño muy reducido, de andalucita. Algunos granos de turmalina. La mica dominante con mucho es la biotita en láminas no cloríticas y sin ordenación dominante, con algunos halos pleocroicos. Pocas láminas de moscovita, que no parecen haberse originado de la biotita.

Micacita cuarcífera compacta.—Color gris oscuro, muy compacta y dura. Rotura astillosa. Recuerda a las cuarzitas micáceas. Los elementos son muy finos y no se pueden reconocer a simple vista, pero en algunos puntos se observan granos irregulares, o mejor dicho, laminillas pequeñas de pirita.

Al microscopio presenta en algunas partes una constitución a base de placas de cuarzo en contacto las unas con las otras y que encierran todos los demás elementos e incluso otros cristales menores de cuarzo. En otras partes este hecho no es aparente y la roca está constituida por láminas de biotita y cristales de cuarzo y turmalina más algunas láminas de moscovita. Dominio de la biotita. La moscovita en láminas mayores y de estructura pecilítica en cuarzo redondeado. Siempre está más desordenada que

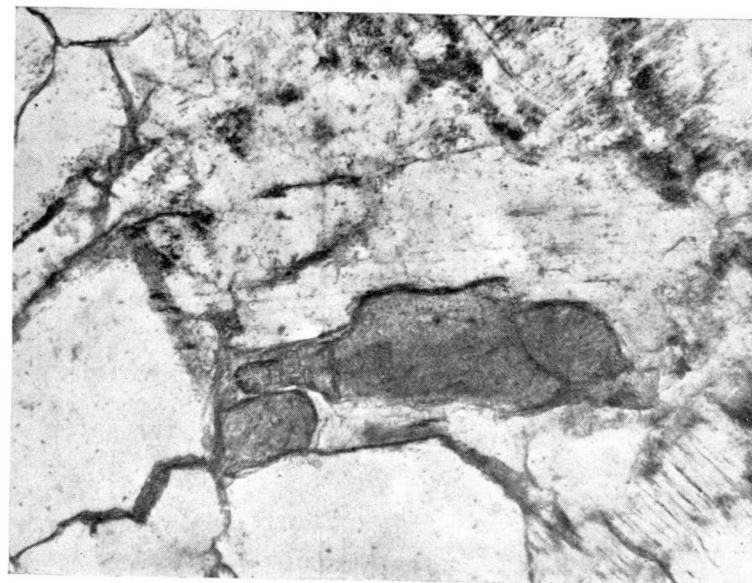


Foto 1.—Cristal de andalucita incluido en una plagioclasa del granito porfídico del contacto. Nótese zonas más pleocroicas dentro de la andalucita. L. N.; D = 100.

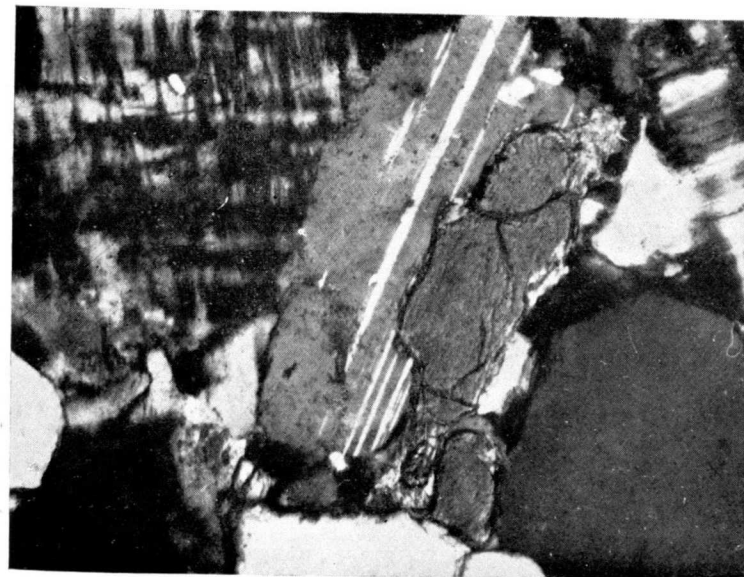


Foto 2.—El mismo campo de la fotografía anterior pero con nicoles cruzados. D = 100

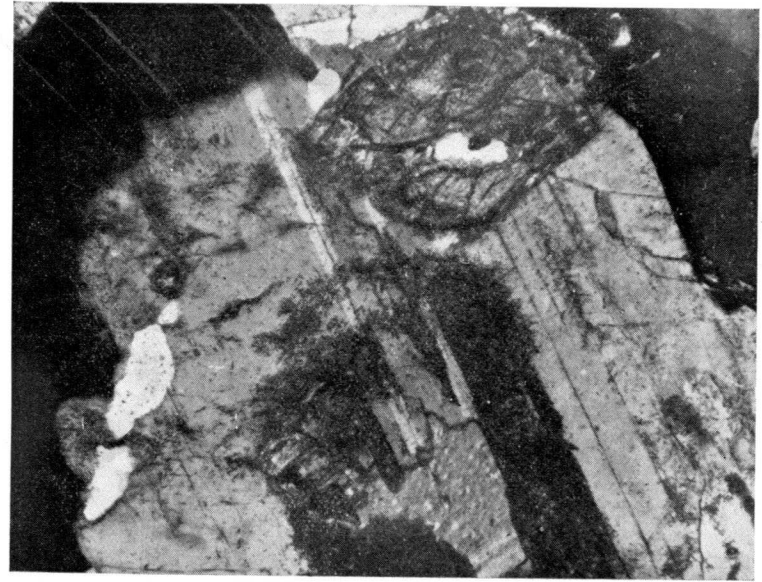


Foto 3.—Cristal de plagioclasa del granito. En el centro del mismo se pueden observar algunas láminas de sericita y dos cristalitos (extinguidos) de andalucita. Más hacia el borde del cristal hay otro grande de andalucita. N + ; D = 100.



Foto 4.—Agujas y pequeñas láminas de sericita (o moscovita) entrecruzadas con restos de cristales de andalucita e incluidos en la microclina. N + ; D = 100.



Foto 5.—Microclina del granito incluyendo láminas de biotita, así como cristales redondeados de cuarzo y plagioclasas. N + ; D = 100.



Foto 6.—Intimo contacto entre el granito porfídico y un énclave. En la parte derecha de la fotografía aparece el énclave sin los grandes cristales del granito y sin las formas feldespáticas, N + ; D = 100.



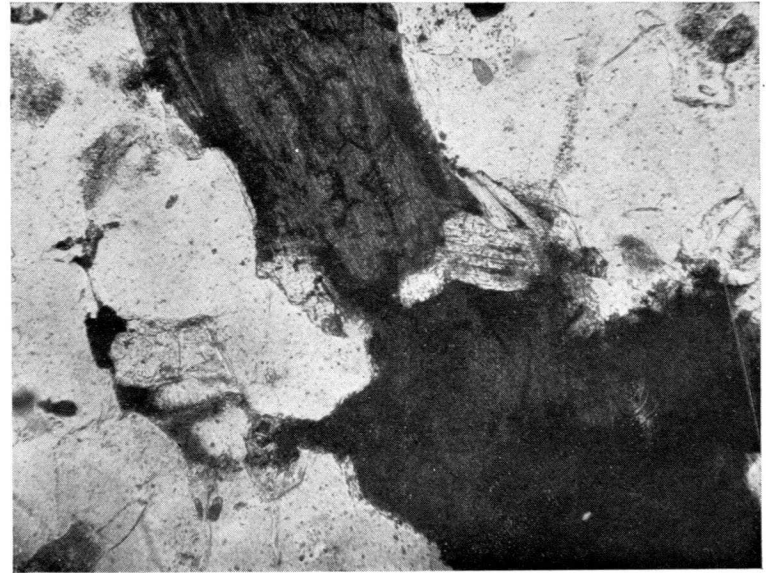


Foto 7.—Láminas de biotita del dique porfidico, completamente cloritizadas y con formación de agujas opacas. N + ; D = 100.

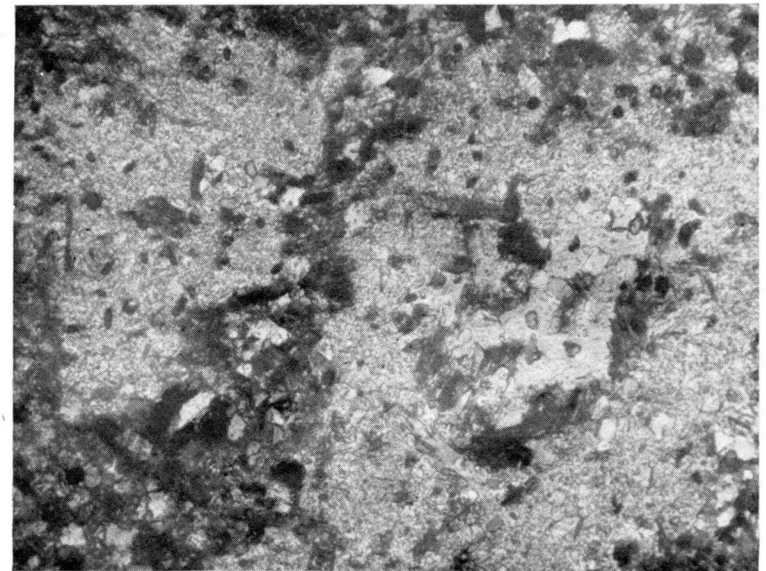


Foto 8.—Aspecto de la pizarra micácea cornubianítica en la que se aprecian zonas con mayor dominio del cuarzo. Se observan algunos cristales de turmalina. N + ; D = 100.



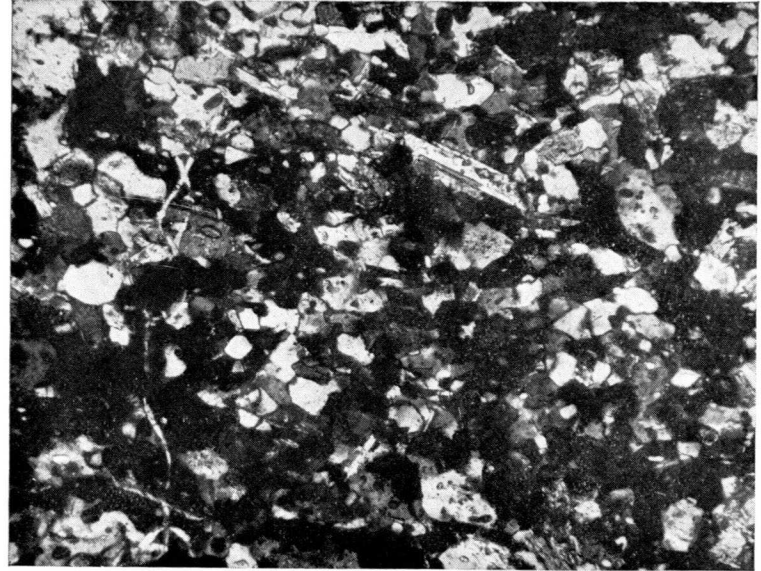


Foto 9.—Aspecto de la micacita cuarcífera. Hay algunos cristales de turmalina y numerosas inclusiones en el cuarzo. Algunas láminas de moscovita pecilitica en cuarzo. N + ; D = 100.

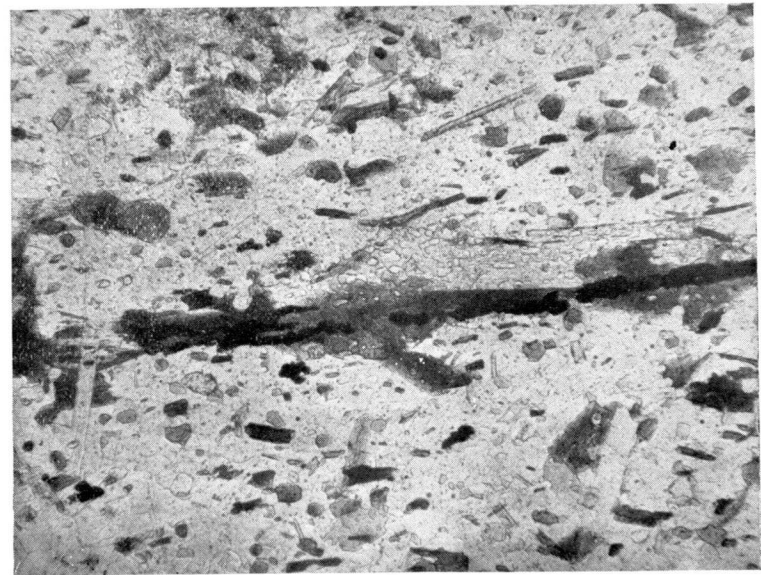


Foto 10.—Otro aspecto de la micacita cuarcífera con un elemento opaco rodeado de biotita y moscovita, esta última es pecilitica. El fondo de la preparación es principalmente cuarzo. L. N. ; D = 100.



la mica negra. Esta última no ha dado nacimiento a aquélla. Hay algunos agregados opacos que probablemente son de pirita y que se ordenan a modo de filoncillos bordeados por biotita y moscovita, y orientados en el sentido dominante de las pequeñas láminas de biotita (foto 10).

Uno de los hechos más salientes de esta roca es la presencia de turmalina en cristallitos perfectos y diseminados por toda la preparación sin ningún orden. Únicamente podemos decir que siempre aparecen exteriores a las micas, aunque no al cuarzo.

Pizarra micácea cornubianítica.—De color gris ceniza claro, dura, con nódulos más compactos, claramente ordenados en bandas paralelas a la dirección de pizarrosidad.

Al microscopio aparece con tendencia a la estructura cornubianítica. La podemos considerar integrada por dos partes bastante diferentes que se envuelven la una a la otra. Una la llamaremos parte no cuarcífera, y la otra parte cuarcífera. El límite entre ambas no se presenta de una forma neta y la parte cuarcífera tiene todo el aspecto de una micacita cuarcífera desordenada. El cuarzo aparece en cristales pequeños redondeados y con gran número de inclusiones o en cristales mayores que incluyen todos los demás elementos. En estas partes la moscovita es pecilítica en cuarzo, lo que permite suponer que ha habido dos génesis de cuarzo.

La biotita presenta los caracteres comunes. En las láminas basales son frecuentes los halos pleocroicos. Los cristales de moscovita siempre son mayores que los de ésta y a veces la incluyen, pero no parece derivar de ella.

Otro elemento muy frecuente es la turmalina en cristales pequeños de sección basal perfecta. Las secciones lon-



gitudinales son menos perfectas. Se trata de la variedad chorlo.

En las partes no cuarcíferas es difícil observar los minerales de que consta (foto 8), pues salvo algo de cuarzo, de biotita y turmalina, el resto semeja un agregado de finas agujas de sericita con granos de caolín. De vez en cuando, y con gran aumento, se pueden apreciar algunos cristales de feldespatos, principalmente plagioclasas. La turmalina es tan perfecta como en las zonas cuarcíferas.

Las medidas con la platina integradora dieron los valores medios para las dos partes que constituyen esta roca de la forma siguiente:

Dominio no cuarcífero	46,87
Dominio cuarcífero	53,13

Dique porfídico ácido.—Se presenta dentro de las pizarras que llamamos arcillosas o micáceas. El íntimo contacto entre ambas formaciones no pudo ser estudiado por la vegetación y la tierra, pero se le puede localizar fácilmente porque da origen a pequeños canchales y piedras sueltas en medio de la superficie lisa de las pizarras. Solamente se le puede seguir durante unos cuarenta metros de longitud por unos veinte de anchura. Parece concordante con las pizarras.

Los fenocristales son casi exclusivamente de feldespatos, bastante perfectos, sin ninguna clase de orientación y distribuidos de una forma muy irregular hasta el punto de que en algunos lados la concentración es tan grande que la roca parece constituida exclusivamente por ellos, mientras que en otros casi todo es pasta. También hay muestras en que la pasta se encuentra diferenciada en cristales menores de biotita, cuarzo y feldespatos, teniendo una apa-

riencia de verdadero granito porfídico o de aplita. Los grandes fenocristales de feldespatos alcanzan un tamaño de casi 10 cm. de longitud.

Todo el porfido presenta un alto estado de alteración y numerosas líneas de rotura en varias direcciones, pero dominando las orientadas según SE.-NW., es decir, en el mismo sentido que la pizarrosidad que le alberga.

Al microscopio, la pasta está diferenciada en cristales de dos tamaños. Los más grandes de cuarzo aparecen con inclusiones punteadas o restos de los demás elementos, excepto la microclina; otros cristales son menores y con menor cantidad de inclusiones. Algunas láminas de biotita están fuertemente cloritizadas y con separación de agujas que parecen ser de ilmenita (foto 7). Hay algo, muy poco, de apatito y no se observa turmalina. Las plagioclasas envuelven los demás elementos igual que la microclina.

Un hecho que no se ha podido comprobar es la presencia o ausencia de andalucita. Si este elemento ha existido, en las muestras estudiadas, ha quedado convertido en agregados de moscovita y talco; ambos en láminas imperfectas. Por otra parte, existen también láminas perfectas de moscovita pero en formación pecilítica con el cuarzo.

c) DATOS QUÍMICOS.

Se han realizado cinco análisis correspondientes a las distintas rocas encontradas. Van a continuación, pero conviene que se tengan en cuenta las siguientes advertencias:

1.^a Por deficiencias técnicas del momento, los correspondientes a la micacita y a la pizarra llevan los valores de B_2O_3 calculados por diferencia a 100. Para mayor

seguridad fueron repetidos, pero aun así los valores del boro no deben ser rigurosamente exactos.

2.^a El análisis del pórfido está realizado solamente sobre la pasta y sin tener en cuenta los grandes fenocristales.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	74,80	73,77	70,17	63,18	62,23
Al ₂ O ₃ ...	12,48	16,19	16,60	19,91	19,99
Fe ₂ O ₃ ...	0,19	0,15	0,07	1,02	0,91
FeO.....	4,17	0,65	1,18	5,62	4,13
MgO....	1,17	0,24	0,30	0,75	1,20
MnO....	0,05	0,02	0,01	0,01	0,04
CaO....	1,03	1,17	0,91	ind.	1,30
Na ₂ O...	2,45	3,14	3,07	2,98	2,61
K ₂ O....	2,67	3,56	6,53	4,19	2,87
TiO.....	0,23	ind.	0,20	0,35	0,38
P ₂ O ₅ ...	ind.	ind.	ind.	ind.	ind.
B ₂ O ₃ ...	ind.	0,00	0,00	} 0,68	} 3,15
S.....	0,00	0,00	0,00		
H ₂ O ⁺ ...	0,86	0,57	} 0,68	1,20	0,40
H ₂ O ⁻ ..	0,12	0,28		0,08	0,43
	100,22	99,74	99,72	100,00	100,00

1. Enclave en el granito. Perosín (Salamanca). Anal. García de Figuerola.
2. Dique porfídico. Perosín (Salamanca). Anal. García de Figuerola.
3. Granito del contacto. Perosín (Salamanca). Anal. García de Figuerola.
4. Micacita cuarcífera. Perosín (Salamanca). Anal. García de Figuerola.
5. Pizarra micácea. Perosín (Salamanca). Anal. García de Figuerola.

Existe además otro análisis sobre el contacto de esta masa cristalina realizado por mí en otra ocasión (2), pero no haremos referencia a él, pues se trata de una aplita, o mejor dicho, de una alaska sódica, situada a más de

15 kilómetros de distancia, en un complejo metamórfico de cornubianita-aplita-pegmatita-granito, que es bien diferente al que estudiamos.

Los números de Niggli de todos estos análisis son los siguientes:

si	al	fm	c	alk	k	mg	N.º del Anal.
417,2	41,0	30,2	6,1	22,7	.41	.32	1
423,5	54,7	5,9	7,2	32,2	.40	.35	2
362,5	50,4	7,7	5,0	36,9	.48	.30	3
294,4	54,5	30,7	0,0	14,8	.84	.17	4
286,9	42,6	27,4	6,4	20,1	.42	.30	5

Dada la composición mineralógica del granito, su comparación con los tipos magmáticos establecidos es un tanto arbitraria; de todas formas, encontramos una cierta semejanza con el tipo engadinitico y con el granítico-aplítico:

si	al	fm	c	alk	k	mg	
363	50,4	7,7	5,0	36,9	.58	.30	(Granito analizado)
380	43	13	8	36	.5	.25	(T. Engadinitico)
460	47	8	5	40	.45	.25	(T. Granítico-aplítico)

El valor de *al* es mayor que en los dos magmas tipos y el de *si* menor. Esto quizás lo podamos explicar por la presencia de andalucita a costa de otros elementos más silicatados e incluso de cuarzo.

Los dos magmas tipo corresponden a la serie calcoalcalina y dentro de ésta a los leucograníticos (10).

Los valores para el dique porfídico son también extraordinariamente elevados en cuanto a *al*, lo que aumenta la sospecha de la existencia de restos de andalucita. El más próximo es el granítico-aplítico con notables diferencias en los valores de *al* y de *si*. De la comparación entre él y el granito parece notarse una disminución en el valor de los álcalis, principalmente del potasio, pero hemos de tener en cuenta que en el análisis no han entrado los grandes fenocristales de ortosa o microclina que aumentaría el porcentaje de K_2O . Para la abundancia de *al* no vale este razonamiento, puesto que también aumenta el aluminio en la misma proporción que aquél, dado que ambos elementos entran en la molécula del feldespato en la misma cantidad.

Se ha elegido la proyección de Niggli-Becke por la presencia de rocas metamórficas. Va en el diagrama XYZ-Si del cuadro adjunto.

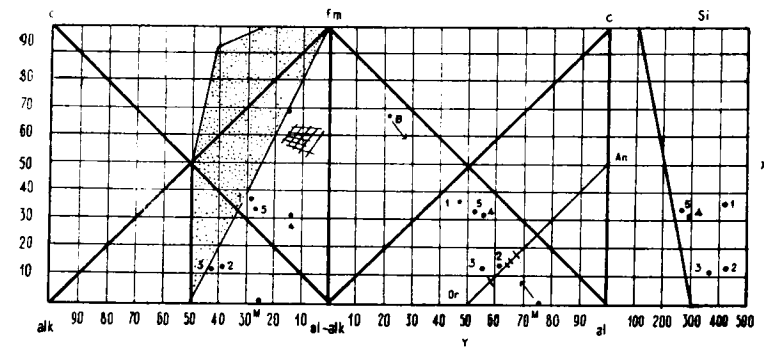
En un simple golpe de vista se comprueba la existencia de dos grupos de rocas en cuanto a los valores de X. El uno está integrado por las claramente metamórficas y el otro por el granito y el pórfido. Este segundo grupo tiene una X mucho más baja; es decir, que las rocas metamórficas presentan una mayor basicidad como cabría esperar. Pero notemos que entre éstas es el énclave el de mayor elevado valor.

En el cuadro de la Si todos los valores están por encima de la línea de saturación ($2x + 5y - 150 = 0$), siendo los más extremos el énclave y el pórfido, mientras que los otros tres se encuentran bastante próximos a dicha línea, cayendo sobre el campo de las rocas calcoalcalina, pero en la Si del granito hay tendencia hacia las rocas francamente alcalinas.

En XY las metamórficas y el énclave se proyectan normalmente en el área de los esquistos arcillosos, filitas y

DIAGRAMA X Y Z - Si

	1	2	3	4	5	
al.	41'0	54'7	50'4	55'0	46'1	1.—Énclave
fm.....	30'2	5'9	7'7	30'7	27'4	2.—Dique porfídico
c.....	6'1	7'2	5'0	0'0	6'4	3.—Granito
alk.....	22'7	32'2	36'9	14'8	20'1	4.—Micacita cuar
Σ	100'0	100'0	100'00	100'5	100'00	5.—Pizarra Micácea



	1	2	3	4	5	
X	36'3	13'1	12'7	30'7	33'8	An Anartita
Y	47'1	61'9	55'4	55'0	52'5	Or Ortosa
Z	28'8	39'4	41'9	14'8	26'5	B Biotita
Si	417	424	363	295	287	M Moscovita

■ Campo de las arcillas
 ● Campo eruptivo

cuarcitas. Los minerales típicos de metamorfismo más próximos son la estauroлита, la cordierita y las espinelas, de coordenadas:

$$\text{Estau. } \begin{cases} X = 29 \\ Y = 72 \end{cases} \quad \text{Cordier. } \begin{cases} X = 50 \\ Y = 50 \end{cases} \quad \text{Espinel. } \begin{cases} X = 50 \\ Y = 50 \end{cases}$$

Pero como éstos no han sido delatados por los estudios microscópicos hemos de buscar la relación con el par biotita ($X = 67$; $Y = 22$)-moscovita ($X = 0$; $Y = 75$). Efectivamente, se sitúan sobre la línea que une estos minerales. Quizás exista influencia de algún otro (la turmalina, por ejemplo) que por su contenido en sodio ayude a la moscovita a desplazar la proyección de las rocas hacia la línea *alk-alk*.

El granito y el pórfido se encuentran próximos al grupo del granito normal y al área del granito-aplita.

Si proyectamos los puntos de estas rocas sobre la línea de las plagioclasas ($x - y - 50 = 0$) nos encontramos con una variación cada vez más ácida que va desde la micacita al granito según los siguientes pasos:



El pórfido se proyecta sobre el mismo punto que el enclave, pero este valor de plagioclasas teóricas no indica su verdadera proyección.

En el cuadro XZ las rocas metamórficas están claramente situadas fuera del campo eruptivo, hecho que nos permite buscar su ascendiente sedimentario que vendría dado por el grupo de rocas pelíticas arcillosas. Los procesos metamórficos que dieron nacimiento a las rocas actuales están representados por un desplazamiento hacia el polo *alk*. Uniendo el área de los sedimentos pelíticos con la proyección del granito obtenemos una paralela a la arista *fm-alk* sobre la que se sitúa el análisis del enclave. Tanto si suponemos que esta roca es un resto de la pizarra micácea o de la micacita cuarcífera, no cabe duda que ha

sobrevenido un proceso de alcalinización mayor al mismo tiempo que aumenta un poco el valor de los fémicos. También en el paso de los sedimentos pelíticos a la micacita o a la pizarra hay una alcalinización, pero aquí existe una reducción de los valores fémicos.

El pórfido parece quedar fuera de estas consideraciones, pero no perdamos de vista que su análisis no es total y que el aumento de los álcalis existentes en los fenocristales disminuiría el valor de X y su proyección quedaría más baja que la del granito, aunque con un valor muy semejante de Z, pues también aumentaría el valor de Al_2O_3 y el peso molecular de este elemento y del K_2O no representan grandes diferencias (102 y 94, respectivamente).

Resumiendo todos los hechos más notables que podemos observar en esta representación nos encontramos con lo siguiente:

- 1.º Exceso de sílice en todo el campo estudiado.
- 2.º Notables diferencias en cuanto a los valores fémicos entre las claramente metamórficas y las granitoideas.
- 3.º Existencia de una serie progresiva ácida en las plagioclasas teóricas desde la micacita al granito.
- 4.º Proceso de alcalinización y disminución de fémicos para originar las rocas metamórficas a partir de sedimentos más o menos arcillosos.
- 5.º Aumento fémico en el enclave con relación a las otras dos rocas sedimentarias.

II PARTE

Entre los problemas de índole genética que se podrían considerar en este contacto, hay que dejar aparte la discusión del origen de la gran masa granítica del batolito.

Sería completamente pueril y fuera de lugar el querer obtener deducciones de esa amplitud por el estudio de un pequeño contacto marginal. Es más, como decía al principio, en otras partes del borde granítico los pasos metamórficos son diferentes, y mientras no se estudie toda la aureola y el interior del batolito no se podrá llegar a una concepción de conjunto.

Para el estudio del problema concreto de nuestro caso lo primero que hemos de intentar es su clasificación en cuanto a la zona metamórfica en que nos encontramos.

Según la idea de Grubenmann y Niggli (5) estaríamos en una mesozona baja.

Según la concepción de Tilley y Barrow (13) en el área de la biotita.

Según Jung y Roques (6), estos esquistos corresponden a la zona de las micacitas inferiores de la serie ectinítica, ya que no se han desarrollado cristales feldespáticos.

Más interesante nos parece su clasificación según las facies mineralógicas propuestas en 1920 por Eskola (1), ya que, fundada en los conjuntos mineralógicos que aparecen según las leyes de equilibrio, tiene la gran ventaja de su elasticidad, permitiendo al mismo tiempo obtener clara idea sobre la roca originaria, así como sobre los procesos que han actuado.

Precisamente, el punto crucial para la clasificación está en la determinación de la existencia de dicho equilibrio. En este caso se complica con la presencia de la turmalina.

Este elemento es frecuente en las rocas de origen pelítico y estructura cornubianítica y ha sido ampliamente discutido sin que se haya podido aclarar por completo su origen. Landergren (7) cree que el boro de los sedimentos marinos procede de organismos acuáticos de los que pasa a

los sedimentos y posteriormente forma compuestos en rocas cristalinas. A la idea semejante de Goldschmidt y Peters (4) sobre el origen de los cristales de turmalina diseminados en los esquistos de contacto, Turner (14) pone objeciones cuando dice:

«This explanation is inadequate, however, when the tourmaline-bearing rocks are of other than pelitic composition, especially in the cases of greenschists derived from basic lavas and marbles formed from limestones and dolomites, where the parent rocks are consistently poor in boron» (pág. 491).

De todas formas, aquí no nos encontramos en este caso, y además por estar los cristales perfectamente desarrollados y sin inclusiones (tan frecuentes en las turmalinas de las pegmatitas), así como diseminados por toda la masa de la roca, me inclino más a creer en la suposición de Goldschmidt y Peters, ya que si suponemos que se ha originado por la llegada de flúidos cargados de boro, debieron empapar toda la roca y actuar en un temprano estado de metamorfismo. También es digno de mencionar que recientemente M. Michel-Levy (9) ha realizado la síntesis de cristales de turmalina a partir de esquistos a temperatura relativamente baja y en condiciones físicoquímicas bastante simples.

El equilibrio mineralógico del conjunto lo podemos basar en los siguientes hechos:

- 1.º Entre las rocas metamórficas no aparecen fenómenos de reemplazamiento de unos minerales por otros.
- 2.º El número de componentes calculados según los óxidos dados por los análisis es como máximo de 11, pero queda en realidad muy reducido si consideramos que,

por ejemplo, el K_2O va siempre unido al aluminio, que el Ti puede entrar en lugar del Si, que el MgO y el FeO se sustituyen mutuamente, etc. Así podemos calcular que el número de componentes viene dado por los elementos de la base del cálculo normativo de Niggli con algunas reducciones. Las moléculas que podemos formar en la base como máximo son las siguientes: Kp, Ne, Cal, Fs, Fo, Fa, Ru, C, Q, más el boro. De aquí no podemos considerar como uno solo el Ne y el Cal, puesto que algo de sodio entra en la turmalina; el Fa y el Fo sí pueden considerarse como uno solo, lo mismo el Fs y el C, porque hay exceso de aluminio sobre los álcalis y la cal feldespaticizable. También el Ru se puede considerar integrado en el Q, pues no encontramos ilmenita. De esta forma el número de componentes quedaría cuando más reducido a 6 ó 7. Como la composición mineralógica viene definida por el cuarzo-biotita-moscovita-turmalina(-plagioclasas) o por estos elementos más la pirita en parte de la micacita, siempre se cumplirá que

$$\varphi \leq c$$

3.º Más adelante llegamos a la conclusión probable de que estas rocas metamórficas proceden de sedimentos un tanto diferentes pero sometidas a las mismas condiciones físicas, por lo que, al desarrollarse el mismo conjunto mineralógico, obtenemos una buena comprobación para la idea de equilibrio.

4.º No tenemos puntos de referencia con otras rocas metamórficas más alejadas, pero cabe esperar una igualdad mineralógica bastante uniforme como acontece con el metamorfismo originado en el batolito de Jálama (2).

Por todo esto admito que en estas rocas existe un equi-

librio mineralógico, mientras que no se puede decir lo mismo para las graníticas en el contacto con los énclaves, puesto que la andalucita ha sido sustituida en parte.

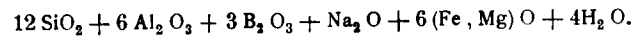
Se impone ahora la clasificación dentro de las facies establecidas. Para esto hemos de considerar la turmalina como elemento accesorio, quedándonos con el conjunto mineralógico indicador de moscovita-cuarzo-biotita, y con el hecho de ser rocas pelíticas en íntimo contacto con la masa granítica.

El primer hecho que salta a la vista, dado el contacto y la estructura de las rocas, es cómo no se han desarrollado minerales típicos de las facies de cornubianitas piroxénicas que aparecen casi siempre en estos casos. Como existe un exceso de sílice, el conjunto mineralógico vendría dado por minerales tales como la andalucita, cordierita, espinelas, corindón anortita y grosularia, producidos por la alta temperatura del contacto cuanto éste se origina por una intrusión magmática.

Goldschmidt da como probable la temperatura de 1.000 a 1.200 grados para la formación de la orla metamórfica del distrito de Oslo con ese tipo de minerales (3), mientras que se considera la de 700º a 750º la indicada para el paso de las facies de cornubianitas piroxénicas a la de las anfibolitas. Tampoco en esta última facie podemos encajarlas, puesto que no aparecen desarrollados minerales de ese tipo. Nos encontramos por lo tanto en las facies de los esquistos verdes que pueden aparecer tanto en las aureolas de simple contacto como en el metamorfismo de gran estilo, pero siempre en condiciones de baja temperatura y pequeña presión. Lo mismo se pueden originar de rocas ígneas básicas como de sedimentos pelíticos ricos en sílice.

Una vez aquí la presencia de biotita como elemento do-

minante nos suministra una buena base para incluir las dos rocas metamórficas y el énclave en la subfacie de la biotita-clorita y grupo de los esquistos pelíticos con el complejo mineralógico biotita-moscovita-cuarzo al que habría que añadir en la pizarra micácea la turmalina y quizás algo de epidota o albita. La micacita cuarcífera representa un estado más puro en este sentido. En efecto, proyectando las tres rocas en el diagrama ACF con exceso de sílice y potasio (fig. 1), las tres caen en el campo de los esquistos con aquella composición mineralógica. Como el contenido en potasio no es ni mucho menos muy elevado, no aparece la microlina propia de los esquistos feldespáticos que se proyectan en el mismo campo. Por otra parte el contenido de Al_2O_3 no es excesivamente alto como a primera vista parece, puesto que hemos de tener en cuenta la existencia de turmalina cuya fórmula la podemos suponer originada por la suma siguiente:



Precisamente, en el énclave donde no se ha delatado la presencia de turmalina, la cantidad de aluminio dada por el análisis es menor en más de un tercio que en las otras dos rocas.

La proyección de la micacita está situada en la línea moscovita-biotita, debido a que en esta roca el análisis no ha dado más que indicios de calcio. Este hecho se puede explicar suponiendo que los sedimentos originales carecían de tal elemento, pues es poco probable un desplazamiento total del ión calcio durante los procesos metamórficos que aquí fueron de pequeña escala. Las otras dos rocas, por el contrario, tienen un valor de C casi igual y quedan desplazadas hacia el centro del triángulo, pero mien-

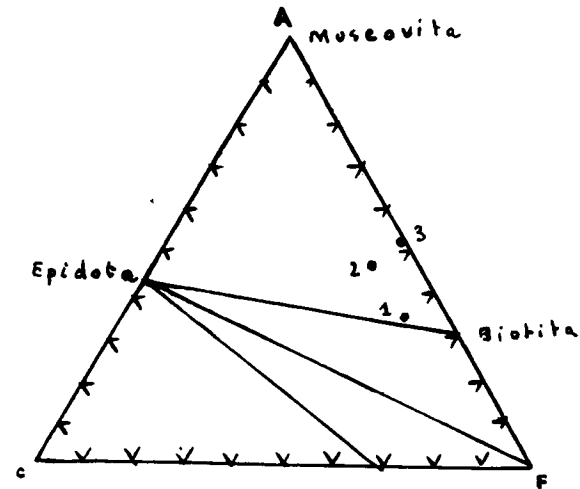


Fig. 1.—Proyección triangular ACF. Núm. 1, énclave; 2, pizarra micácea; 3, micacita cuarcífera.

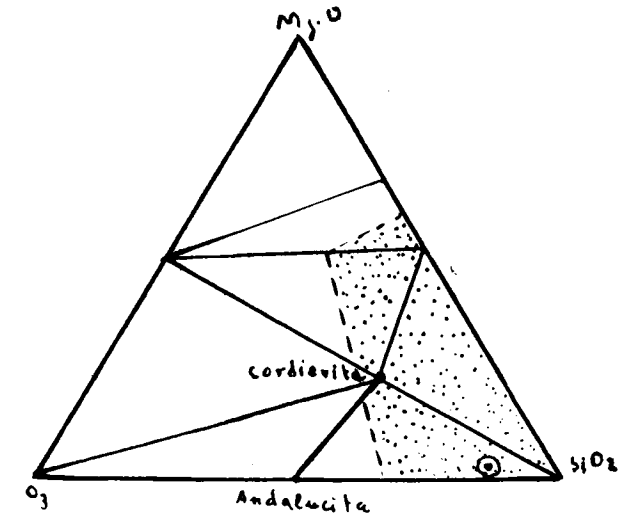


Fig. 2.—Proyección del análisis del granito del contacto sobre el diagrama $MgO-Al_2O_3-SiO_2$. El área punteada correspondería a la zona de proyección de las facies cornubianíticas piroxénicas originadas de sedimentos pelíticos.

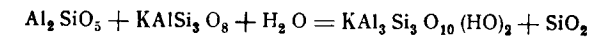
tras la pizarra micácea lo efectúa hacia el punto de la epidota (por la menor cantidad de álcalis), el énclave tiende hacia el campo de la biotita-microlina-cuarzo-biotita-(epidota) perteneciente a los esquistos cuarzofeldespáticos de la misma subfacie. Es decir, que si este énclave procede de sedimentos semejantes a la pizarra micácea, ha sufrido un aporte de elementos alcalinos, y si de sedimentos iguales a la micacita, al aporte de sodio y potasio tendríamos que agregar otro (probablemente anterior) de calcio. Este razonamiento apoya y amplía el mismo punto de vista deducido de la representación de Niggli-Becke.

La presencia de andalucita en el granito parece indicar un proceso metamórfico anterior a la formación de la roca actual. La misma inestabilidad de este mineral apoya tal suposición. Y admitido esto hemos de suponer también que anteriormente a la roca granítica existía un esquisto perteneciente a las facies de las cornubianitas piroxénicas originado sobre sedimentos pelíticos en contacto con rocas graníticas y originados a altas temperaturas, pero a la misma presión que las facies de los esquistos verdes.

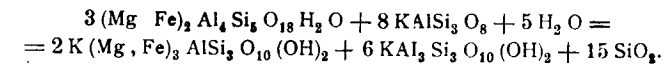
Razonando así, obtenemos la superposición de dos procesos para el granito del contacto: el primero fué capaz de convertir los sedimentos en cornubianitas piroxénicas originadas sobre sedimentos pelíticos en contacto con un verdadero granito situado más hacia el interior del actual batolito, y en micacitas, los sedimentos algo más alejados, quedando algunos énclaves de éstas en aquéllas. Quizás un poco más lejos existan pizarras que, perteneciendo aún a las facies de los esquistos verdes posean cloritas o cloritoides por originarse en un medio más pobre en K_2O . Falta por determinar la potencia de estas tres bandas metamórficas primitivas.

El segundo proceso sería capaz de transformar las cornubianitas piroxénicas en rocas graníticas. Quizás por asimilación magmática o más probablemente mediante un gran aporte de potasio y sodio, ya que los cristales de plagioclasas, y sobre todo los de microlina, envuelven a los otros elementos, especialmente a la andalucita, con su corona de reacción.

Las rocas de origen pelítico que se transforman en esquistos de las facies de cornubianitas piroxénicas presentan, entre otros minerales, el grupo corindón-andalucita-cordierita-anortita. Mediante un aporte de K_2O y movilización de la sílice, el corindón puede pasar a ortosa o microclina y de aquí reaccionar con la andalucita según la ecuación siguiente:



En el caso de la existencia de la cordierita la ecuación sería:



de donde sobra gran cantidad de sílice que podría explicar la abundancia de grandes cristales de cuarzo con inclusiones.

Podemos ahora efectuar una representación gráfica en la que no intervengan los álcalis y la menor cantidad posible de félicos. De esta forma la proyección sería bastante parecida a la de la cornubianita original sobre el mismo diagrama. Elegimos para esto el diagrama triangular $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ (foto 2). Resultando que el granito se sitúa casi sobre la línea de la andalucita-caolín(sericita)-cuarzo y muy dentro del campo de las facies cornubianíticas piroxénicas originadas de sedimentos pelíticos.

Aunque la migración de Mg haya sido muy fuerte (véase las diferenciales de este elemento entre el granito y las rocas metamórficas, pág. 10), no saldría fuera de este campo. Únicamente estaría más desplazado hacia el punto proyectivo de la cordierita.

El caso del dique porfídico es mucho más complicado. En él no aparecen minerales de metamorfismo, aunque sí agregados moscovíticos semejantes a los que rodean la andalucita del granito, y a pesar de que existen otros caracteres comunes es muy aventurado, y sin base real, el suponerle un origen idéntico.

Es poco probable que se haya originado por una intrusión magmática sincronizada con el metamorfismo, ya que las reacciones acaecidas en estos sedimentos para convertirlos en micacitas y pizarras micáceas debieron sobrevenir de una forma muy lenta, dadas las bajas condiciones de presión y temperatura que se le suponen, y en consecuencia los grandes cristales porfídicos no debieron de originarse.

La existencia de sedimentos o rocas diferentes al resto de los paquetes paleozoicos anteriormente al metamorfismo puede ser una buena sugerencia. Pero es preciso estudiar otros contactos próximos más asequibles a la observación de campo, así como una minuciosa estratificación del cámbrico poco metamorfozados. Mientras tanto, únicamente cabe señalar su presencia e indicar su semejanza química con el granito próximo.

Los énclaves en el granito los hemos venido considerando como originados de rocas sedimentarias, y efectivamente su constitución mineralógica y su estructura no permiten atribuirle otro origen. Es curioso el hecho de que su composición mineralógica sea más semejante a la mi-

micacita, mientras que la composición química aparece más próxima a la pizarra. La semejanza química se aprecia admirablemente en los valores de la base normativa.

Kp	Ne	Cal	Fs	Fo	Fa	Ru	C	Q	
9'8	13'6	3'1	0'2	2'5	5'1	0'2	4'2	61'3	énclave
11'3	15'4	4'2	1'0	2'8	5'3	0'3	8'5	51'2	pizarra
15'3	16'7	0	1'1	1'7	6'7	0,2	11'7	46'6	micacita

El hecho de que la composición mineralógica sea más perfecta se puede explicar, o bien porque el proceso metamórfico se ha desarrollado en el énclave a temperatura algo superior, o bien porque se han superpuesto dos fenómenos consecutivos. Esta segunda suposición está más de acuerdo con las observaciones sobre el granito. Así, primeramente, existiría como un énclave dentro de las facies de las cornubianitas piroxénicas, y cuando éstas pasaron a granito o fueron asimiladas por el magma quedaron convertidos en micacitas un tanto feldespáticas. Observemos, sin embargo, dos hechos: la gran cantidad de sílice dado por el análisis y la falta casi por completo de turmalina. La ausencia de este elemento está compensada en cuanto al sodio por la presencia de algunos cristales de plagioclasas, pero el boro no debía de existir en los sedimentos primitivos. La gran cantidad de sílice parece indicar una formación a partir de elementos silíceos, pues su valor se eleva por encima del de el granito. Quizás no se convirtieron en esta roca por esta causa. Siendo así la acumulación primero de elementos cafélicos originaría una verdadera dessilificación (12).

Por su bajo contenido en aluminio no permitió el desarrollo de la facies de las cornubianitas piroxénicas. Posteriormente, al tiempo que desaparecía esa facie, aumentó su potencial en álcalis, pero no en la cantidad suficiente como para formar una roca feldespaticada.

III PARTE

Las consecuencias que podemos sacar de los datos y de la discursión anterior van resumidas de la forma siguiente:

1.º Las rocas, madre de toda la serie estudiada (dejando aparte el dique porfídico), eran sedimentos pelíticos, pero los que originaron los énclaves del actual granito y la micacita cuarcifera formaban lentejones silíceos.

2.º En el contacto metamórfico de Perosín se han superpuesto dos fenómenos de petrogénesis. Mediante el primero, la serie que se originó era así: granito-facies cornubianíticas piroxénicas (con énclaves)—facie de los esquistos verdes con dominio biotítico—facies de los esquistos verdes de dominio clorítico. Después de la segunda, la facies de cornubianitas piroxénicas pasó a granito y los énclaves «resistieron» este proceso por su constitución original.

3.º El paso de los énclaves a micacitas se realizó durante el primer proceso por la llegada de elementos cálficos.

4.º Durante el segundo proceso, los énclaves sufrieron un aporte de álcalis, y aunque pertenecen a la facies de los esquistos verdes, grupo de esquistos pelíticos, se nota una tendencia hacia el campo del conjunto biotita-microclina-moscovita-cuarzo, perteneciente ya a los esquistos feldespáticos.

5.º El granito y el dique porfídico presentan algunos caracteres propios de la serie calcoalcalina y grupo de los leucogranitos.

6.º El origen del dique porfídico no es posible deducirlo con certeza mientras no se estudien otros casos semejantes más asequibles a los trabajos de campo.

R É S U M É

Avec cette note, on initie une série de travaux sur les roches métamorphiques de l'Ouest espagnol.

On étudie ici un contact a Perosín (Peñaparda, Salamanca). Le changement se produit brusquement entre un granite porphyrique de deux micas et quelques schistes micacés et micaschistes d'un bas degré métamorphique. Restes de ces derniers roches sont restes dans le granite. Dans l'intime contact du granite existent des fréquents cristaux d'andalousite entourés par les autres elements du granite.

La composition mineralogique des roches métamorphiques presente les caracteres normaux des facies de schistes originés a basse temperature et faible pression.

Des analyses chimiques et leur étude on deduit que le granite présente quelques caractères propres de la serie calcoalcalone des roches leucocrates mais avec une tres grande elevation de la valeur *al*. Dans la masse porphyrique on observe les mêmes résultats. Projectant les analyses sur le diagramme XYZ-Si de Niggli-Becke on peut dériver les roches metamorphiques des sediments argileux (plus ou moins riches en SiO) dans ceux qui sont survenus phenomènes d'apport principalement de K₂O et Na₂O.

On les classifie comme appartenants aux facies des schistes verts, subfacie de la biotite, groupe des schistes pelitiques et déterminé par le complexe mineralogique biotite-muscovite-quartz(-épidote) plus le tourmaline.

L'enclave montre una tendance vers le champ de la biotite-microcline-quartz-muscovite appartenant a la même subfacie mais avec plus de degré de metamorphisme. On suppose l'existence d'une facie de hornfels pyroxènes qui fut plus tard remplacée par le granite restant quelques enclaves car ils procedaient de sediments plus siliceux.

Pour l'origine du porphyre isolé dans les schistes, l'auteur ne croit pas possible de déduire avec certitude son origine jusqu'à ce que l'on étudie d'autres cas semblables qui se présentent plus accessibles au travail du champ.

S U M M A R Y

With this study is begun a series of works on the metamorphic and granitic rocks from the western area of Spain.

Here, one studies an contact formation at the site of Perosín (Peñaranda, Salamanca). The transition of the contact is found in a brusque form between a porphyritic granite of two glimmer, and some slate and phyllites of a low metamorphic grade. Xenoliths of the phyllites have remained as embedments within the granite while in the slaty field is found an acid and porphyritic mass of small extension.

In the intimate contact of the granite with the xenoliths exist frequent crystals of andalusite surrounded by the other elements of granite. The mineralogical composition of the metamorphic rocks present the normal characteristics of the facies of schist originated under low temperature and weak pressure.

From the chemical analyses and their study is deduced that the granite presents some of the very characteristics of the calco-alkaline series of the leucogranitic magmas but, with a greater rise in the *al* determination. The same results are appreciated in the porphyritic mass. Projecting the analyses over the XYZ-Si diagram of Niggli-Becke, the metamorphic rocks may be related with clayish deposits (more or less rich in silica) in which have supervened the phenomena of contribution principally by the alkalis.

They may be classified as belonging to the facies of the greenschist, subfacies of biotite-chlorite, group of the pelitic schists, and determined by the mineralogical biotite-muscovite-quartz-(epidote) complex with tourmaline. The xenoliths shows a tendency towards the field of biotite-microcline-quartz-muscovite, belonging to the same but with a greater degree of metamorphism.

The existence is supposed, of a pyroxene-hornfels facies which was later replaced by the granite leaving some xenoliths on account of arising from more silicious deposits. As for the origin of the porphyry isolated in the slate, the author does not believe it possible to deduce its genesis

with certainty so long as other similar cases are not studied which may present themselves as more accessible to the work of the field.

R E F E R E N C I A S

- (1) ESKOLA (P.): «The mineral facies of rocks».—Norsk. Geol. Tidsskr. V. 6. 1920.
- (2) GARCÍA DE FIGUEROLA (L. C.): «Tectónica y petrografía del batolito de Jálama».—Tesis doctoral. Univer. Cent. 1952.
- (3) GOLDSCHMIDT (V. M.): «Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet».—Kristiania, Vidensk. Skr. I. Math-Natur. Kl. 11. 1911.
- (4) GOLDSCHMIDT (V. M.) y PETERS (C.): «Zur Geochemie des Bors».—Gesell. Wiss. Göttingen, Nach-Math-phys. Kl. 1932.
- (5) GRUBENMANN (U.) y NIGGLI (P.): «Die Gesteinsmetamorphose I».—Allgemeiner. Teil. Gebr. Borntraeger. Berlin. 1929.
- (6) JUNG (J.) y ROQUES (M.): «Les zones d'isométagmorpisme dans le terrain cristallophyllien du Massif Central Français». — Rev. Soc. Hist. Nat. d'Auvergne. Nev. ser. t. II.
- (7) LANDERGREN (S.): «Contribution to the geochemistry of boron II. The distribution of boron in some Swedish sediments, rocks and iron ores. The boron cycle in the upper lithosphere». — Arkiv. Kemi. Min. Geol. 19A. N. 26.
- (8) MALLADA (L.): «Memorias de la Comisión del mapa geológico de España». Madrid. 1927.
- (9) MICHEL-LEVY (M.): «Synthèse de la turmalin et de la jérémeiéwite».—C. R. Ac. Sc., t. 228. 1949.
- (10) NIGGLI (P.): «Die Magmentypen». — Sonderdruck aus, Schweiz Min. Petr. Mitt. Band XVI. Zurich. 1936.
- (11) SAN MIGUEL ARRIBAS (A.): «Representaciones gráficas petroquímicas».—Publi. de la Univ. de Barcelona.
- (12) REYNOLDS (D. L.): «The sequence of Geochemical Changes Leading to granitization».—Quar. J. Geol. Soc. London, CII, 3. 1946.
- (13) TILLEY (C. E.): «The facies classification of metamorphic rocks».—Geol. Mag. London. Vol. 61, núm. 718. 1924.
- (14) TURNER (F. J.) y VERHOOGEN (J.): «Igneous and Metamorphic Petrology». First Edit. 1951.

Junio 1953.

Notas paleontológicas

POR

ANTONIO DUE ROJO, S. I.
Director del Observatorio de Cartuja (Granada)

ANTONIO DUE ROJO, S. I.
Director del Observatorio de Cartuja (Granada)

NOTAS PALEONTOLOGICAS

ANTIGÜEDAD DEL HOMBRE EN AMÉRICA

Es muy explicable el entusiasmo con que los americanos acogen los descubrimientos arqueológicos que tienden a nivelar en lo posible las fechas de la aparición del hombre en ambos hemisferios, suavizando así el sentido peyorativo que en Paleontología puede tener el calificativo de *nuevo* continente; reconocen que los primeros pobladores de América fueron emigrantes de Eurasia, en virtud del argumento negativo de la ausencia de fósiles humanos suficientemente antiguos, y la apreciación común, hace diez años, era asignar a esa emigración una fecha inicial de unos mil años; nadie tomaba en serio las teorías que la hacían retroceder a diez mil. Hoy las cosas han cambiado, y muy recientemente se han presentado datos y argumentos válidos que han hecho reformar la opinión de los paleontólogos.

Al regresar Antonio de Ulloa de su viaje científico a América, publicó en 1772 un volumen titulado «Noticias americanas», donde describe los climas, topografía y costumbres en varios de aquellos países; y acerca de los pri-

meros pobladores hace un cálculo elemental a base de las 13 dinastías de los incas de que se tenía noticia por entonces: dando a cada una un promedio de treinta años de duración, retrocede a partir de la conquista (1525) y llega así al año 1135 de nuestra Era. Otras investigaciones posteriores han fijado el origen de las civilizaciones mayas, aztecas e incas hacia el año 1500 a. de J. C., fecha todavía insuficiente, puesto que corresponde a tiempos de cultura bastante adelantada (*Natural History*, abril 1953).

En 1926 una expedición del Museo de Historia Natural de Denver, Colorado, halló en la aldea de Folsom, Nuevo Méjico, fragmentos de instrumentos de piedra al mismo nivel que varios esqueletos de bisontes de especie extinguida; al año siguiente apareció un proyectil de piedra entre las costillas de un bisonte, y no muy lejos otras puntas de flechas de piedra estriada; el nivel del yacimiento correspondía al final del pleistoceno con antigüedad de diez mil a veinticinco mil años: este tipo clásico de talla en pedernal (*the Folsom complex*) no se ha encontrado en parte alguna del mundo fuera de América; y a éstos siguieron otros hallazgos semejantes, relacionados con restos de mamut, camello, jabalí, buey almizclado, antílope y otros.

En una cueva de las montañas de Sandía, al E. de Albuquerque, Nuevo Méjico, se hallaron en 1936 depósitos a tres niveles: el primero, reciente o precolumbiano; el segundo, sellado con piedra caliza, contenía artefactos del tipo Folsom y esqueletos de algunos de los animales antes mencionados, y el tercero, separado de los superiores por una capa de arcilla estéril, otros artefactos de tipo diferentes, trabajados en hueso, sin más dato cronológico que ser su antigüedad evidentemente mayor que la de Folsom. Paralelamente, en 1926, al SE. de Arizona, en la comarca de Cochise, se descubrían en los estratos ínfimos

de una excavación piedras molares y martillos de sílice; pero pocas armas, que abundaban en capas superiores, indicando un cambio en las condiciones de vida. He aquí algunos resultados numéricos recientes sobre la fecha de estos yacimientos (Frank H. H. Roberts, «*Scient. Amer.*», v. 184, núm. 2, págs. 15-19): Cochise, nivel superior = 2.500 años; medio = 4.000, e ínfimo = 7.750; De Folsom y Sandia, solamente en un horizonte cerca de Lubbock, Texas = 9.800; todos estos datos proceden del análisis por medio del carbono 14; por métodos estratigráficos se han asignado a los de Cochise 10.000 y de 10.000 a 12.000 a los de Folsom.

No poco discutido fué el «hombre de Tepexpan», cuyo esqueleto fué hallado en el valle de Méjico en 1947; pero en marzo de 1952, en la misma región, don Luis Aveleira, del Instituto Nacional de Antropología e Historia de Méjico, halló entre los huesos de un elefante seis instrumentos de industria humana en Santa Isabel de Iztapán; se les atribuyó primeramente una antigüedad de 12.000 a 13.000 años, pero el método radiactivo dió la cifra más moderada de 9.000, obtenida por J. L. Kulp (A. H. Richards en *Natural History*, abril de 1953), analizando muestras de polen, que mezclado con estiércol estaba incrustado en los huesos; pero como se evidenció más tarde, los caracteres de este polen eran diferentes del hallado no muy lejos al mismo nivel, lo que parecía indicar que el de los huesos procedía de capas superiores y se había incrustado por presión ulterior; es decir, que los huesos e instrumentos eran verosímilmente más antiguos que la muestra analizada. Por último, en el extremo meridional de América del Sur otros indicios de la presencia del hombre, sometidos al mismo análisis, dieron unos 8.600 años, y en 1953 (veintisiete después de los primeros descubri-

mientos), se encontró en Blackwater Drown una costilla humana en un estrato de arcilla de unos 10.000 años de antigüedad, en un yacimiento donde antes se habían hallado puntas de flecha del tipo Folsom; es decir, que se poseía ya el lazo de unión con las investigaciones anteriores.

Así las cosas, en el mismo año de 1953, el Dr. G. F. Carter, Presidente de la Escuela de Geografía de la Universidad John Hopkins de Baltimore, ha publicado en el «Southwestern Journal of Anthropology» un interesante informe, que revoluciona en cierto modo las opiniones hasta ahora expuestas. Da cuenta del descubrimiento de restos de industria humana (piedras talladas para convertirlas en armas) en unas terrazas de California de unos *cientos mil* años, lo que unido a lo que expondremos a continuación sobre la teoría emigratoria, probaría la presencia del hombre en América hace unos cuatrocientos mil; no faltan arqueólogos que admiten esta conclusión, que examinaremos más abajo. El yacimiento está cerca de San Diego, California, y a juzgar por el análisis químico, presencia y ausencia de minerales y otros datos, las terrazas de grava donde se hallaron los instrumentos tienen la antigüedad antes citada de 100.000 años.

EL PROBLEMA DE LA EMIGRACIÓN

Admitida generalmente, por las razones antes apuntadas, la necesidad de una emigración para explicar la presencia del hombre primitivo americano en el nuevo continente, se han propuesto diversas teorías acerca del modo como se llevó a cabo. La del viaje oceánico de larga duración se suele excluir comúnmente; hace pocos años una

expedición noruega a bordo de la «Kon-Tiki» (nombre de un héroe legendario inca que se dió a la balsa fabricada según las tradiciones más antiguas del Perú) hizo el viaje directo del Callao a Tahití para demostrar esta posibilidad, sin llegar por eso a convencer a los defensores de la opinión negativa. Ciertos puntos de contacto entre culturas tan dispares como la de los polinesios y los incas, las de los javaneses y los aztecas, parecen indudables, pero no suficientes para responder a las graves objeciones en contra; por ejemplo, G. Ekholm, del Museo Americano de Historia Natural (*Science News Letter*, febrero de 1952), llama la atención sobre ciertas columnas y balastradas mejicanas de Chichen Itza, con motivos de serpientes idénticos a otros encontrados en la isla de Java del año 700 de nuestra Era; y que por otra parte hay datos que prueban suficientemente la existencia de naves indias del año 400 en que se hacían viajes a Indochina e Indonesia, con capacidad para el transporte de varios centenares de tripulantes.

El camino más natural es el Estrecho de Bering, facilitado por las dos pequeñas islas, la Big y la Little Diomedes, que reducen los tres intervalos a unos 40 kilómetros de navegación cada uno. Tampoco esta solución satisface a los autores, y mucho menos la más radical de una configuración diferente de la actual en cuanto a que el estrecho hubiera sido istmo; no les queda, por exclusión, sino el paso a pie enjuto durante las glaciaciones, en que, por acumularse el hielo en los extensos casquetes polares, bajaría el nivel del mar unos 90 metros; y la profundidad de aquel sitio no llega a los 40. Este puente, practicable tan sólo durante los períodos glaciales, ofrecía allí la ventaja de estar libre de hielos, que consta respetaron gran parte de la península de Alaska, quizás a causa de un régimen deficitario de lluvias, semejante al actual en la parte Norte,

donde la precipitación anual es de 125 a 250 milímetros nada más; y se refuerza el argumento por el hecho de que en la emigración tomaron parte varias especies de animales originarios de Asia, lo que evidentemente excluye el uso exclusivo de barcos o su equivalente.

En efecto, la teoría más verosímil (Ralph Solecki, *Sc. Amer.*, v. 184, núm. 1, págs. 11-15) da como móvil del viaje, no la aventura, sino la necesidad: la lengua de tierra de Bering estaría durante las glaciaciones cubierta de la misma especie de hierbas altas que hoy crecen en la península de Alaska; los caribúes, alces, bisontes y otros herbívoros asiáticos emigraron desde Siberia a estos pastos más abundantes, y tras de ellos los hombres; los fósiles de dichos animales en América prueban que le precedieron bastantes años, puesto que datan de 25.000 a 30.000 años; según G. Gaylord, este corredor se utilizó también en sentido inverso por otros animales originarios de América para pasar al Asia, tales como el caballo y el camello; en cuanto a los hombres, tan sólo emigraron las tribus nómadas de cazadores y no otras de vida sedentaria. El sitio por donde pasaron se halla probablemente muy al Norte de Alaska; W. A. Johnson cree que desde allí se abría el camino más obvio y fácil hacia el Sur, siguiendo los valles del Mackenzie; y calculando un avance de unos tres kilómetros por estación, tardarían 5.000 años en llegar al Cabo de Hornos.

En confirmación de tales teorías se han encontrado armas de piedra del tipo Folsom en Brooks Range, al Norte de Alaska, y en Iyatayet, junto al cabo Denbigh, otros iguales mezclados con cinceles o buriles idénticos a los del hombre de Cro-Magnon en Europa; en particular, el orden de los estratos de Iyatayet es el siguiente: 1) Restos de troncos usados por los esquimales de hace 300

años en la construcción de una casa subterránea. 2) Una capa de arcilla con restos de los esquimales Ipiutak de hace 2.000 años, que solían comerciar con los siberianos y cuya cultura tiene mucha semejanza con la del neolítico en el Norte de China y en Siberia. 3) Una serie de capas de arcilla estéril de 15 a 45 cm. de espesor cada una, indicadoras de haber estado la región deshabitada durante un largo período. 4) Debajo de estos estratos, y a 2,1 metros de profundidad, se hallaron los restos mencionados, entre ellos los llamados *microlitos*, puntas de armas de obsidiana o sílice muy bien talladas y con bordes finamente dentados, en comparación de los cuales los del tipo Folsom resultan toscos. Esta terraza se halla hoy a doce metros sobre el nivel del mar y las laminaciones que están sobre ella indican sucesivas inundaciones posteriores. La fecha de los buriles idénticos a éstos hallados en Europa es de 15.000 a 30.000 años; los esquimales de ahora que los vieron los atribuían a una raza de pigmeos, según sus tradiciones; pero consta por el resto humano del hombre de Folsom que éste era de estatura normal. En cuanto a la *exclusiva* de fabricación americana de las flechas de Folsom, pudiera explicarse por una evolución industrial de los modelos asiáticos, corroborada por el aislamiento subsiguiente de los americanos respecto de la civilización eurasiática.

Con estos datos a la vista, podremos seguir ahora mejor el razonamiento antes mencionado de Carter acerca de los descubrimientos de California: si solamente durante las glaciaciones era posible la emigración, al comprobarse la presencia del hombre en América *antes* de la cuarta, se sigue que el paso tuvo lugar *durante* la tercera, o sea unos 300.000 años antes de la fecha asignada a aquel yacimiento (100.000); por consiguiente resultan 400.000.

DIFICULTADES DEL MÉTODO RADIATIVO EN PALEONTOLOGÍA

Más de una vez se han podido confrontar los resultados cronológicos obtenidos por radiactividad con los de otros métodos diferentes, ya históricos ya geológicos; en general la coincidencia es aceptable y en muchos casos muy buena; otras veces no lo es tanto, y conviene examinar las causas posibles de error, como lo hace E. S. Deevey, Director del Laboratorio de Geocronometría en la Universidad de Yale (*Sc. Amer.*, v. 186, núm. 2, págs. 24-42) en un trabajo publicado recientemente. Acerca del estudio del abeto en los estratos, advierte que aunque el predominio del abeto corresponde a un clima frío, relacionado con los períodos glaciales, y el de encina, a climas más suaves, propios de los interglaciales; pero su valor es relativo y aplicable a capas continuas de sedimentos, por ejemplo, a los de un mismo lago; además exige la determinación previa de la fecha de glaciación en cada comarca: el predominio del abeto en Connecticut arguye unos 8.000 años, mientras que en el Canadá corresponde a la época actual; y lo mismo se diga de la duración del período, que respecto del pino, desde Virginia al Maine, es de 3.000 años (del 9.000 al 6.000). Cita después algunos resultados desconcertantes del análisis radiactivo: 1) De una docena de objetos hallados en el Perú en un mismo nivel hubo en casi todos buena coincidencia con los datos estratigráficos; pero dos de ellos dieron, el uno (conchas de moluscos) 3.600 ± 440 años, y el otro (plantas) 4.400 ± 540 ; 2) Entre dos objetos de madera encontrados en dos tumbas, incompletos ambos, pero cuyas juntas ajustaban perfectamente, mostrando con evidencia ser piezas de una misma vasija, había una discrepancia de 900 años; y 3) En

Dinamarca se advirtió asimismo una enorme diferencia de fechas respecto de avellanas sepultadas, como si algunos de los antiguos pobladores las hubiesen desenterrado y cambiado de nivel.

El tratamiento de las muestras consiste en reducir las primero a anhídrido carbónico, purificarlo y obtener de él el carbono, haciéndolo pasar por magnesio caliente; una vez lavado, se extiende en forma de película muy fina alrededor de la parte interna del contador de Geiger; y nótese bien que los contadores actualmente empleados por Libby en sus justamente renombrados análisis son unas 50 veces más sensibles que los ordinarios; aun protegiéndolos con los novísimos perfeccionamientos técnicos, de influencias exteriores, principalmente cósmicas, siempre queda un fondo del orden de 2,5 descargas por minuto; la radiación media (única que es posible obtener) es la que resulta de restar este fondo del registro total en veinticuatro horas. La desviación típica o standard con que hay que contar es de un tercio: o lo que es lo mismo, de tres datos, uno puede ser falso, sin que se sepa cuál; prolongar el tiempo sería bueno, pero caro...; y, además, como esa desviación depende de la raíz cuadrada del número de observaciones, si éstas se prolongan cuatro veces más, la probabilidad de lograr mayor exactitud es solamente doble.

Por otra parte, durante los miles de años transcurridos, puede alterarse por múltiples causas la cantidad de carbono radiactivo: se ha notado que sistemáticamente las conchas analizadas dan un 10 por 100 más de antigüedad que la madera; y hay que tener en cuenta el contenido de ese carbono en el agua o limo donde las muestras han estado depositadas. Las plantas acuáticas lo toman de compuestos bicarbonatados, que parcialmente al menos pudieron proceder de calizas antiguas, radiactivamente muertas, o

al revés, porque la *cadena* es muy larga: del anhídrido carbónico del aire pasa al ácido carbónico del agua, la cual en su camino subterráneo da lugar al carbonato de calcio y éste a los compuestos bicarbonatados del agua de los ríos; de aquí va a las células vivas y luego viene la prolongada estancia de los restos orgánicos en el sedimento: demasiados pasos, y algunos de ellos poco conocidos; su estudio proporcionaría datos importantes sobre la historia química de los lagos, de los mares y de la atmósfera terrestre.

ICNOLOGÍA

Un ejemplo notable de la aplicación de este método paleontológico se expone en el número de septiembre de 1953 de *Natural History*; como indica la etimología de esta palabra (de *icnos*, huella), consiste en el estudio de las pisadas fósiles en orden a la reconstrucción anatómica de los animales de donde proceden.

Se trata de un animal del triásico (200 millones de años), que vivió en ambos continentes, pero del que jamás se ha identificado el esqueleto: sólo se han encontrado sus huellas, con la extraña particularidad de que tienen una extraordinaria semejanza con la de la mano de un hombre; se diferencia en que el pulgar es deforme y sin uña, y los dos últimos dedos van disminuyendo rápidamente de tamaño comparados con el dedo medio; además la disposición de éstos es inversa, con el pseudo-pulgar hacia afuera. Por primera vez se hallaron estas huellas fósiles en Alemania en 1834 y se llamó quiroterio al enigmático sér; en 1935 fueron encontradas también en América, en las areniscas rojas de las montañas de Moencopi,

Arizona y en diversas fechas en Inglaterra, Italia, España y Francia. El tamaño oscila entre poco más de un centímetro y poco menos de un metro: las extremidades posteriores son las que dejan esta huella singular, que ha dado lugar a las más dispares opiniones: desde atribuir las a un dinosaurio o a un oso gigantesco, hasta a una zari-güeya, pasando por el mono y el canguro; especialmente acerca del falso pulgar se ha llegado a un acuerdo, admitiéndose que no es propiamente un dedo, sino una excrescencia o apéndice destinado al apoyo o equilibrio.

Ante este problema, el Dr. F. Peabody, del Museo de Historia Natural de Kansas, decidió, en ausencia de otros datos, resolverlo exclusivamente por las huellas; para ello estudió la longitud del paso, la desviación de la línea media, angulación de las pisadas y otros caracteres; de ellos pueden deducirse la distancia entre hombros y caderas, longitud de las extremidades, proporción de éstas con el resto del cuerpo y modo de locomoción, además de otros elementos obvios de juicio, como son la ausencia o presencia de garras y su probable uso para la vida. Asimismo estableció comparaciones con las pisadas de numerosos animales actuales, cuyas huellas reprodujo por diversos procedimientos: aves y cuadrúpedos varios, reptiles, etc.; observó analogías bastante claras con huellas fósiles de reptiles del Pleistoceno (cuatro a cinco millones de años) y Paleoceno (setenta y cinco millones); de 1938 a 1949 realizó cinco expediciones al Norte de Arizona y Sur de Utah, en las que tuvo que resolver problemas prácticos equivalentes al que supondría arrancar de una calle quince metros de acera y llevarla intacta a unos 1.300 kilómetros de distancia, que es la que separa el museo de los yacimientos; los moldes positivo y negativo se llevaban unidos, con serrín interpuesto, en vagones de ferrocarril.

El resultado de tan penosa investigación ha sido la identificación de ocho especies de quiroterio; dos ya conocidas anteriormente en excavaciones europeas y otras seis completamente nuevas. Eran reptiles de larga cola con cuatro patas escamosas, de tamaño muy vario, desde el de un gato al de un elefante; las patas delanteras, más pequeñas, soportaban menor parte del peso del cuerpo y el modo de locomoción difería notablemente del de los reptiles, que extienden mucho lateralmente las extremidades; son los primeros vertebrados conocidos que usaron las extremidades inferiores bajo el cuerpo mismo. Otros problemas quedan naturalmente sin dilucidar, en espera del hallazgo de su esqueleto, que tanto se ha hecho esperar.

Las formaciones del terciario continental entre Ejea de los Caballeros y Tauste (Zaragoza)

POR

EDUARDO ALASTRUÉ

Ingeniero de Minas

EDUARDO ALASTRUÉ
Ingeniero de Minas

LAS FORMACIONES DEL TERCIARIO CONTI- NENTAL ENTRE EJE A DE LOS CABALLEROS Y TAUSTE (ZARAGOZA)

Las margas yesíferas de Tauste constituyen una extensa mole que descuella llamativamente en la dilatada llanura terciaria de las Cinco Villas, cercana al Ebro. Desde antiguo han sido referidas al Mioceno medio. En una de las primeras publicaciones que existen sobre la provincia de Zaragoza, la Memoria de Martín Donayre (3) se las consideraba continuación de la faja miocena de margas con hiladas de yeso que recorre la margen izquierda del Ebro, desde Juslibol hacia el NW. Con más precisión, Sáenz, en dos trabajos sobre el Terciario de la cuenca del Ebro (6) (7), las incluía en los yesos del Sarmatiense, que forman un gran manchón central en la depresión ibérica. Asimismo, las Hojas del Mapa Geológico a escala 1:50.000 de zonas limítrofes entre Aragón y Navarra (1), señalaban los yesos de Tauste como nivel típico del Sarmatiense en un cuadro estratigráfico del Terciario del extremo W. del valle del Ebro.

Todas estas referencias coinciden, pues, en afirmar que la formación de Tauste puede identificarse con las margas yesíferas grises y blanquecinas del Mioceno medio, que tan gran extensión adquieren en la parte central del valle del Ebro. Pertenecen, por tanto, al mismo

nivel de las margas yesosas que se muestran entre Borja y el Jalón, o al de los yesos de Rueda y Epila, o al de las margas yesíferas que desde estas dos poblaciones se continúa a través del Huerva hasta más allá de Belchite y Mediana; finalmente, es el mismo horizonte, que tan amplia propagación tiene al N. del Ebro, en el Castellar y en los Monegros.

No es necesario hoy día insistir en la distinción de esta formación yesífera miocena respecto de otros yesos inferiores, también muy frecuentes en la cuenca del Ebro, pertenecientes al Oligoceno. Su distinta posición estratigráfica ya quedó aclarada en los trabajos de Royo Gómez (4) y Sáenz (6) publicados, respectivamente, en 1926 y 1929.

La formación de Tauste al señalar con seguridad el Sarmatiense parece, pues, brindar un buen término de comparación para las series terciarias próximas, de edad tan imprecisa. Así, por ejemplo, al N. de la comarca de Tauste se dispone un amplio sector, incluido en las Hojas de Fustiñana y Ejea de los Caballeros, en el que predomina la que se ha dado en llamar «facies oligocena típica» —alternancia monótona de margas, calizas y areniscas—, cuya identificación exacta tropieza con los conocidos inconvenientes de los pisos de este Terciario continental: la falta de fósiles y de caracterización litológica. Por comparación con series cercanas y con otros cortes del valle del Ebro, esas formaciones al N. de Tauste se han incluido en niveles superiores del Oligoceno (el Estanpiense y el Aquitaniense) (*). Resulta útil, sin embargo, verificar esa atribución siguiendo la sucesión de terrenos hasta el Sarmatiense de Tauste. Tal en el objeto de la presente nota, que aspira a establecer esa correla-

(*) En la Hoja de Ejea de los Caballeros, de próxima aparición.

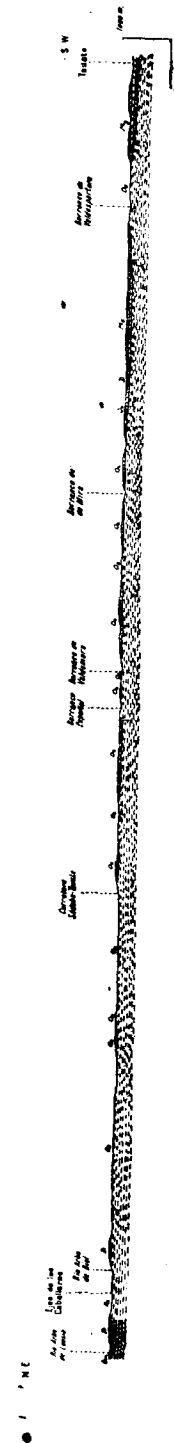


Fig. 1.—Corte geológico de las formaciones del Terciario continental entre Tauste y Ejea de los Caballeros. Om. moladas del oligoceno superior. — Oza. arcillas amarillas oligocenas. — Oc. calizas y margas blanquecinas suprayacentes. Ma. margas arenosas miocenas. — My. margas yesíferas del Sarmatiense de Tauste. — D. Cantarral diluvial.

ción examinando un corte detallado entre Ejea de los Caballeros y Tauste, en la dirección aproximada de la carretera que une a ambas localidades.

EL ITINERARIO GEOLÓGICO EJEA DE LOS CABALLEROS-TAUSTE

Dicho corte constituye una línea ligeramente quebrada que se dirige, en conjunto, de NE. SW. (fig. 1). Se inicia al N. del río Arba de Luesia, en las proximidades de Ejea, con las molasas bastas, pardas o amarillentas del Oligoceno superior, que al N. del Arba de Biel cubren gran extensión entre Erba y Ejea. Este tramo pertenece al mismo nivel que las arcillas amarillas que se desarrollan más al S., y con las que alterna en las áridas y desnudas llanuras que forman el paisaje de Luna, Valpalmas, N. de Ejea, las Pedrosas, etc. En este extremo septentrional del corte se superponen a las molasas y a las arcillas dos retazos de las margas arenosas rojizas con canto rodado, que representan en esta comarca al Cuaternario. No es de este lugar detenerse en la descripción de este terreno, de edad y origen dudosos, y que tan enorme desarrollo tiene en este sector del valle del Ebro, ya que nuestro propósito se limita a considerar la sucesión de los tramos terciarios hacia el S.

Al S. de Ejea se muestra una dilatada llanura perfectamente horizontal, que es probablemente una superficie de erosión desarrollada sobre las arcillas amarillas, finas y compactas, que constituyen el tramo inferior del Oligoceno de la comarca. Sobresalen en esta llanada algunas pequeñas lomas constituidas por calizas grises o blanco-agrisadas, finas y margosas, estratificadas generalmente en bancos delgados horizontales. Otras veces las calizas se hacen ásperas y arenosas y se disponen en bancos gruesos, alternando en uno y otro caso con mar-

gas blanquecinas, amarillentas o rosadas. Este horizonte calizo tiene gran expansión hacia el S. y hacia el E.—donde forma la extensa mole del Monte de Sora y de la Sierra de las Pedrosas—, y representa una formación superior a las arcillas amarillas, a las que se superpone claramente en numerosos cortes. Si por correlación con términos de varias sucesiones estratigráficas del valle del Ebro (por ejemplo, las establecidas por Marín (2), Vidal y Dépéret (8), Royo Gómez (5), Mendizábal, Cincunegui y del Valle (1) y Sáenz (7)), que se exponen detalladamente en la Memoria de Ejea de los Caballeros, atribuimos a las molasas y arcillas amarillas una edad estampiense, el horizonte calizo suprayacente puede incluirse verosimilmente en el Aquitaniense.

Más al S., en consecuencia, y si prosigue el orden de sucesión normal de terrenos, deberían aparecer las areniscas o margas arenosas rojas que representan en la región al Tortoniense. Así sucede, en efecto, pues en el km 15 de la carretera Tauste-Ejea se muestran, descansando sobre las calizas (un nivel brechoso de canto calizo menudo suele servir de límite entre ambas formaciones), margas sabulosas rojizas, que no dejan de ofrecer semejanza con las tierras rojas de «saso» de las manchas diluviales de la comarca. Ya acompañadas de menudos fragmentos de la caliza subyacente, o bien sin ellos, estas margas rojas, que habría que situar ya en el Mioceno, adquieren gran expansión hacia el S. y hacia el E., constituyendo una amplia mancha que por el E. del Arba llega casi hasta Tauste. Sin embargo, no llegan a ponerse en contacto, en las proximidades de este pueblo, con los yesos, pues una faja de las arcillas amarillas del Oligoceno los separa de ellos. Mas aunque junto a Tauste no sea observable el contacto de los dos tramos, no por eso dejan de ser claras sus relaciones estratigráficas.

La marcha estratigráficamente ascendente que hemos

seguido en dirección al Ebro, culmina —después de una breve interrupción señalada por las arcillas del Oligoceno que afloran en el Barranco de Valdespartera— en las margas yesíferas de Tauste. Estas entran en contacto con las arcillas oligocenas, superponiéndose en apariencia a ellas directamente, mas no hay inconveniente en suponer que existen margas arenosas rojas subyacentes, las cuales dejan de aparecer por haber sido recortadas por la erosión (véase corte fig. 1).

Este complejo de margas yesosas tiene una potencia, en los alrededores de Tauste, de 40 m. El detalle de su

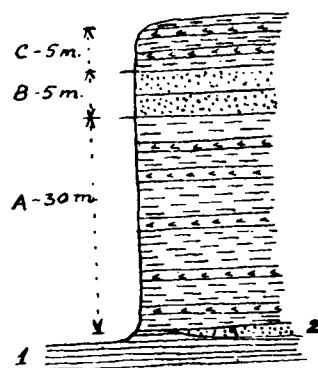


Fig. 2.—Corte esquemático de las margas yesíferas de Tauste: 1. Arcillas amarillas del Oligoceno superior.—2. Margas sabulosas rojas del Mioceno (Tortonense): A. Margas blanquecinas con capas o riñones de yeso.—B. Areniscas finas muy deleznales ocreas o rojizas.—C. Arcillas compactas grises-amarillentas con lentejones de yeso.

estratigrafía se indica en la fig. 2, que al mismo tiempo expresa los espesores de los distintos tramos.

La sucesión seguida, al relacionar en escala cronológica descendiente el Sarmatiense de Tauste con las arcillas, molasas y calizas de la zona de Ejea, permite confirmar la clasificación de éstas en la parte superior del Oligoceno. Este itinerario geológico pone asimismo de relieve que el contacto del Oligoceno con el Mioceno se sitúa

en esta transversal, muy hacia el S., pues las margas sabulosas rojas; pertenecientes probablemente al Tortonense, no se inician sino a unos 12 km. al N. del Ebro.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

El presente trabajo intenta la conexión de las formaciones terciarias de la comarca de Ejea de los Caballeros con las margas yesíferas de Tauste, situadas más al S., en las que aparece registrado con seguridad el Sarmatiense. En el sector de Ejea tienen gran desarrollo las molasas y arcillas amarillas que caracterizan la «facies oligocena típica» de grandes sectores del valle del Ebro. Un itinerario geológico dirigido hacia el S. permite observar que sobre ellas reposa un tramo de calizas grises, margosas o arenosas, con margas intercaladas, que cobra gran expansión hacia el S. y el E. Este horizonte calizo puede atribuirse al nivel superior del Oligoceno, pues a él suceden, progresando hacia el S., las margas sabulosas rojizas que representan en la región al Tortonense. Tras ellas se presentan los yesos de Tauste, en un notable conjunto de margas selenitosas que alcanza una potencia de 40 m. La sucesión seguida permite, por tanto, recorrer una escala continua y progresiva de terrenos desde las molasas y arcillas oligocenas, atribuidas con reservas en publicaciones anteriores al Estampiense, pasando por las calizas (quizá aquitanienses) y las margas rojas (ortonenses), hasta el nivel yesoso Sarmatiense de Tauste. Parece así confirmarse la edad oligocena asignada en trabajos anteriores (entre ellos la Memoria de la Hoja de Ejea de los Caballeros) a los terrenos terciarios del sector de Ejea y la posición muy meridional del contacto Oligoceno-Mioceno, que en la transversal recorrida quedaría sólo a unos 12 km. del río Ebro.

BIBLIOGRAFIA

- (1) INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA: *Hojas del Mapa Geológico Nacional de España a 1 : 50.000. Sádaba (1941). Sos del Rey Católico (1950). Sangüesa (1950).*
- (2) MARÍN (A.): *Algunas notas estratigráficas sobre la cuenca terciaria del Ebro (entre Caspe y Fayón).* «Bol. Inst. Geol. Esp.», t. XLVII, 2.ª parte, págs. 113-129. Madrid, 1926.
- (3) MARTÍN DONAYRE (F.): *Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza.* «Mem. Com. Mapa. Geol. Esp.», t. I, 128 págs. Madrid, 1873.
- (4) ROYO GÓMEZ (J.): *Edad de las formaciones yesíferas del Terciario ibérico.* «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. XXVI, págs. 259-279. Madrid, 1926.
- (5) — — — *Tectónica del terciario continental ibérico.* «Bol. Inst. Geol. Min. Esp.», t. XLVII, 2.ª parte, págs. 131-168. Madrid, 1926.
- (6) SÁENZ (C.): *Acerca de la extensión superficial de los yesos en la cuenca del Ebro.* Conferencia Mundial de la Energía. Sesión de Barcelona, 10 págs. Barcelona, 1929.
- (7) — — — *Notas acerca de la distribución estratigráfica del Terciario lacustre en la parte septentrional del territorio español.* «Publ. Conf. Sind. Hidr. Ebro», t. XXVI, págs. 1-29. Zaragoza, 1931.
- (8) VIDAL (L. M.) y DÉPÉRET (CH.): *Contribución al estudio del Oligoceno en Cataluña.* «Mem. Real Acad. Cienc. y Artes de Barcelona», t. V, págs. 311-347. Barcelona, 1906.

Temas de Física del interior de la Tierra

POR

JUAN MANUEL LOPEZ DE AZCONA

JUAN MANUEL LOPEZ DE AZCONA

TEMAS DE FISICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA

En la reunión de Bruselas de agosto de 1952, de la U. G. et G. I., y en la Sección de Física del Interior de la Tierra, se trataron los problemas comentados a continuación, temas atrayentes y de gran interés científico (*).

PROBLEMAS TÉRMICOS

Quedaron expuestos por Gutenberg, en la reunión mencionada, las ideas más recientes sobre la formación terrestre; los astrónomos aceptan que se formó a temperaturas bajas, lo que parece concordar con los geólogos, que sostienen la carencia de indicaciones de que hubiese estado sometida a temperaturas altas, también conforme con el razonamiento de los químicos de que la gran proporción de agua es una demostración de su origen a temperatura baja. Por ello se puede admitir que la tierra se formó a temperatura baja y que después experimentó un recalentamiento.

Se admiten dos orígenes para el calor terrestre, que son el descenso de los materiales pesados y la radiaci-

(*) Los resúmenes de las discusiones aparecieron con retraso a fines de 1953 en los «Annales de Geophysique», VIII, núm. I, págs. 112 a 122.

vidad. De ésta, su aportación principal se puede admitir procede de las capas graníticas.

En el estudio del régimen térmico, aparentemente estacionario, se encuentra el investigador con dos causas de error: las dificultades de conocer con precisión el contenido medio de elementos radiactivos y la aportación de las partes profundas del globo.

Sostuvo Bullard que los contenidos en elementos radiactivos que figuran en los manuales son excesivos, así como que la radiactividad de los bordes de los batolitos es de tres a cuatro veces la correspondiente al centro, que es poco probable que el uranio se hubiese desplazado hacia la corteza sin que permaneciese una proporción importante en profundidad, punto concordante con la opinión que hemos sostenido varias veces, ya que hemos demostrado que el contenido en uranio y torio de la corteza es menor que el existente debajo de la misma. Dice Bullard que con la edad de la corteza puede existir una gran aportación calorífica del interior, la que consideramos cierta, pero ésta no es opuesta a nuestra opinión de que ese calor interior en parte es radiogénico.

El valor medio del flujo continental se puede admitir como 1.1×10^{-6} cal/seg. cm.², mientras que el del Océano Pacífico es de 0.67×10^{-6} cal/seg. cm.², asignado éste al sial.

El problema considerado tiene verdaderas dificultades de estudio, debido a las variedades que presenta la corteza terrestre, incluso dentro del mismo sial, como se ha evidenciado por la velocidad de propagación de las ondas sísmicas.

La variación de la radiactividad del borde al centro de los batolitos graníticos da lugar a otro comentario de interés; y es que cuanto mayor sea la edad, la erosión habrá logrado más profundidad, y por lo tanto se efectuarán las observaciones más cerca del centro, y la

radiactividad de las muestras que se obtengan irá disminuyendo con el aumento de edad, y así se tiene para tres granitos de diferentes edades:

Localidad	Edad en m. a.	10^{-6} cal/seg.
Killersey	800	8,7
Grenville	800 a 1.100	4,7
Lake superior	2.000	2,4

Como complemento de las ideas es necesario considerar el gradiente térmico. Clapman y Price han demostrado que la conductividad del manto aumenta muy notablemente desde la profundidad de 700 km., y sostiene que al admitir un gradiente de 2°/km. la temperatura de la superficie del núcleo sería 6.700°. Este gradiente lo considera Jeffreys algo superior, y da la cifra de 3°/km.

Sobre la variación de este gradiente surge, como siempre, la dificultad del poco conocimiento que se tiene del interior; no obstante la fantasía, pueden establecerse hipótesis para desarrollar diversas teorías. Como ejemplo, y en analogía con los metales donde el aumento de las conductibilidades eléctricas y térmicas marcha paralelo, se podría decir que por aumentar la conductibilidad eléctrica tendríamos que admitir el aumento de la térmica. Lo mismo ocurre con las velocidades en función de la profundidad; su curva presenta un punto angular a los 950 km., desde éste el aumento se puede considerar como debido a la presión, pero de 200 a 900 kilómetros el gradiente es muy fuerte, y en esta zona están las simas más profundas (el de mayor profundidad 720 kilómetros). Estos datos indican cambios fundamentales que han de tener su correspondencia en el gradiente térmico; no obstante, las teorías más generalizadas asignan al núcleo de 6.000 a 8.000°.

PROBLEMAS TECTÓNICOS

Hoy se consideran los métodos radiactivos, para la determinación de edades, como uno de los puntales más firmes en el estudio tectónico de los grandes macizos antiguos o de aquellos que estuvieron sometidos a un metamorfismo intenso; como típico se tiene el occidente gallego, donde muchos puntos están pendientes de aclarar, por no disponer de medios adecuados.

En Canadá existe una amplia formación precambriana, con magníficos afloramientos. En la mayor parte de sus provincias se encuentran diques de pegmatitas, en los que se aprecian nódulos de uranolita, que sin llegar a tener interés industrial son magníficos para las determinaciones de edades, los que, debidos a los estudios efectuados en micas, circones, etc., han permitido a Wilson formar un mapa cronológico del Canadá, donde se observa que las provincias más antiguas son las del centro de la formación, que en la provincia apalachiana varían de 200 a 600 m. a., en la de Grenville de 800 a 1.200, en el orden de 2.000 m. a. en la del Lac Superior, y la de Churchill puede dividirse en varios períodos. Las del granito alpino del Adamello oscilan de 60 a 200 m. a.

El perfeccionamiento de estas técnicas permite, según Umbgrove, distinguir los pliegues caledonianos de los hercinianos, y consideramos que en un tiempo próximo serán una gran ayuda de la tectónica, por poder determinar las edades relativas de los diversos movimientos y subdividir éstos.

El mismo Wilson da como núcleos más antiguos con edades de 2.100 a 2.200 m. a. los de Australia, Africa del Sur (Rhodesia) y Canadá.

CONSTITUCIÓN DEL FONDO DEL OCÉANO ATLÁNTICO

Para el estudio del fondo del Océano Atlántico se ha recurrido a los métodos sísmicos de refracción. Con cincuenta perfiles sísmicos seleccionados se ha fijado 1,5 km./s. para la velocidad de las ondas en el agua, 1,7 km./s. para los sedimentos existentes con espesor pequeño, al que siguen unos 5 km. de espesor de una formación con 6,9 a 7,1 km./s. sobre un fondo de 8,1 a 8,2 km./s.

Según Vening Meinesz, esta composición indicada como media del Atlántico, ya que hay variaciones interesantes como en la fosa de Puerto Rico y otros lugares, está en armonía con el equilibrio isostático, ya que la capa 8,1 km./s. se eleva mucho.

Para la fijación de la naturaleza de este fondo sería de gran utilidad efectuar una campaña de gravedad en el mar, la que ha de tener grandes dificultades, principalmente por los fríos existentes.

Reconocimiento geológico en la zona del Puerto
de Contreras (Cuenca y Valencia)

POR

ANDRES BARTRINA BANSELL

y

FERNANDO GEA JAVALOY

ANDRES BARTRINA y FERNANDO GEA

RECONOCIMIENTO GEOLOGICO EN LA ZONA
DEL PUERTO DE CONTRERAS (CUENCA Y
VALENCIA)

*Hallazgo del «Bulimus Gerundensis» en la facies
paleógena ibérica*

INTRODUCCION

Cuando, llevados por nuestra afición a la Geología, solicitamos tema para nuestras prácticas del 4.º curso de la Escuela de Minas, nuestro profesor, D. José María Ríos, nos propuso el estudio de la región arriba indicada.

Para ello alegó motivos didácticos, pero más aún el hecho de que, a pesar de ser región tan transitada, no aparece registrada en mapa alguno de detalle, de modo que cuando se preparó la nueva edición del Mapa Geológico Nacional a escala 1:1.000.000 (I), los autores no encontraron dato publicado de alguna actualidad o utilidad. Hubieron de dibujar los contornos de la mejor manera que pudieron, por extrapolación del mapa de Richter y Teichmüller (II), que llega por el Norte hasta cerca de la región del Puerto de Contreras, y por lo que recordaban haber observado las muchas veces que cruzaron el Puerto en ruta de Madrid a Valencia.

Creemos que el principal mérito de este trabajo, nuestro primer trabajo geológico, reside en la novedad de la representación detallada de un área hasta ahora inédita. Rogamos benevolencia para él, hijo aún de la inexperiencia, pero fruto también de una poderosísima afición a esta

clase de estudios. Tuvimos la fortuna de encontrar, en capas consideradas como oligocenas, el *Bulimus Gerundensis*, fósil estimado como típico del Eoceno Inferior en facies continental. Desde hace tiempo se considera que la facies oligocena de gran parte de las cadenas ibéricas comprende también en su parte inferior el Eoceno con la misma facies, y es práctica frecuente designarlo como Paleógeno. Las razones para ello son puramente paleogeográficas, pues creemos que hasta ahora no se han aducido pruebas paleontológicas. Tenemos, pues, la satisfacción de poder confirmar, por la presencia del *Bulimus Gerundensis*, que aquella hipótesis pasa a la categoría de hecho para la zona por nosotros estudiada.

Nuestro agradecimiento a D. José María Ríos, sin cuyas orientaciones, enseñanzas y consejos no hubiera sido posible la realización de este trabajo, y asimismo a don José de la Revilla, en particular, y al Instituto Geológico, en general, la ayuda prestada en la clasificación de los fósiles, con sus consejos y amplísima ciencia y experiencia, y por las facilidades prestadas para el uso de material y locales.

FISIOGRAFIA

Geográficamente, nuestra región está enclavada en las provincias de Cuenca y Valencia. Su estudio comprende, en líneas generales, el de las márgenes del río Cabriel, en la zona representada en las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, números 692 y 693; comarca muy interesante, tanto desde el punto de vista geográfico como por la belleza de sus escenarios naturales.

Al N. y S. queda limitado este trabajo por los bordes respectivos de las hojas citadas, abarcando al E. y W. del

río Cabriel, aproximadamente, una banda de unos 12 kilómetros de ancho.

Forman esta zona los afloramientos meridionales de la gran mancha secundaria del Sistema Ibérico, limitados, tanto en su parte oriental como occidental, por depósitos terciarios.

Topográficamente nos encontramos en terreno bastante accidentado, que nos presenta una serie de montículos escalonados, formando una superficie muy quebrada; la zona N., en donde acaban las últimas estribaciones de la Sierra de Mira, es la de mayores desniveles.

Toda la región pertenece a las cuencas del Mira y del Cabriel, pero como el primero es afluente del último, en definitiva toda la zona es tributaria del Cabriel.

Este es río de régimen casi constante; a él afluyen algunas ramblas, cuyos cauces discurren por terrenos triásicos.

A estas ramblas principales desembocan muchas otras subsidiarias, verdaderos torrentes que cruzan la zona en todas direcciones.

Esto, unido a los abundantes bosques de pinos que cubren las partes más accidentadas, presta al paisaje un aspecto agreste y amable a la vez.

La vía de comunicación principal es la carretera de Madrid-Valencia, que pasa por Minglanilla, Contreras y Villargordo del Cabriel. En Minglanilla enlaza con la de Cuenca, y en el km. 225 con la que va a Albacete.

La parte central de la zona está recorrida por la carretera local La Pesquera-Villargordo del Cabriel, que pasa por Fuencaliente. En la actualidad interceptada, debido al derrumbamiento del puente sobre el Cabriel, hecho ocurrido a principios de 1936.

Desde el punto de vista agrícola esta región es de terreno poco productivo, si se exceptúa la vega del Cabriel y algunas pequeñas ramblas, en donde, por la facilidad

de riego, es mayor la riqueza. Los principales productos son: vino, aceite, azafrán, cereales y árboles frutales.

Los habitantes son gente sencilla, laboriosa y hospitalaria. Se dedican a la agricultura, y su nivel de vida es bajo.

Desde el punto de vista minero hemos encontrado indicios de antiguas explotaciones, hoy abandonadas, al NE. de Minglanilla, muy cerca de esta población, en el sitio llamado Las Minas, y algo al N. de Villargordo del Cabriel.

Ambas, explotaciones salinas en terreno triásico; las primeras son las conocidas minas de sal gema de Minglanilla, de bastante importancia en el siglo pasado; en cuanto a las segundas, hoy en día en explotación, tienen escaso interés.

Cerca de Fuencaiente, al lado del kilómetro 7 de la carretera local de La Pesquera a Villargordo, existe una mina que al parecer estuvo en explotación, aunque en realidad creemos que no pasó del período de reconocimiento. Existen en ella algunas labores que no hemos podido visitar, por estar destruídas unas e inundadas otras. Se trata, al parecer, de materia carborosa de aspecto parecido al lignito.

En nuestra opinión no ha pasado de meros intentos, sin intervención técnica alguna. Las vetas están intercaladas en horizontes de calizas tableadas, que estudiamos en el Keuper.

También hemos visitado dos canteras de yeso, de explotación muy limitada y de carácter puramente local; una cerca de Minglanilla, y al N. de Villargordo la otra.

ESTRATIGRAFIA

Todos los terrenos, desde el Triás al Oligoceno, los hemos encontrado representados, en mayor o menor extensión, dentro de la zona objeto de nuestro estudio. Hagamos la salvedad de Garumnense que, si bien pudiera aflorar en la base del manchón eoceno, ni lo hemos observado ni creemos que exista. Aunque de algunos pisos

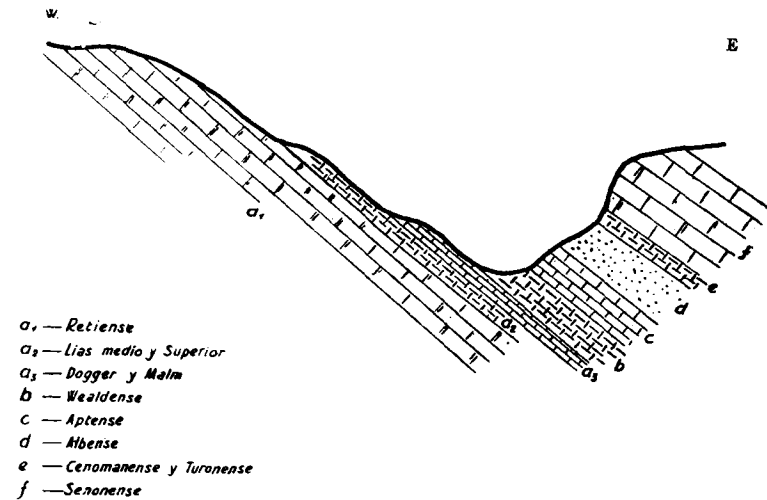


Fig. 1.

jurásicos no hemos encontrado prueba paleontológica alguna que nos confirmara de manera precisa su existencia, dada la absoluta uniformidad de toda la serie mesozoica en la región, y como no hay indicio de discontinuidad estratigráfica dentro de ella, creemos que toda está aquí con mayor o menor amplitud representada.

Desde dos lugares distintos podemos ver en conjunto la estratigrafía de la comarca: en la confluencia de

los ríos Mira y Cabriel, y desde el puente de Contreras en la carretera general Madrid-Valencia.

Si nos situamos en el punto de unión del Mira y el Cabriel podemos abarcar de un solo golpe de vista toda la serie, con excepción de los terrenos triásicos y terciarios, como indicamos en el croquis de la figura 1.

En la margen derecha aparecen potentes capas de calizas liásicas (a). Bordeando la misma orilla se encuentran pequeños afloramientos de margas azuladas y verdosas que constituyen el Wealdense (b). Al otro lado del río vemos el Cretácico (b, c, d, e, f), en el que delimitamos inmediatamente varios pisos. En la base, calizas amarillentas, que constituirán probablemente, dado su aspecto y su situación, el Aptense (c); destacándose claramente por sus colores blancos y rosados, vemos encima unas capas blandas, características del Albense (d); luego un tramo calizo, en cuya base, y separándole del anterior, parecen distinguirse unas capas margosas de color amarillo pardo (e). Las primeras, de tonos blancos y rojizos, constituirán las calizas senonenses (f), apoyadas en las últimas, que pueden constituir el Cenomanense y el Turonense.

Desde el mismo puente de Contreras podemos apreciar asimismo todas las formaciones jurásicas y cretáceas en claros afloramientos.

Al N. del puente, los cerros que limitan el cauce del Cabriel están constituidos por potentes capas retienses, casi verticales; en su ladera apreciamos bancos de calizas margosas, gris blanquecinas y calizas compactas rosadas, que nos constituirán el Lías fosilífero y el Jurásico medio y superior. Estos horizontes se prolongan por toda la alineación recta de la carretera general Madrid-Valencia, desde el Cerro del Castillo, en dirección a Villagordo del Cabriel.

El Aptense, primero constituido por calizas margosas gris amarillentas, forma los estribos del puente, siguien-

do luego aguas abajo por ambas orillas, con niveles de calizas compactas de color claro; al lado de la Posada del Puerto se distinguen unos horizontes de margas azules, verdes y grises, que nos constituirán la facies Wealdense, y en la cumbre, en el mismo Puerto de Contreras, cerrando el horizonte, se distingue el Oligoceno, representado por conglomerado horizontal.

Por el S. vemos unas manchas de colores vivos, rutilantes, alegres a la vista, indicando la posible presencia de las areniscas albenses y, cerrando el valle, en Peñas Blancas, calizas de tonos claros, algo rosadas, en dos horizontes, enmarcando uno margoso con las características del Senonense del Sistema Ibérico; en El Martinete, y bajo este último piso, se ve un afloramiento amarillo oscuro de escasa potencia, que nos representará el Cenomanense.

El Turonense lo comprobaremos más adelante a todo lo largo de la base del Senonense.

El Eoceno nos aparecerá en la parte meridional de nuestro estudio con horizontes yesosos, areniscosos y margoso calizos.

Por último, el Keuper, con sus clásicas margas de tonos abigarrados, lo observaremos en tres afloramientos de buena extensión, formando el cauce de algunas de las ramblas de esta comarca.

La estratigrafía de la zona presenta, en conjunto, gran uniformidad y sencillez. Pasemos al estudio en particular de cada formación.

TRIÁSICO

Keuper

Lo constituyen tres grandes manchas: la primera al NE. de Minglanilla; la segunda al N. de La Pesque-

ra, y la tercera se extiende desde Fuencaliente hasta Villagordo del Cabriel, a lo largo de los cauces de este río y de la Rambla de Canalejas.

Las dos primeras son de análoga constitución litológica y están formadas por una serie de montículos de brillantes coloridos. Se nos presentan, confusamente entremezclados, tonos ocres, grises claros y oscuros, verdes, azulados, blanquecinos y, predominando sobre todos, rojo oscuro. Son horizontes de margas abigarradas yesíferas, terrosas y muy sueltas, en donde hemos encontrado gran abundancia de jacintos de Compostela y prismas exagonales de aragonito.

Entre estas margas aparecen niveles de yesos de espesor máximo de unos 10 centímetros, sin orientación definida apreciable.

La potencia que se le puede atribuir en estas manchas al Keuper es de unos 100 metros visibles.

Forma el Keuper el fondo y laderas de las ramblas, estando recubierto en discordancia por el Oligoceno en las cumbres de mayor altura. Estas dos manchas triásicas presentan abundantes manifestaciones salinas. Conocidas son las antiguas explotaciones de sal gema de Minglanilla, actualmente abandonadas.

Aunque en este tramo margoso no se puedan medir rumbos precisos debido a su poca consistencia, citemos, como detalle curioso, unos horizontes de margas comprendiendo un crestón de calizas casi verticales de unos cinco metros de espesor al N. de La Pesquera, en el sitio denominado El Cañizozo, que presentan una alineación muy marcada N.-S., y se prolongan uniformemente hacia el N. En Cabeza Moyá, casi en el borde septentrional de nuestro estudio, siguen observándose estos niveles.

La tercera mancha del Keuper tiene, en parte, constitución litológica distinta. Para su estudio la dividire-

mos en dos zonas, cuyo contacto lo establecemos en la confluencia de la Rambla de Canalejas con el río Cabriel.

La primera abarcará, en líneas generales, el curso de la Rambla de Canalejas; su constitución y características son análogas a los de las ya mencionadas (foto núm. 1).

En cuanto a la segunda, se extiende por la zona restante, es decir, aproximadamente desde Peñarrubia hasta el puente de Pajazo bordeando el cauce del Cabriel, y, por su notable discrepancia con las anteriores, creemos merece una descripción detallada.

Está constituida por niveles de calizas margosas tableadas, blancas, impregnadas de sustancias de origen orgánico, de unos 60 cm. de potencia, alternantes con capas de materia carbonosa, parecida al lignito, de hasta cinco cm. de espesor.

Al techo de ese paquete de capas, en la parte E. del manchón, se encuentran, en concordancia, potentes bancos de caliza dolomítica liásica, lo mismo por su límite SW. y S., mientras que al N. y NW. queda recubierto por arcilla roja y conglomerado oligocenos. Al muro, o, mejor dicho, en su base, vemos margas de color rojo-oscuro y azulado verdoso, terrosas, muy sueltas, con laminillas de yeso y pequeñas intercalaciones de niveles de las mismas calizas anteriores; en algún punto del horizonte margoso (al N. de Fuencaliente) hemos hallado ejemplares de jacintos de Compostela, aunque no en gran cantidad. Tectónicamente, dichas calizas tableadas se pliegan, a partir de su límite oriental, en suaves anticlinales de eje N.-S., formando ya en el pueblo de Fuencaliente una amplia y poco pronunciada cúpula que abarca casi todo el afloramiento. De ellas mana la fuente que ha dado nombre al pueblo, cuya agua fluye todo el año a una temperatura casi constante (unos 20°) y es rica en emanaciones sulfurosas. En el país se le atribu-

yen propiedades curativas sobre enfermedades de tipo reumático. Este manantial proviene, sin duda, de la base del macizo rocoso triásico que se encuentra al E. de la población, y adquiere sus características al atravesar este horizonte calizo margoso de que venimos hablando.

Con gran sorpresa observamos este manchón de calizas tableadas que rompen la gran uniformidad litológica característica de toda nuestra zona. Desde el primer momento nos llamó poderosamente la atención semejante afloramiento, y su clasificación definitiva ofreció no pocas dificultades.

Sin pretender con ello que su inclusión en el Keuper deba considerarse como definitiva, justificamos nuestro punto de vista con las siguientes razones:

a) En las margas abigarradas de la base encontramos algunos ejemplares de jacintos de Compostela.

b) Al E. de Fuencaliente están en contacto directo y en perfecta concordancia con potentes horizontes calizos que atribuimos al Retiense.

c) Por su parte S., en el puente de Pajazo, desaparecen montando por encima de las margas que constituyen todo el afloramiento triásico de la Rambla de Canalejas.

Por las razones aducidas nos inclinamos a atribuir las a un nivel superior, en esta zona, del Keuper sobre las margas abigarradas características de este piso.

Citemos, además, que con poca extensión hemos comprobado la existencia de este horizonte al N. de la zona objeto de nuestro estudio en el límite entre el Keuper y el Jurásico, en el borde occidental de la Peña Alta; también lo hemos señalado en Cabeza Moyá y se puede atribuir a las mismas capas el afloramiento de calizas entre niveles margosos descrito en las manchas del Keuper del Cañizozo, cuyo rumbo y buzamiento, muy precisos, hacíamos resaltar.

En resumen, podemos dividir el Keuper en dos tramos:

a) Superior, con calizas tableadas, blancas, con emanaciones bituminosas y con intercalaciones carbonosas, en una gran mancha en Fuencaliente, con una potencia total de unos 50 metros.

b) Inferior, con margas abigarradas, yesíferas y salíferas, presentándose en tres grandes afloramientos: al E. de Minglanilla; desde La Pesquera hacia el N. prolongándose más allá de nuestro trabajo, y a lo largo de la Rambla de Canalejas, con una potencia máxima visible en este último de unos 125 metros.

JURÁSICO

Tiene gran extensión en nuestra zona, abarcando tres amplios afloramientos: uno al N. de Peña Alta y los otros dos bordeando la cicatriz triásica de la Rambla de Canalejas.

En conjunto están formados por capas de calizas margosas, calizas compactas blanco rosadas y calizas dolomíticas de textura vacuolar. Los niveles margosos y calizos, con abundantes restos fósiles, pertenecen al Lías Medio y Superior, Dogger y Malm; las dolomías, base principal de los terrenos jurásicos, nos constituirán el Retiense.

Aunque de algunos pisos no hemos encontrado prueba paleontológica que de manera definitiva nos demostrara su existencia, la uniformidad de toda la zona y su absoluta continuidad estratigráfica nos permiten suponer la existencia de la serie jurásica completa.

Lías Inferior.

Formado por potentes capas de calizas dolomíticas, de textura vacuolar y tonos rojo oscuros, constituye casi la totalidad del Jurásico señalado en el mapa geológico que incluimos. Según Richter y Teichmüller (II), estas dolomías representan en la Ibérica el tramo de carniolas, y son, por tanto, retienses.

Estudiemos ordenadamente los tres afloramientos ya citados:

1. *Al N. en Peña Alta.*—Antes de su unión con el Mira, el río Cabriel discurre por una estrecha y profunda hoz de paredes casi verticales, en las que se destaca con nitidez el fajeado de un potente paquete de capas calizas. Estas son muy duras, compactas, rojizas, verdaderas y potentes capas dolomíticas, formando de E. a W. dos ondulaciones en la base de Peña Alta y del Panizar (véase foto 16), para terminar en un escarpado rocoso que cierra por oriente el valle triásico de Enguñanos.

En esta parte, como en el Cerro del Castillo, es en donde la potencia del Retiense se nos muestra con mayor precisión, llegando a alcanzar espesores cercanos a los 170 metros.

Por el N. los horizontes retienses se prolongan fuera de los límites de nuestro trabajo.

2. *Borde septentrional de la Rambla de Canalejas.*—Todo él formado por el Lías Inferior se prolonga en dirección N. hasta más allá de Fuencaliente, formando la base de unos terrenos de relieve suave cubiertos por espesa vegetación. En algunos puntos, como en la Cuevecilla Ahumada (foto 12) y en la Cueva de la Virgen, se puede apreciar su gran potencia.

Tal como ya consignamos en el apartado del Keuper, en Tierras Blancas las calizas retienses están en contacto concordante con las capas de calizas blancas tableadas.

3. *Borde meridional de la Rambla de Canalejas.*—Aquí constituye el Lías Inferior una amplia banda de terreno, comprendiendo la parte tectónicamente más interesante de nuestro estudio, sólo interrumpida su uniformidad litológica por algunos afloramientos fosilíferos del Lías Medio y Superior. Las capas retienses terminan al E. y W. recubiertas en discordancia por el Oligoceno horizontal.

Por la orilla derecha del Cabriel se prolongan en una estrecha zona hasta unos 200 metros del Barrio de don Fidel. También constituyen el angosto callejón que forma el último tramo del cauce de la Rambla Salada.

Lías Medio y Superior.

Sus tramos correspondientes forman una estrecha banda al E. de Peña Alta, así como el escarpado rocoso que desde el Cerro del Castillo hasta más allá de la Casilla de Callejas bordea la carretera general Madrid-Valencia. Además, algún pequeño afloramiento de estos tramos lo hemos señalado también en el Barranco de la Vid y en el kilómetro 245 de dicha carretera.

Aunque en el mapa sólo indiquemos algunos yacimientos fosilíferos, debe entenderse que son los lugares en donde hemos recogido ejemplares, pero aclaremos que todos estos pisos son extraordinariamente fosilíferos, constituyendo en conjunto un único y gran yacimiento que abarca todo su afloramiento.

Los ejemplares recogidos, una vez clasificados, han resultado ser:

- Millericrinus horridus?* d'Orb.—Lías.
Terebratula lagenalis Schlot.—Lías.
 » *punctata* Sow.—Lías Medio.
 » *subovoides* Roe.—Lías Medio.
 » *intermedia* Roe.—Lías a Oxfordiense.
 » *subpunctata* Dav.—Charmutiense.
 » *Edwardsi* Dav.—Charmutiense.
 » *crithea?* d'Orb.—Toarciense.
Rhynchonella tetraedra Sow.—Charmutiense.
 » *fordinais* Tate.—Toarciense.
Zeilleria Lycetii Dav.—Toarciense.
Belemnites c. f. saxanensis? d'Orb.—Lías.
 » *umbilicatus?* Blain.—Lías Medio.
 » *apiciconus* Schlot.—Lías Superior.
Racophyllites sp.—Lías.
Ammonites Germani? d'Orb.—Lías Superior.

quedando, por tanto, muy bien caracterizados el Charmutiense y Toarciense.

La constitución litológica de estos terrenos está formada por horizontes margosos y calizos margosos que, ya casi en contacto con el Retiense, pasan a calizas compactas, muy duras, gris rosadas.

Dogger.

A este horizonte pertenecen unas capas de calizas marmóreas, muy duras, de colores grises claros y blancos, que acompañan a los afloramientos del Lías Superior.

Los tramos inferior y medio los hemos localizado, sin lugar a dudas, gracias a los siguientes ejemplares fósiles:

- Terebratula globata* Sow.—Oolítico Inferior.
 » *Philipsi* Morris.—Oolítico Inferior.
 » *fimbria?* Sow.—Aalenense.
 » *simplex* Buch.—Aalenense.
 » *Wrighti* Dav.—Bajociense.
 » *ornitocephala* Sow.—Bajociense.

- Rhynchonella Forbesi* Mallada.—Oolítico Inferior.
 » *subdecorata* Dav.—Bajociense.
Belemnites Neumarktsensis Oppel.—Oolítico Inferior.
Ammonites subradiatus Sow.—Bajociense.
 » *Humphriesianus* Sow.—Bajociense.
Perisphinctes sp.—Bajociense.
Dumortieria radiosa Seebach.—Aalenense.
Cadomites Braikenridgii d'Orb.—Bajociense.

Su potencia la estimamos en unos 30 metros como máximo.

Malm.

Para no repetirnos innecesariamente, nos bastará decir que constituye una franja bordeando los afloramientos citados en el Dogger y Lías Superior.

El Calloviense, formado por bancos de calizas gris claras con ejemplares de *Macrocephalites macrocephalus*, lo hemos determinado en la ladera SW. del Cerro del Castillo y en la Peña Alta. También el Oxfordiense aparece claramente en diversos puntos; citémoslo en el kilómetro 239 de la carretera general, representado por ejemplares muy deteriorados de *Perisphinctes plicatilis* en margas sueltas gris blanquecinas.

Además recogimos ejemplares fósiles del Coraliense y del Portlandés; aquél muy bien representado en el afloramiento jurásico del manchón wealdense de la Posada del Puerto, y éste en las margas azuladas, con capas de calizas ferruginosas, en la confluencia del Mira y el Cabriel.

Por tanto, podemos afirmar que todos los tramos de este piso se hallan perfectamente representados, aunque en afloramientos de muy pequeña potencia.

Los fósiles recogidos y clasificados de este piso son:

- Montlivaultia*.—Oxfordiense.
Tremadictyon.—Oxfordiense.

- Millericrinus Goupiianus* d'Orb.—Jurásico.
Cidaris cervicalis Agasiz.—Coralense.
Magnosia biturigenis Cotteau.—Coralense.
Terebratula Boloniensis Dav.—Portlandes.
Pecten fibrosus Sow.—Calloviense.
Belemnites hastatus Blain.—Oxfordiense.
 » *canaliculatus* Schlot.—Oxfordiense.
Macrocephalites macrocephalus d'Orb.—Calloviense.
Perisphinctes plicatilis Sow.—Oxfordiense.
 » *Achilles* d'Orb.—Oxfordiense.
 » *eudichotomus?* Zitt.—Portlandes.
Ammonites marantianus d'Orb. Coralense.
Harpoceras canaliculatus Munster.—Oxfordiense.

Terminemos diciendo que las margas azuladas encontradas, localmente, junto al Rabo de la Sartén en su codo S., pertenecen, a nuestro parecer, al Portlandés. Si bien los fósiles en ellas recogidos no nos proporcionaron dato alguno, debido a estar muy deteriorados, nos basamos para tal afirmación en sus características litológicas, muy parecidas a la que este piso ofrece cerca de la confluencia de los ríos Mira y Cabriel, sitio en donde recogimos ejemplares que nos permitieron situar el terreno sin ningún género de dudas.

La potencia del Malm en sí no es fácil de determinar; en un cálculo global estimamos que entre el Lías Medio y Superior, junto con Dogger y Malm, podemos asignar un espesor al Jurásico superior de 50 a 60 metros.

C R E T Á C E O

Wealdense.

Esta facies lacustre, base en nuestra región del Cretáceo, se presenta muy clara en dos pequeñas cubetas junto a la Posada del Puerto. Son unos horizontes de margas terrosas, gris azuladas, con pequeños niveles

calizos algo compactos, gris blanquecinos, de unos 10 centímetros de espesor.

Señalamos este terreno en la ladera S. del Cerro del Castillo y a todo lo largo de la parte recta de la carretera general hacia Villagordo, en forma de una estrecha banda. No es un nivel uniforme, perdiéndose con facilidad.

También lo determinamos en un pequeño afloramiento, poco continuo, en la orilla derecha del río Cabriel, unos metros después de su confluencia con el Mira.

Junto al sitio denominado el Malpaso, comprobamos las calizas aptenses reposando directamente sobre el Jurásico, habiendo, por tanto, desaparecido el horizonte Wealdense, que, como hemos dicho, en esta zona no se presenta con gran uniformidad.

Su potencia la estimamos en unos 40 metros.

Hagamos, por último, notar que el yacimiento fosilífero, representado en el mapa en la cubeta wealdense junto a la Posada del Puerto, no se refiere a este piso, sino al Jurásico superior, que en una estrecha banda, extraordinariamente fosilífera e imposible de representar, queda al descubierto en su interior.

Aptense.

Presenta en su nivel inferior un tramo de calizas compactas muy duras, blancas, algo rosadas, con *Toucasias*. *Ostreas* y moldes internos de *Pholadomyas*, en general estas últimas muy mal conservadas; en medio de este nivel calizo, algún horizonte de margas calizas con gasterópodos. Sobre él, unas bancadas calizo margosas de tonos amarillo pardos, con *Orbitolinas* en su base y sin ellas en la parte superior.

La especies fósiles que hemos clasificado han resultado ser:

Orbitolina lenticularis Blum.
Serpula corrugata Gold.
Sphaera corrugata Sorw.
Ostrea aquila d'Orb.
 » *praelonga* Sharp.
Toucasia santanderensis Sow.

Este piso se extiende ampliamente por un gran manchón casi circular que rodea la Posada del Puerto, experimenta el violento pliegue de la zona bajo el puente sobre el Cabriel y se prolonga uniformemente hacia el SE. por una estrecha banda con sus capas en orden inverso: primeramente las calizas compactas con Toucasias, y en su base las calizas margosas de Orbitolinas.

Hemos anotado, junto a la desembocadura de la Rambla Salada, la presencia de un pequeño manchón aptense, en contacto con Wealdense, que constituye la prolongación del manchón anterior hacia el NW.

Frente a la llamada Peñarrubia, en el asomo cretáceo de la serie encontrado en dicho punto, el Aptense queda recubierto al N. por Oligoceno en discordancia.

En la zona septentrional de nuestro estudio este horizonte se extiende ampliamente con toda la serie cretácea, si bien con poco espesor, pues sólo aflora su tramo superior calizo margoso.

Cerremos la descripción del Aptense con una curiosa particularidad que ofrece, localmente, un poco al N. del Martinete, casi en el borde SE. del manchón que rodea la Posada del Puerto. En efecto, entre horizontes aptenses de margas calizas observamos un tramo de poco espesor con características netamente albenses (areniscas y tonos típicos). Se trata de una facies albense dentro del Aptense; hecho, por otra parte, ya denunciado por algunos geólogos en otras regiones españolas.

Le asignamos al Aptense un espesor de unos 50 metros.

Albense.

Sobre el piso anterior encontramos el Albense, constituido por areniscas silíceas de grano fino, generalmente poco consolidadas, a veces muy sueltas, de tonos abigarrados, blanco rojos, rosados, grises e incluso violetas.

Forma un manchón principal por ambas orillas del Cabriel al S. de Contreras, que se prolonga bordeando Peñas Blancas por su parte septentrional. En el N. de nuestro trabajo lo observamos junto al Aptense ya descrito y bordeando, asimismo, el Senonense de esta parte.

Es difícil en este tramo detrítico determinar, en general, rumbos y buzamientos precisos; excepcionalmente junto al Cabriel, en la ladera SW. de Peñas Blancas, el claro fajeado de tonos en unas areniscas más consolidadas nos permitió comprobar su concordancia con el Senonense de este paraje.

Su espesor, muy variable de unos puntos a otros, lo estimamos como máximo en 60 metros.

Cenomanense.

Se manifiesta muy claramente en toda la región, si bien con potencias muy desiguales. En la parte N. de la zona tendrá unos cinco metros, como máximo, de espesor; junto a Peñarrubia, unos ocho metros, y en la ladera S. del Martinete, unos 20 metros (foto 9).

Lo forman unos niveles de calizas margosas de tonos amarillo sucios, extraordinariamente fosilíferas en todos sus afloramientos.

La fauna cenomanense que hemos clasificado es:

Rostellaria sp.
Terebratula buplicata Sow

Terebratula depressa Sow.
 » *semiglobosa* Sow.
Exogyra flabellata d'Orb.
Dyplosioma torrubiae Sharp.

Turonense.

Ha quedado determinado, sin lugar a dudas, en la ladera SW. del Martinete, junto al yacimiento fosilífero cenomanense que citamos en el mapa, entre este último horizonte y las calizas senonenses.

Dos ejemplares de Hippurítidos nos han permitido una localización tan precisa. Se trata de

Hippurites canaliculatus Rolland du Roquand.
 » *Requieni* Math.

ambos del Turonense Superior.

Lo forman unas calizas compactas blancuzcas de poca potencia, unos tres o cuatro metros. Suponemos su existencia, por la continuidad de las formaciones de esta comarca, en la base de los afloramientos senonenses de toda la región, ya que, dada su escasez de fósiles y débil potencia, por un lado, y por otro la gran cantidad de derrubios que cubren los lugares en donde sería posible su determinación, se hace difícilmente reconocible.

Senonense.

Tal como suele presentarse siempre a lo largo de la Ibérica, cuenta con dos niveles calizos que comprenden uno de margas grises. Su uniformidad litológica es grande. Indiquemos que, en toda nuestra zona, no presenta vestigio fósil alguno, pobreza que, por otra parte, parece un carácter definido del Senonense a lo largo de toda la cordillera.

El nivel inferior está constituido por calizas blanco-amarillentas, en gruesas bancadas, con un espesor de unos 40 metros en algunos lugares; el superior, de calizas algo margosas blanquecinas, rosadas a veces, tiene una potencia de 15 a 20 metros visibles. Su potencia total, determinada en los crestones senonenses al S. de nuestro estudio, es de unos 120 metros.

Se extiende en un primer afloramiento por la parte N. de este trabajo bordeando las formaciones cretáceas de la región.

Otro afloramiento al N. de Fuencaliente que limita, por falla, con el Jurásico, y un tercero, al S. de Contreras, recubriendo primero horizontalmente las cumbres del Martinete (foto 20) y Peñas Blancas, para después formar un pliegue y terminar casi vertical en agudos crestones que constituyen una muralla rocosa pasando por Los Cuchillos. Los crestones senonenses están recubiertos al S. por Eoceno en concordancia; y discordantemente por Oligoceno, tanto por su parte NW. como por su parte SE., ya algo fuera de los límites de nuestro estudio.

TERCIARIO

Eoceno.

Con íntima satisfacción describimos este piso, cuya determinación exacta, merced a un feliz hallazgo paleontológico, podemos ofrecer en nuestro trabajo, hecho anómalo dentro de la Cordillera Ibérica, en donde hemos visto englobar todos los terrenos terciarios inferiores como Paleógeno, dada la imposibilidad de separar sus diferentes tramos (1).

(1) En el mapa geológico a escala 1:1.000.000, tanto en la última edición como en las anteriores, el terciario que rodea las manchas secun-

Se nos presenta el nivel eoceno detrás de los crestos senonenses al S. del Puerto de Contreras, constituyendo el relleno de una cubeta formada por un sinclinal senonense de eje NW.-SE. y recubierto, ya casi en el límite S. de la hoja número 692, por capas de conglomerado oligoceno horizontal en marcada discordancia.

Intensamente plegado se adapta primero a los crestos con buzamientos de casi 85° SW., y a medida que las capas se alejan de ellos, hacia el S. van perdiendo inclinación y tienden a tomar una posición horizontal.

En contacto con el Senonense anotamos capas de areniscas blancas muy finas, después areniscas con cemento calizo, horizontes alternantes de margas, areniscas con cemento margosos y calizas margosas, de colores rojo vinoso, blancos, grises y potentes niveles de margas yesíferas de tonalidades verdosas.

En una de las capas de areniscas con cemento margoso de color rojo vinoso y poco compacta encontramos dos magníficos ejemplares fósiles. Una vez clasificados han resultado ser

Bulimus Gerundensis Vidal

darias de esta región aparece representado como Mioceno. Por manifestaciones verbales del Sr. Ríos esperábamos, no obstante, encontrar el Oligoceno o, mejor aún, el Paleógeno. En efecto, los autores de la última edición del mapa saben que una parte, quizá muy extensa, de dicho Mioceno ha de ser representada como Oligoceno y en partes como Paleógeno; pero como carecen de toda información directa o indirecta, para llevar a cabo estas delimitaciones optaron por seguir presentándolo como Mioceno, según las ediciones anteriores. Todo ello debería haber sido justificado en una memoria explicativa de motivos que aclare este hecho y otros muchos análogos que, por causas parecidas, no han podido ser sentados. Ahora bien, próxima a agotarse ya la edición de 1952, y en proyecto de realización una nueva, han optado por retrasar la aparición de dicha memoria para que explique la futura edición.

que nos sitúan estos horizontes en el Eoceno Inferior, quizá, delimitando más, Ypresiense.

Como indicamos anteriormente, las capas eocenas se nos presentan en perfecta concordancia con la serie cretácea y recubiertas, en discordancia, por horizontes de arcilla margosa y conglomerado oligoceno horizontal.

OLIGOCENO

Se presenta unas veces concordante sobre los tramos inferiores; otras en franca discordancia con ellos, como ocurre, por ejemplo, en la Rambla Salada, en su contacto con las calizas liásicas. Esto es debido al fenómeno, ya observado en la cuenca del Ebro, de que la sedimentación del Paleógeno se ha verificado simultáneamente con el plegamiento.

Si bien no tenemos la suficiente cantidad de datos para enjuiciar de manera definitiva este piso, las observaciones efectuadas sobre él nos permiten, de manera general, dividirlo en nuestra zona en dos tramos, basándonos en consideraciones tectónicas.

a) Un tramo inferior, concordante con toda la serie estratigráfica estudiada, que se entendería de N. a S., desde El Panizar hasta la carretera general Madrid-Valencia, quedando al E. enmarcado entre los afloramientos de toda la serie y la mancha del Keuper de la Rambla de Olmedilla por el W.

En la llamada Peñarrubia, por ejemplo, el conglomerado, de tonalidades rojizas, forma un pequeño anticlinal que cruza el río y se prolonga luego por encima del Keuper. También en la Rambla Salada, en contacto con las margas triásicas, nos aparecen potentes capas de yeso con dirección NW.-SE. y buzando al NE.; después encontramos, concordantes con ellas, capas de molasas, y enseguida conglomerados.

b) Otro tramo superior, recubriendo en discordancia formaciones inferiores, lo constituye el Oligoceno restante, delimitado en el mapa que adjuntamos, o sea el de la parte meridional y oriental de la zona.

Ambos tramos, de constitución litológica análoga, presentan capas de conglomerados, de tono gris claro, en alternancia con areniscas grises y niveles arcillosos de color rojo oscuro. A veces, sobre todo en contacto con asomos liásicos, aparecen potentes capas de yeso.

CUATERNARIO

Los sedimentos cuaternarios tienen muy poca extensión; sólo se encuentran a lo largo del Cabriel y son depósitos holocenos o diluviales, todos recientes y en período de formación.

TECTÓNICA

En una visión de conjunto de la zona estudiada podemos clasificarla de sencilla y complicada a la vez. Sencilla en cuanto a su desarrollo general; complicada en la estructura de cada accidente tectónico observado en particular.

Dividiremos, para su mejor exposición, el estudio tectónico en dos partes, clasificando el terreno en dos zonas por medio de una línea imaginaria de dirección EW. pasando por el pueblo de Fuencaiente.

En líneas generales, la tectónica de esta región puede apreciarse en los cinco cortes que acompañan a este trabajo. Los tres últimos muestran la parte septentrional y media sin trastornos intensos, mientras los dos prime-

ros reflejan el relieve tectónico de la zona, muy acusado en su parte meridional.

Zona septentrional. — Su tectónica es sencilla, presentando amplias y suaves ondulaciones que se prolongan uniformemente por toda la zona.

La cicatriz triásica del ángulo NE. de nuestro estudio constituye el eje de un pliegue, de dirección anticlinal N.-S. muy marcada, que se extiende hacia el S. hasta las inmediaciones del pueblo de La Pesquera.

Su flanco oriental, constituido por las calizas dolomíticas del Rético, forma la llamada Peña Alta, buzando aproximadamente unos 20° E.

El otro flanco queda recubierto bajo Oligoceno. Hemos comprobado su existencia en un afloramiento, si bien pequeño, de calizas retienses, cerca de Enguñanos, algo al N., fuera ya de los límites de este trabajo.

Las capas jurásicas de Peña Alta hacia su parte E. presentan dos suaves ondulaciones (véase foto 16), y ya junto al cauce del Mira desaparecen bajo las formaciones cretácicas con un buzamiento de 23° E.

Desde la confluencia de los ríos Mira y Cabriel, a lo largo del cauce del primero, se observa que estas formaciones mesozoicas se prolongan hacia el N. con pequeñas ondulaciones, suaves anticlinales de eje E.-W.

Siguiendo el curso del Cabriel, aguas abajo, desde la confluencia observamos que las formaciones cretáceas se prolongan con regularidad hasta unos 500 metros de dicho punto, en que con sorpresa anotamos que vuelven a aparecer ante nosotros, en la orilla del río, las mismas capas liásicas de la ladera E. de Peña Alta, con casi igual orientación (N.-S.) y buzando 25° E. Sobre un nivel de calizas compactas encontramos un horizonte margoso con Ammonites y Terebrátulas, formando un curioso escarpado de unos 50 metros de altura.

Este afloramiento está en contacto, mejor dicho, a

continuación, tanto por su parte N. (en una pequeña vauada) como a lo largo del río, con los horizontes cretáceos anteriores. Señalamos, por tanto, la existencia de una falla de carácter puramente local y cuyo salto estimamos en unos 45 metros

Al lado mismo de este accidente tectónico, más al S., en el sitio denominado el Malpaso, surgen, repentina e inesperadamente, unos crestos calizos de tonos rojizos, blancuzcos, con rumbo aproximado E.-W. y buzando 70° S.

Estas calizas compactas, de unos 20 metros de espesor, sin fósiles, perforan el Albense y producen una suave ondulación del Cretáceo Superior. Cruzan el río en este punto y tienen una longitud total de unos 600 metros. Atribuimos estas capas al Jurásico Inferior.

La única explicación que nos parece posible para hecho tan anómalo es atribuirlo a causas mecánicas, diapirismo originado por presiones tangenciales, siendo debido a un pliegue perforante de núcleo rígido constituido por el Rético que ha roto las formaciones superiores.

Avala esta afirmación el hecho de la desaparición de los niveles wealdenses y aptenses y el reducido espesor del Albense, de tal forma que, sobre todo en la margen izquierda del río, las calizas liásicas quedan casi en contacto con el Senonense. Este fenómeno diapírico es, por otra parte, muy corriente dentro del sistema ibérico, según indica Ríos en su estudio sobre «Diapirismo» (III).

Como último accidente tectónico de esta zona debemos consignar la existencia de una falla junto al Cabriel, en su orilla izquierda, frente al sitio llamado La Peñarrubia.

En este punto pasamos bruscamente del nivel seno-

nense al retiense, sin transición alguna. El salto de falla lo estimamos en unos 120 metros.

Zona meridional.—Dos amplios pliegues recostados, con sus ejes anticlinales paralelos, de dirección NW.-SE., forman el relieve tectónico de la región. Uno de ellos con su eje casi coincidente con la carretera Madrid-Valencia, desde el Puerto de Contreras hasta la Casilla de Callejas, 8 km. antes de llegar a Villagordo.

El otro, en el ángulo SW. de la Hoja número 693, cuyos testigos, unos agudos crestos calizos, forman una barrera natural que, cortando el Cabriel por los Cuchillos, entran unos kilómetros en el término de Venta del Moro, prestando al paisaje una belleza singular.

Ahora bien, estos dos pliegues, intensamente erosionados, con sus ejes anticlinales formando suaves ondulaciones, con accidentes tectónicos locales de gran violencia, adquieren al observarlos con detenimiento una gran complejidad.

Pasemos al estudio de cada uno de ellos en particular (cortes I-I, II-II).

a) *Pliegue de Contreras.*—Su eje anticlinal corta el terreno en dirección NW.-SE., pasa por el borde SW. del Rabo de la Sartén, forma una suave ondulación en la ladera SW. del Cerro del Castillo, cruza el Cabriel junto al puente y sigue bajo la carretera general Madrid-Valencia hacia la Casilla de Callejas, para desaparecer unos dos kilómetros más allá, bajo terreno terciario.

Habiendo sufrido intensa denudación, en el flanco normal quedan al descubierto las dolomías del Rético; su flanco inverso, en la alineación recta de la carretera, presenta todos los tramos jurásicos y cretáceos, y está fallado en Peñas Blancas, según puede apreciarse en el corte I-I. El salto de falla no excede a unos 50 metros.

El Aptense muestra, de forma muy nítida, la charne-

la sinclinal de este pliegue fundamentalmente en dos puntos: bajo el puente de Contreras y en la ladera SW. del Cerro del Castillo.

En el estribo izquierdo del puente puede admirarse el bonito y bien delimitado pliegue de las calizas aptenses (foto núm. 13), que forma dicha charnela sinclinal.

En cuanto al segundo lugar, la siguiente figura 10 aclara suficientemente.

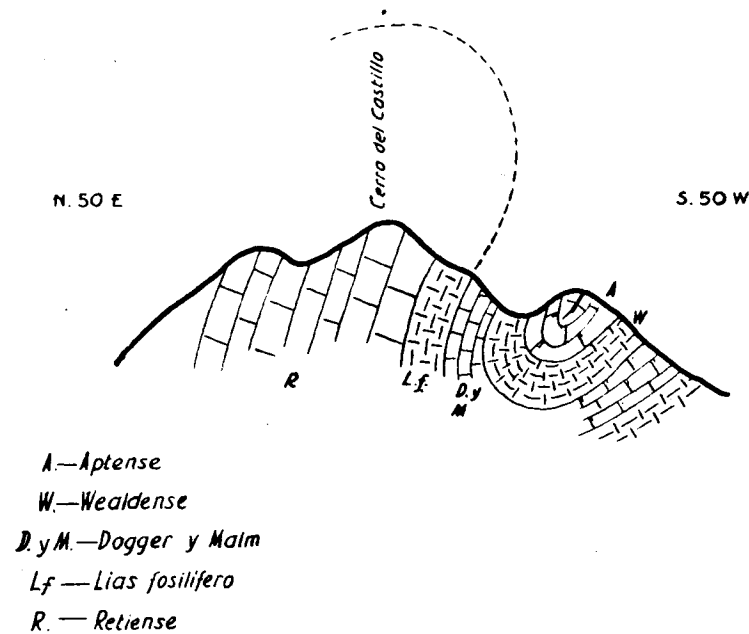


Fig. 2.

Hagamos notar que el pliegue, al recostarse, pellizó el Albense, que ha desaparecido de esta zona, quedando sólo el Aptense plegado sobre sí mismo; las areniscas albenses sólo aparecen hacia la parte E. y más al S. por el cauce del río, en la falda del Martinete.

Las capas retienses, que constituyen el eje del pliegue, se prolongan con gran regularidad hasta cerca de

Fuencaliente. Ahora bien, en la desembocadura del Barranco de la Vid, y en el kilómetro 245 de la carretera general, hemos determinado la presencia de niveles del Lías fosilífero; esto, junto con las variaciones de buzamiento de las capas retienses, nos conduce a interpretar que el flanco normal sufre a su vez un pliegue de eje paralelo al anterior, pasando aproximadamente por la cumbre de La Soguilla; los yacimientos fosilíferos de las capas del Lías Medio están situados en el sinclinal entre los dos pliegues (véase foto núm. 11).

Al seguir las capas retienses hacia el Norte, vemos que se levantan suavemente en amplio anticlinal, por encima de la cicatriz triásica que la erosión ha dejado al descubierto en la Rambla de Canalejas, y continúan en suaves ondulaciones hasta enlazar con la zona septentrional ya descrita.

b) *Pliegue de Los Cuchillos*.—Después del pliegue recostado de la zona de Contreras, la serie mesozoica va a caminar, con relieve tectónico muy simple, hasta la alineación de Los Cuchillos, en donde, al plegarse de nuevo, rompe la monotonía anterior, dejando como testigos de la violencia del empuje tectónico unas potentes bancadas de capas calizas casi verticales, que prestan al paisaje una belleza admirable.

Si seguimos, después del pliegue de Contreras, las capas dolomíticas, vemos que penetran en un pequeño manchón por la Rambla Salada y desaparecen bajo Oligoceno tras formar un agudo anticlinal.

A continuación, primero el Aptense de la Posada del Puerto, y luego el Senonense de Pañas Blancas y del Martinete, van marcando las características tectónicas de esta parte intermedia. El Aptense forma una amplia ondulación (véase foto núm. 14), para luego, en brusca ascensión, formar un agudísimo pliegue, si bien de pe-

queña extensión, antes de quedar recubierto por el Albense.

El Senonense sigue subhorizontal por poco trecho, forma un bonito anticlinal muy marcado, que se observa perfectamente al E. del Martinete, y en muy poco espacio se repliega violentamente.

El eje de este pliegue tiene una alineación NW.-SE., perfectamente paralela al de la zona de Contreras.

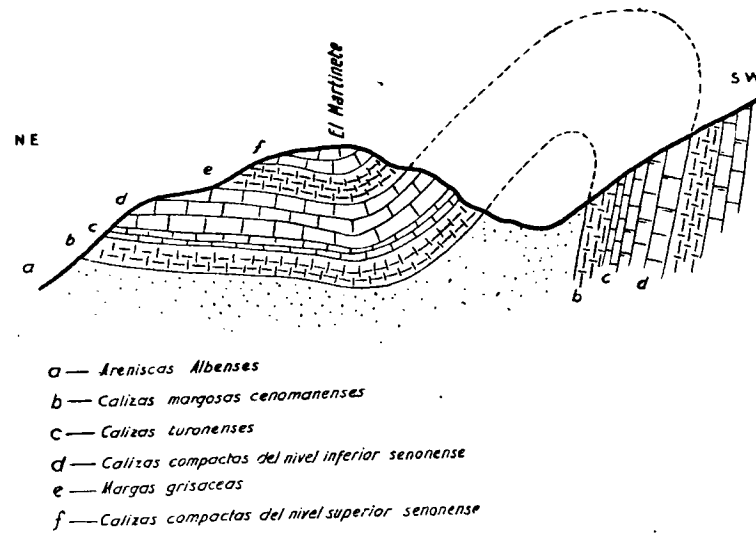


Fig. 3.

Observando la fotografía núm. 15 se distingue el pliegue a que aludimos.

Estratigráficamente, podemos comprobar su existencia; en efecto, en la ladera SW. del Martinete, a ambos lados de la vaguada albense, se encuentran capas cenomanenses, por una parte concordantes con el Senonense de este montículo y por otra con los crestones, con buzamientos muy pronunciados.

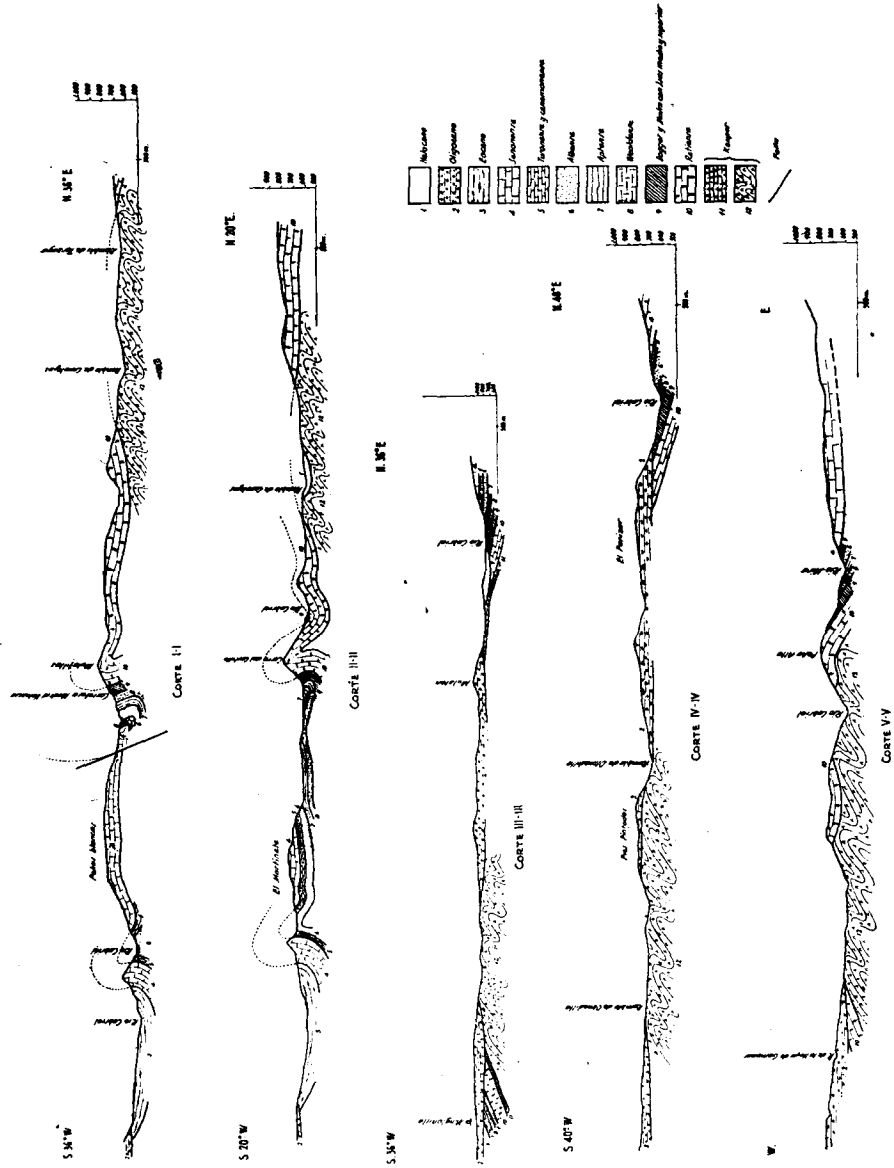
Este accidente tectónico nos resuelve uno de los pro-

blemas que nos planteó el Senonense de esta región. Nos referimos concretamente a su potencia, difícilmente calculable por estar muy erosionado el nivel superior. En Los Cuchillos lo estimamos en unos 120 metros.

Por último, fuera de los límites de nuestro trabajo por su parte S., reconocimos un afloramiento senonense con buzamiento de 40° N., muy marcado, por lo que interpretamos que en esta última fase las capas se curvan en amplio sinclinal enlazando con las del pliegue últimamente citado. Además, el Eoceno continental reconocido a continuación, y en concordancia con los crestones senonenses, al perder progresivamente su verticalidad comprueba esta afirmación.

BIBLIOGRAFIA

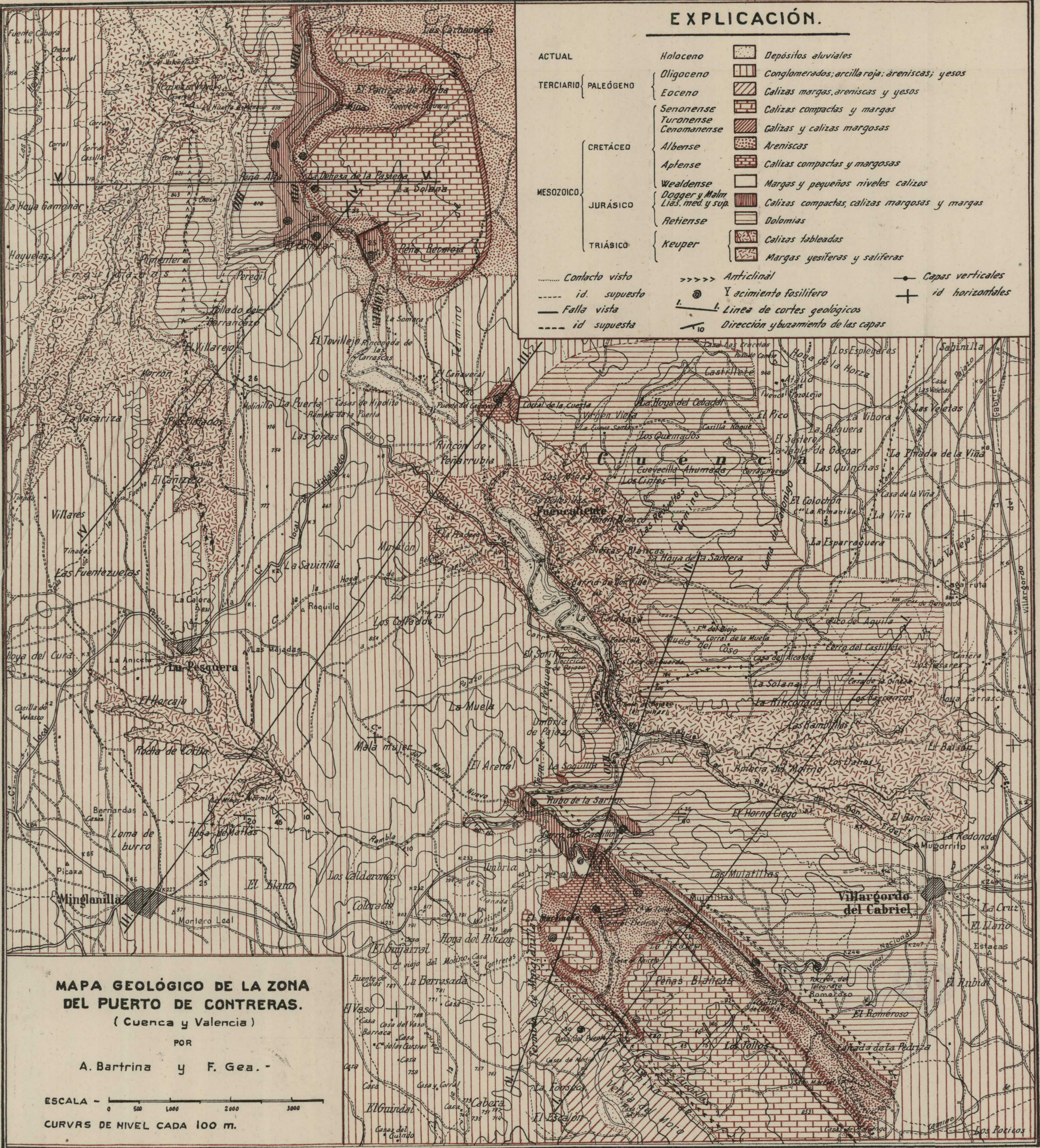
- (I) *Mapa Geológico Nacional*. Edición 1952, escala 1:1.000.000.
- (II) GERHARD RICHTER y ROLF TEICHMÜLLER: *Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten*. Berlín, 1933.
- (III) J. M. RÍOS: *Diapirismo*. «Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp.», volumen LX, pág. 153, 1948.
- (IV) CLEMENTE SÁENZ: *Notas para el estudio de la facies Wealdica española*. «As. Esp. Progr. de las Cienc.», 1932.
- (V) DANIEL CORTÁZAR: *Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca*. «Mem. Com. Map. Geol. Esp.», 1875.
- (VI) — — *Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia*. «Mem. Com. Map. Geol. Esp.», 1882.



EXPLICACIÓN.

ACTUAL	Holoceno		Depósitos aluviales	
TERCIARIO	PALEÓGENO	Oligoceno		Conglomerados; arcilla roja; areniscas; yesos
		Eoceno		Calizas margas, areniscas y yesos
		Senonense Turonense Cenomanense		Calizas compactas y margas
MESOZOICO	CRETÁCEO	Albense		Areniscas
		Aptense		Calizas compactas y margosas
	JURÁSICO	Wealdense		Margas y pequeños niveles calizos
		Dogger y Malm Lías. med. y sup.		Calizas compactas, calizas margosas y margas
		Retiense		Dolomias
TRIÁSICO	Keuper		Calizas tableadas Margas yesíferas y salíferas	

.....	Contacto visto	Anticlinal	●	Capas verticales
---	id. supuesto	⊙	Yacimiento fosilífero	+	id horizontales
—	Falla vista	—	Linea de cortes geológicos		
---	id. supuesta	↙	Dirección y buzamiento de las capas		

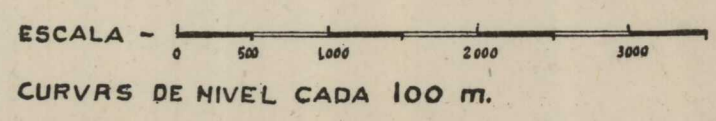


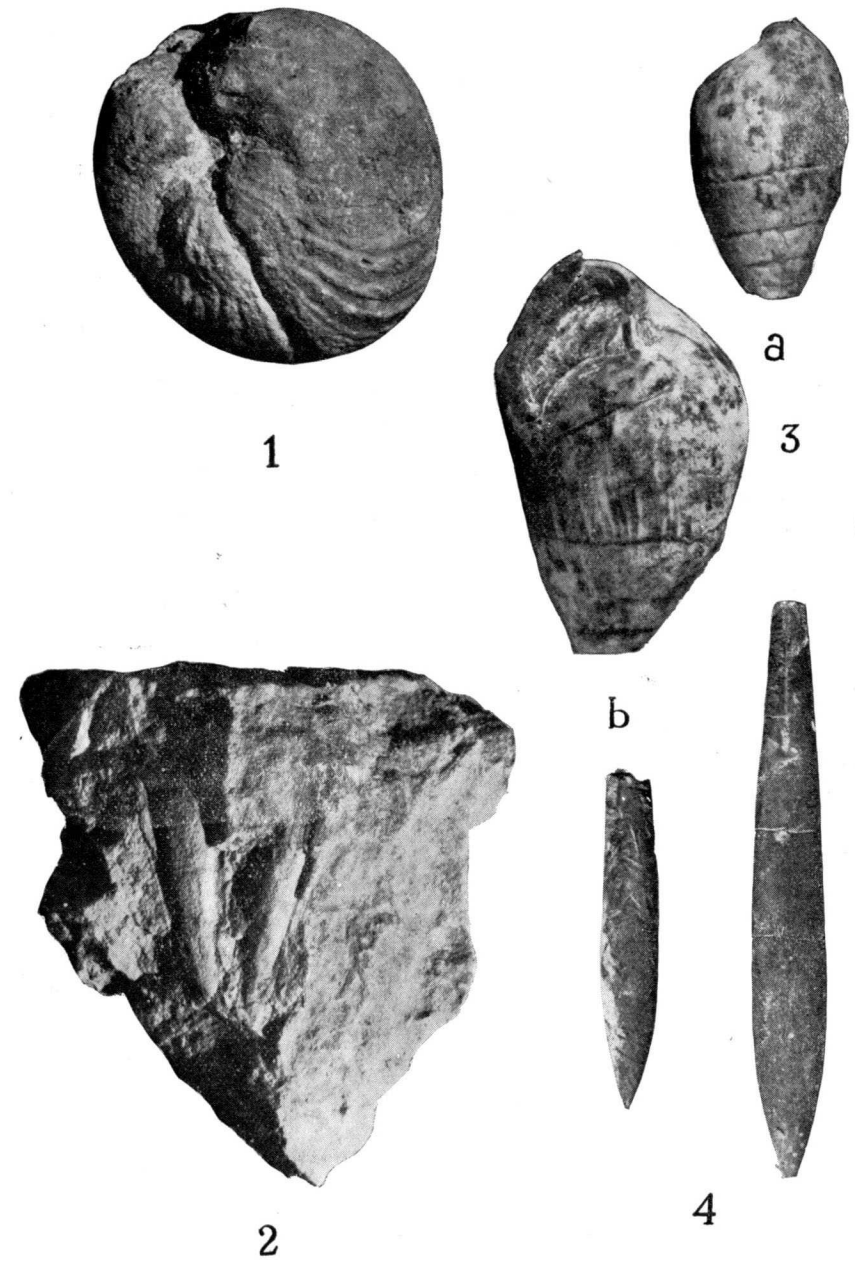
MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DEL PUERTO DE CONTRERAS.

(Cuenca y Valencia)

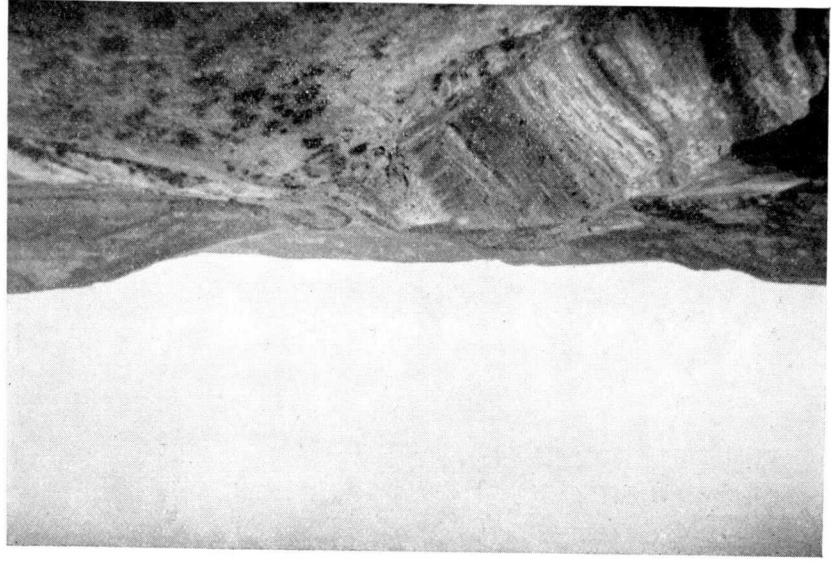
POR

A. Bartrina y F. Gea.

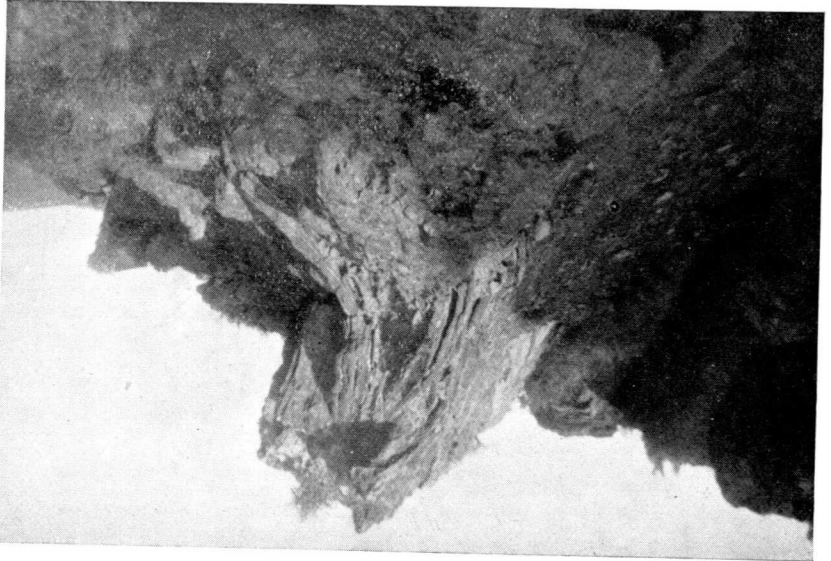




1. *Sphaera corrugata* Sorw. ($\times 0,75$). 2. *Hippurites canaliculatus* Rolland du Roquand ($\times 0,75$). 3. *Bulimus Gerundensis* Vidal (a, $\times 0,75$). 4. *Belemnites hastatus* Blain ($\times 1,5$).

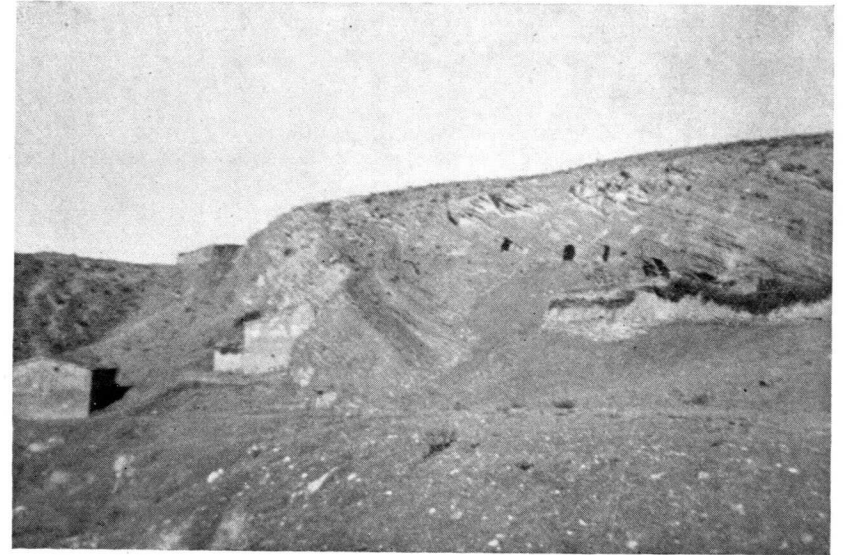


Fot. 2.—Calizas tabuladas blancas, con intercalaciones carbonosas del Keuper de las Tierras Blancas.

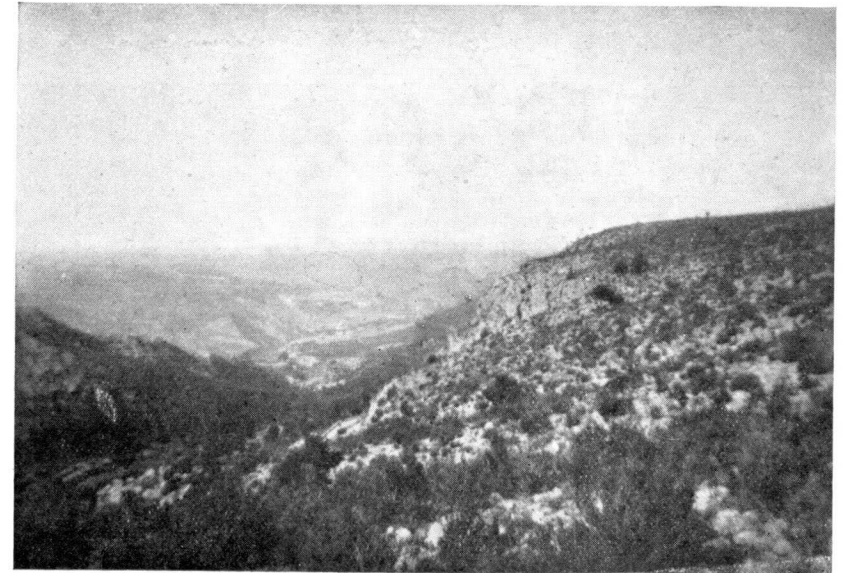


Fot. 1.—Margas yesíferas del Keuper. Rambla de Canalejas.





Fot. 3.—Calizas tableadas en el pueblo de Fuencaliente.



Fot. 4.—Liásico y Jurásico sobre la carretera Madrid-Valencia. Al fondo, el Puerto de Contreras y el Cerro del Castillo.

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS FÍSICAS Y QUÍMICAS



Fot. 5.—Crestón vertical de las dolomías del Rético, junto al Cabriel, en la ladera E. del Cerro del Castillo.



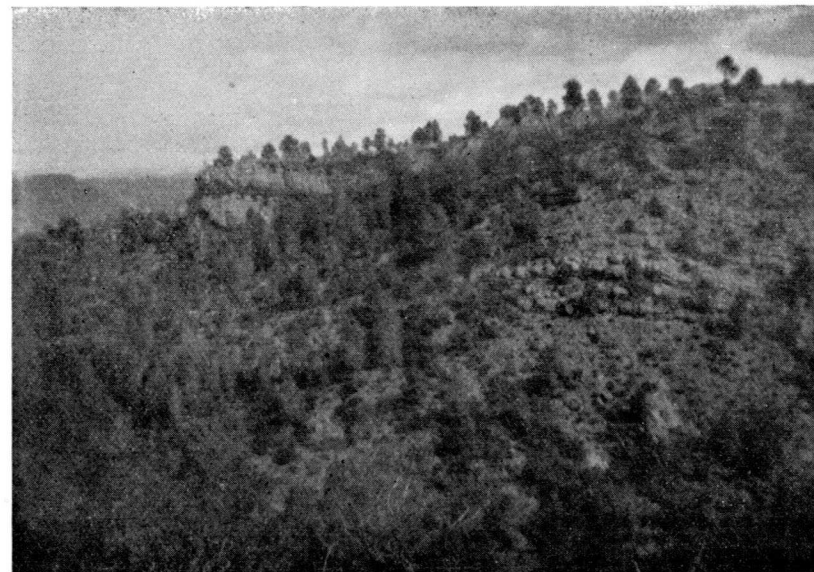
Fot. 6.—Crestones calizos entre margas, Keuper de la Rambla de Olmedilla.



Fot. 7.—Jurásico junto al Puente de Contreras. A la izquierda, el Cerro del Castillo.



Fot. 8.—Cantera de calizas oligocenas al NE. de Minglanilla.

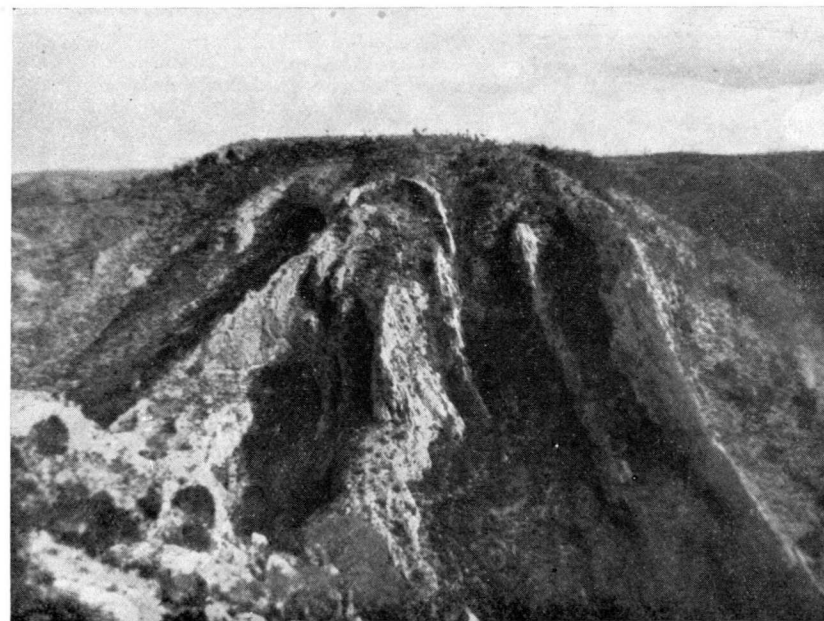


Fot. 9.—Cretáceo superior de El Martinete. En la cumbre el nivel inferior senonense; a media ladera el Turonense.

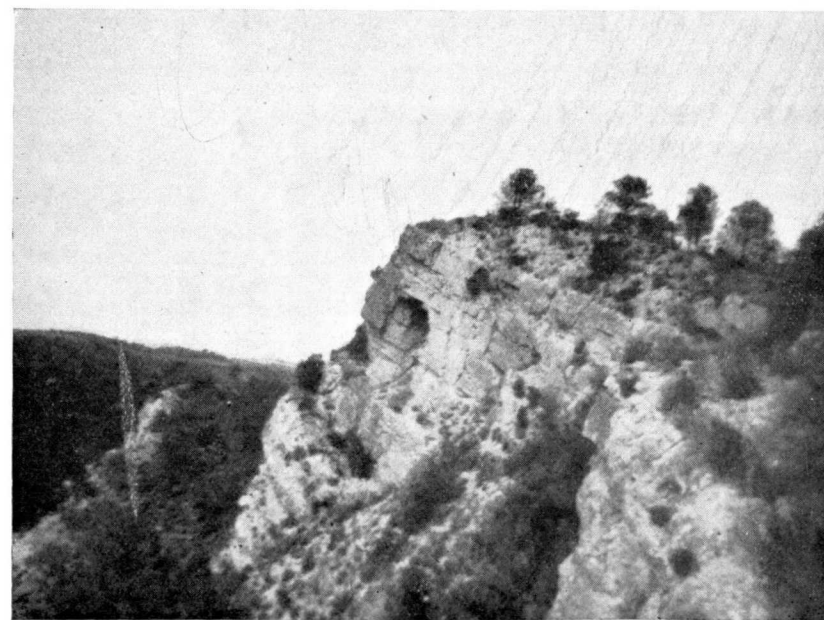


Fot. 10.—Conglomerado oligoceno de la Rambla Salada.

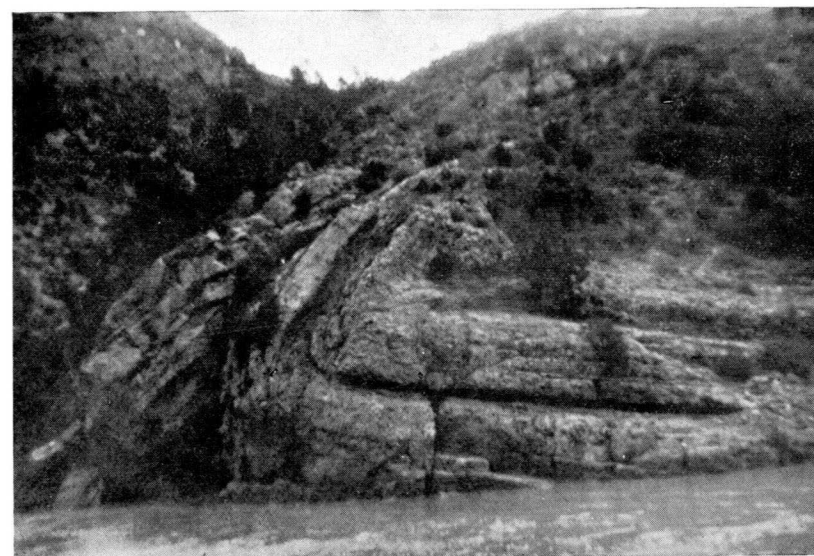
INSTITUTO GEOGRÁFICO
N.º 1000



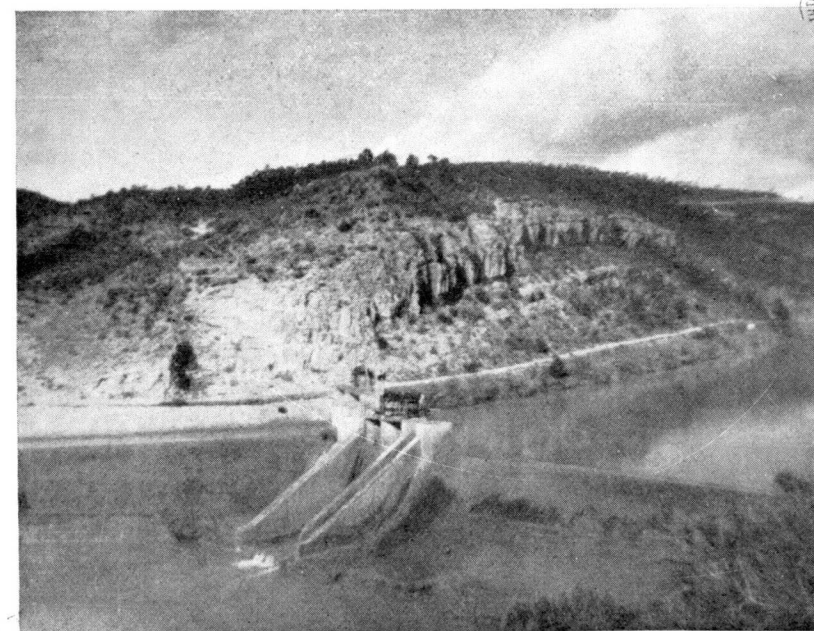
Fot. 11.—Anticlinal retiense junto al Barranco de la Vid.



Fot. 12.—La Cuevecilla Ahumada, Retiense.



Fot. 13.—Pliegue aptense junto al Puente de Contreras.

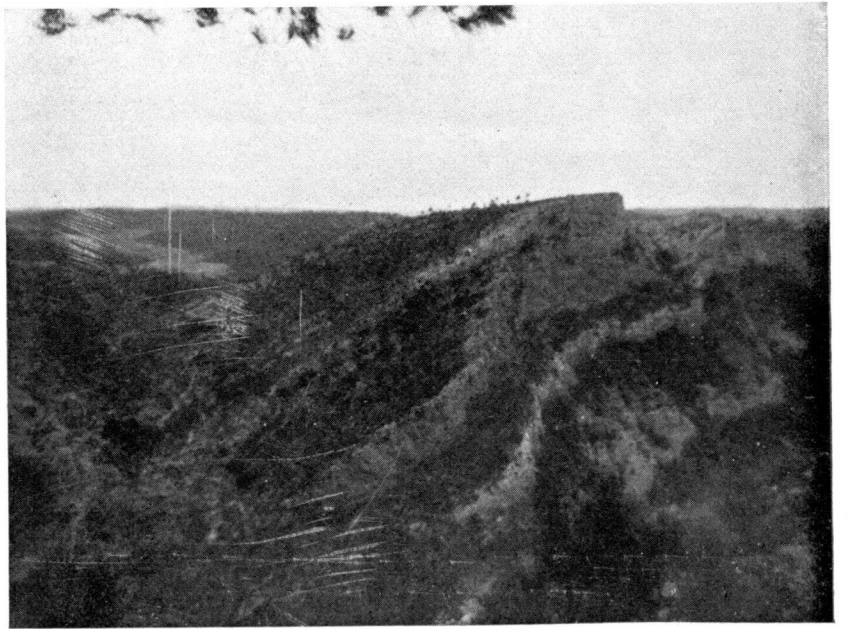


Fot. 14.—Anticlinal de las calizas margosas aptenses junto a la Central Eléctrica.



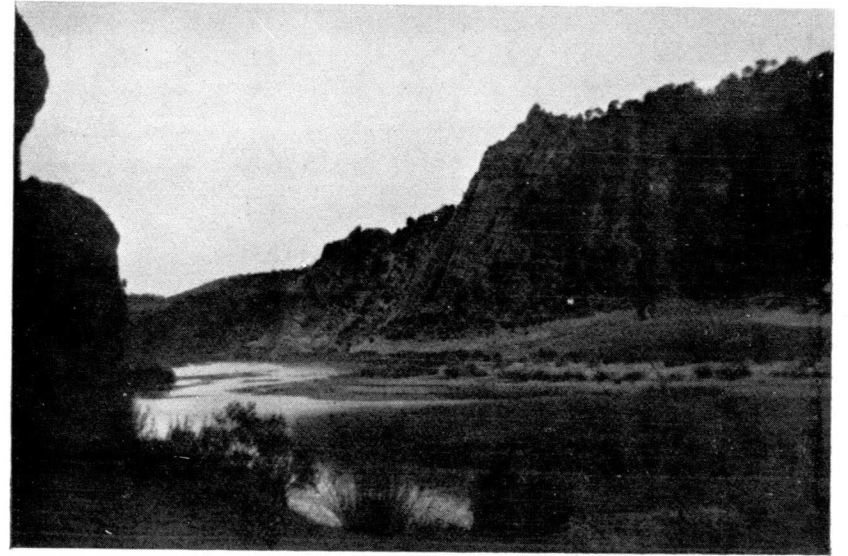


Fot. 15.—Pliegue senonense de Los Cuchillos.

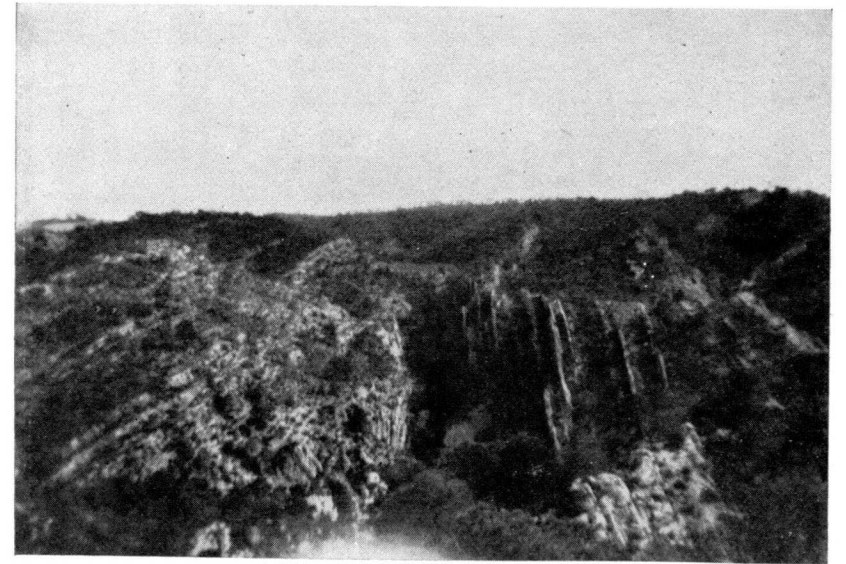


Fot. 16.—Ondulaciones retienses en El Panizar.

18-10-1914

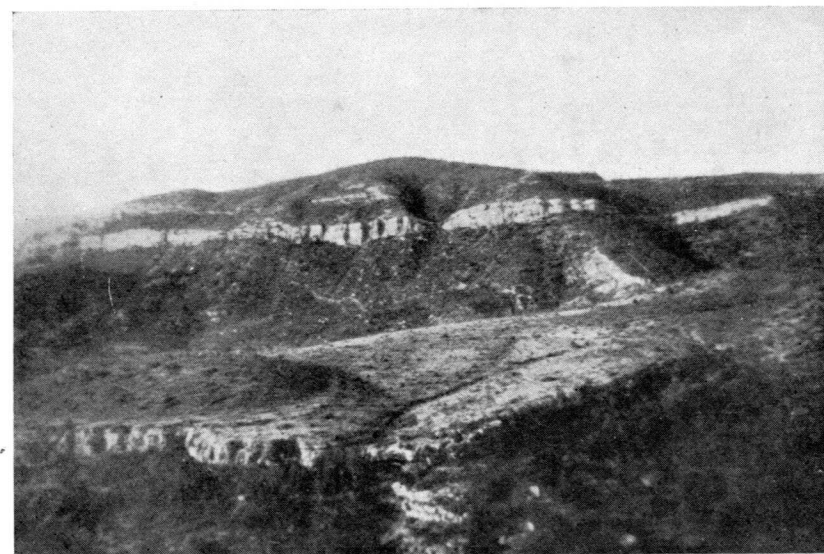


Fot. 17.—Crestones diapíricos del Lías del Malpaso.

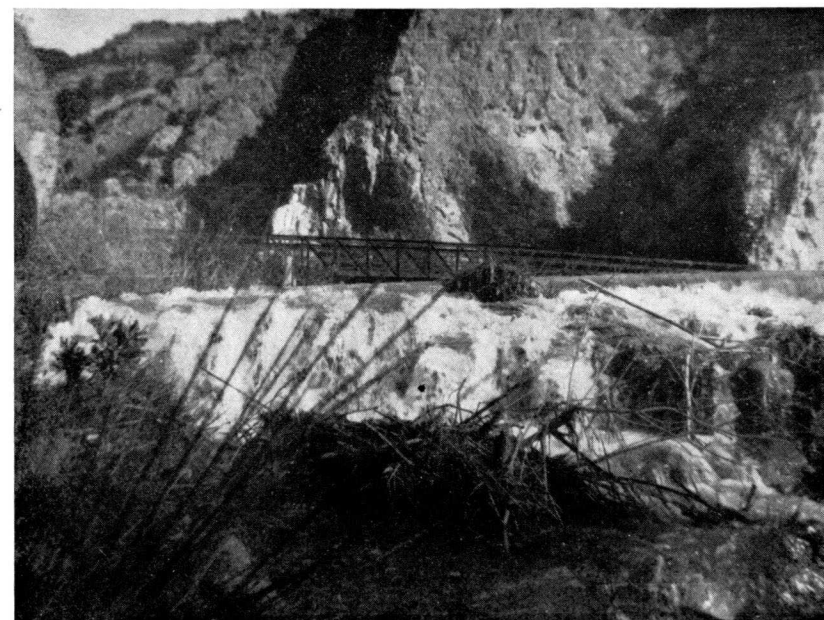


Fot. 18.—Alineación de crestones senonenses. A la izquierda, El Martinete. a la derecha, límite con el Eoceno.





Fot. 19.—El Martinete con Senonense en la cumbre. En primer término, calzadas aptenses.



Fot. 20.—Crestones calizos senonenses en Los Cuchillos, junto al puente sobre el Cabriel.



Noticias

AÑO GEOFISICO INTERNACIONAL 1957-58

Con el fin de que nuestros lectores tengan información del programa que se prepara con motivo del A. G. I., damos los siguientes datos:

Documentación general.

Entre los problemas a que debería prestarse atención, sugiere la Comisión:

1. El estudio dinámico de la atmósfera alta por la observación de vientos por los métodos ionosféricos, geomagnéticos, meteorológicos y astronómicos.
2. El estudio de mareas atmosféricas por los métodos ionosféricos, en alguno de los cuales se unirían los métodos geomagnéticos y meteorológicos, con observaciones permanentes y semi-permanentes.
3. La morfología de las perturbaciones de la atmósfera alta con observaciones conjuntas de la ionosfera, del magnetismo terrestre, de corrientes telúricas y con observaciones espectrales (auroras, cielo nocturno y crepuscular) unidas a las observaciones precisas de fenómenos solares.

Reuniones internacionales.

Durante el año 1954 diversas uniones y comisiones celebrarán reuniones, en el curso de las cuales serán discutidos los problemas del A. G. I.

1. Asamblea General de la Unión Internacional de Física Pura y Aplicada, en Londres, del 6 al 10 de julio.
2. Comisión mixta de la Ionosfera, en Bruselas, del 16 al 18 de agosto.
3. Asamblea General de la Unión Radio-Científica Internacional, en La Haya, del 20 de agosto al 2 de septiembre.
4. Comisión ejecutiva de la Organización Meteorológica Mundial, entre el 1 y 15 de septiembre.
5. Asamblea General de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional, en Roma, del 14 al 29 de septiembre.
6. Reunión de la Comisión Especial del Año Geofísico Internacional, en Roma, del 1 al 4 de octubre.

Eclipses.

En el curso del A. G. I. tendrán lugar tres eclipses. Un eclipse total el 23 de octubre de 1957, en el Antártico (lat. — 70° S., long. 20° O.). Un eclipse anular en abril de 1958, al sur de Asia, Ceylán, Indo-China,

sur del Japón. Un eclipse total el 12 de octubre de 1958 en el Océano Pacífico (lat. de -0° a 33° y long. de -157° a 70°).

Meteorología.

Serán tomadas en consideración las siguientes conclusiones:

1. Los meridianos 10° E., 140° E. y 75° O., con una tolerancia alrededor de 5° de longitud, serían muy convenientes para el establecimiento de sondeos verticales aerológicos:

2. Sondeos verticales adicionales son aconsejables en la proximidad de 180° (centro del Pacífico) y en el hemisferio norte a 20° O. y 80° E.

3. En las regiones tropicales la prioridad absoluta debería ser atribuída a los sondeos verticales zonales a lo largo del ecuador y del paralelo 15° N.

4. En las regiones tropicales son aconsejables sondeos verticales meridianos suplementarios y deberían poder ser establecidos cercanos a los 230° E. y 110° E.

5. Un sondeo vertical zonal parcial sobre América del Norte, alrededor del paralelo 40° N., permitiría el estudio de los efectos orográficos.

6. Durante el Año Geofísico Internacional las «Jornadas mundiales» deberían alcanzar y comprender cuatro periodos, de diez días cada uno aproximadamente, representativos de las cuatro estaciones.

7. Los sondeos aerológicos deberían llegar a 50 mb. o presiones inferiores, al menos una vez por día durante todo el año, y en el curso de las jornadas mundiales del Año Geofísico Internacional se debería hacer un esfuerzo para alcanzar niveles más elevados.

8. Los informes sobre el viento son de una importancia capital, particularmente en las regiones tropicales, y deberían ser completados por una red densa de observaciones nefoscópicas.

9. Se atribuye una gran importancia a las medidas de ozono y a las observaciones relativas al balance térmico y al balance del vapor de agua, a las medidas de radiaciones de grande y pequeña longitud de onda y a las precipitaciones sobre los océanos.

10. En razón a las dificultades encontradas para el mantenimiento en servicio de navíos meteorológicos estacionarios, se debería hacer el mayor esfuerzo posible para mejorar las redes aerológicas, de pequeñas islas y de la marina mercante.

11. Se debería prestar la máxima atención a los problemas relativos a los procesos dinámicos y termodinámicos de gran escala. El estudio en el curso del Año Geofísico Internacional de procesos de pequeña escala sería útil, pero solamente en la medida donde este estudio no entorpeciera los esfuerzos consagrados al programa fundamental.

12. La necesidad de antecedentes aerológicos necesarios a la ejecución de este programa son tan importantes, que toda proposición para

establecer estaciones suplementarias en las regiones donde la red aerológica es insuficiente deben ser fomentadas.

Geomagnetismo.

Con el fin de establecer el mapa de estaciones magnéticas, cada comisión nacional debería proporcionar la lista de sus estaciones magnéticas, siguiendo el siguiente esquema:

1. Estación, funcionando o proyectada.
2. Latitud y longitud geográfica.
3. Latitudes geomagnéticas y magnéticas, inclinación magnética.
4. Tipos de instrumentos y registros.
5. Naturaleza de las observaciones.

Resplandor nocturno y auroras.

A fin de poder relacionar las observaciones del resplandor nocturno y de las auroras con las otras observaciones, las comisiones nacionales deberían dar las posiciones geográficas de estaciones de observaciones, los caracteres esenciales de los instrumentos utilizados y el tipo de observación visual, fotográfica, espectroscópica, etc.

Ionosfera.

En el cuadro de su informe sobre los estudios ionosféricos, cada comisión nacional debería suministrar, además de las indicaciones habituales, posiciones geográficas, geomagnéticas, fuerza, intervalo de frecuencia, tiempo utilizado para las estaciones ionosféricas, los datos indispensables para la localización de estaciones especiales, observaciones de vientos ionosféricos, de meteoros y de fenómenos rápidos.

Actividad solar.

En el curso del A. G. I. será necesario proceder a una coordinación rápida de elementos observados para definir la actividad solar.

Las comisiones nacionales deberían añadir los datos sobre las estaciones de observación a continuación del siguiente esquema:

1. Estación.
2. Coordenadas geográficas.
3. Observaciones ópticas, fotosféricas, cromosféricas y coronales con los procedimientos empleados.
4. Observaciones radioeléctricas con las frecuencias utilizadas.

Radiación cósmica.

Las comisiones nacionales deberían añadir la lista y la posición de las estaciones donde se deseen estudiar las relaciones entre la radiación cósmica, la actividad solar y la geomagnética

Definiciones de unidades radiactivas aprobadas en el Congreso de Radiología de Copenhague de 1953.

Intensidad de radiación es la energía que fluye por unidad de área, perpendicular al haz, durante la unidad de tiempo. Se expresa en ergios por centímetro cuadrado por segundo o vatios por centímetro cuadrado.

Cantidad de radiación es la integral de tiempo de la intensidad. Es la energía total que ha pasado por unidad de área, perpendicular al haz, y se expresa en ergios por centímetro cuadrado o vatios-segundos por centímetro cuadrado.

Dosis absorbida de cualquier irradiación ionizante es la cantidad de energía impartida a la materia por las partículas ionizantes por unidad de masa de material irradiado en el lugar de interés. Debe expresarse en «rads».

El *rad* es la unidad de dosis absorbida, y es de 100 ergios por gramo.

El *roentgen* deberá ser la cantidad de radiación X o gamma necesaria para que la emisión corpuscular asociada—por 0,001293 gramos de aire—produzca, en el aire, iones que lleven una unidad electrostática de cantidad de electricidad de cualquiera de los dos signos.

Dosis absorbida integral es la integración de la energía absorbida en toda una zona de interés dada. La unidad es el gramo-rad. 1 gramo-rad = 100 ergios.

El *curie* es una cantidad de radiactividad definida como la cantidad de núcleos radiactivos en los que el número de desintegraciones por segundo es de 3.700×10^{10} .

Puede utilizarse el vapor geotérmico para disminuir el coste del agua pesada.

Nueva Zelanda ha aprobado el principio de construcción de una fábrica para producir electricidad y agua pesada empleando vapor geotérmico. Se están realizando perforaciones de ensayo en Wairakei, al norte del Lago Taupo en la Isla del Norte, zona conocida por sus recursos en vapor natural.

Se tiene la impresión de que la Gran Bretaña, que es la que se reservará el agua pesada que se produzca, financiará estos proyectos.

Probablemente el calor del vapor se utilizaría como un medio económico de aumentar la concentración de deuterio en el agua de alimentación. Esto daría lugar a economías en el tamaño de la fábrica y en los gastos de funcionamiento y, por tanto, se reduciría el coste del agua pesada.

El IV Congreso de la Asociación Internacional para el Estudio del Cuaternario (I. N. Q. U. A.).

El IV Congreso Internacional de la I. N. Q. U. A. se reunió en Italia, del 30 de agosto al 10 de septiembre de 1953. Las primeras sesiones tuvieron lugar en Roma, y luego los congresistas se trasladaron a Pisa, donde dió fin el Congreso.

La Asociación Internacional para el Estudio del Cuaternario reúne a todos los científicos, especialmente geólogos y paleontólogos, que de alguna manera están interesados en los problemas que plantea el estudio de las formaciones cuaternarias y de los fenómenos y procesos de toda índole que en este período han tenido lugar. Por ello, han estado representados en este Congreso gran número de Institutos y Universidades de todo el mundo, pasando de 300 el número de miembros participantes en el mismo.

El Presidente de Honor del Congreso fué el Prof. Gustavo Göttinger; el de la Comisión Ejecutiva, el Prof. Roberto Almagià, y el Presidente de la Comisión de organización, el Prof. Miguel Gortani. Para la presidencia de la Asociación fué elegido el Prof. Juan Alberto Blanc.

Las secciones del Congreso fueron las siguientes: Tectónica cuaternaria, Paleoclimatología, Morfología glaciaria, Morfología no glaciaria, Paleontología, Paleoetnología, Antropología, Cronología cuaternaria, Límite plio-pleistoceno, Cuaternario regional, Líneas de costa, Edafología, Paleoeadafología y Paleolimnología.

Fueron presentadas más de 150 comunicaciones, entre las que destacan las correspondientes a la delegación española.

Parte muy importante del Congreso fué el estudio detallado de las formaciones pliocenas y cuaternarias de Italia, para lo cual se realizaron varias excursiones, antes del Congreso y durante el mismo.

El V Congreso de la I. N. Q. U. A.

En la última sesión plenaria del Congreso de Roma se puso a votación, entre los representantes de los diversos países, la elección del país donde habría de celebrarse el próximo Congreso en 1957. Resultó elegida España por mayoría de votos.

El próximo Congreso se reunirá en el año 1957 en España y tendrá como centro Madrid.

Conferencia sobre energía nuclear.

Del 20 al 25 de junio se celebrará en la Universidad de Michigan una «conferencia de energía nuclear», patrocinada por el Instituto Americano de Ingenieros Químicos.

Petróleo en Australia.

En el año 1947 comenzaron los reconocimientos petrolíferos en el occidente australiano, coronados con el éxito logrado en Learmenth en la costa del golfo Exmouth, donde la primera perforación, iniciada en el pasado mes de septiembre, da una producción de 28 barriles/hora, lo que da grandes esperanzas de que se perforen más pozos con resultados satisfactorios.

El petróleo en Alemania occidental.

La producción de petróleo en Alemania occidental va en aumento continuo; durante el año 1951 obtuvo 1.366.685 Tm.; en 1952 llegó a 1.755.406, y en el recientemente terminado se esperaba pasar de los dos millones de toneladas.

Los campos petrolíferos de producción mayor son los de la región de Hannover-Celle, Süddoldenburg y Schleswig-Holstein.

Con la producción lograda, el propio país satisface en más de un tercio a sus propias necesidades de petróleo.

Obtención de potasa del agua de mar.

Se ha desarrollado un método nuevo para la obtención de potasa del agua del mar por la adición de un reactivo químico. Para la producción de una tonelada de potasa se necesitan de 2.000 a 3.000 m³ de agua del mar. La Mekog y la Norks Hydro esperan poder cubrir con este método, dentro de unos años, las necesidades holandesas y noruegas e incluso iniciar posteriormente su exportación.

El uranio en los EE. UU. de N. A.

Uno de los últimos números de «Nuclonics» se lamenta de que los minerales de uranio de los EE. UU. proceden actualmente de minas situadas fuera de América del Norte, y durante algún tiempo continuarán dependiendo de los criaderos situados del otro lado del mar. Existe la preocupación de si durante los años 1954 y 55 se dispondrá o no de todo el uranio necesario para utilizar al máximo rendimiento las instalaciones estadounidenses. Es posible que tengan que reducir las reservas existentes hasta dejarlas en un nivel inferior al deseable, e incluso tomar medidas encaminadas a disminuir en lo posible la repercusión de la escasez de uranio sobre la producción de armas.

El panorama de las disponibilidades de minerales de uranio con que puede contarse a largo plazo es más halagüeño. Han establecido una

meta de adquisiciones, muy superior a las compras realizadas en 1952. Los adelantos y progresos alcanzados en Canadá, Unión Sudafricana, Australia y Estados Unidos indican que esta meta puede lograrse en unos cinco años; el Congo belga dejará entonces de ocupar la especial situación dominante en el panorama general de disponibilidades de uranio, aunque es de esperar que continúe contribuyendo considerablemente a las necesidades generales.

La Comisión de energía atómica de los EE. UU. tiene la convicción de que es de suma importancia obtener todo el uranio posible a precios razonables. Cada kilogramo que puedan ofrecer los abastecedores se necesita, y por eso alientan a los mineros a que incrementen la producción durante los años próximos.

La industria brasileña del petróleo.

En el pasado mes de octubre aprobó el Parlamento brasileño la creación por el Estado de una compañía monopolizadora, denominada «Petrobras», que se ocupará de la extracción, elaboración y distribución del petróleo brasileño. También se ha creado un organismo superior denominado «Consejo Nacional del Petróleo», para trazar las directrices en la industria del petróleo.

El capital fundacional de la mencionada sociedad es de cuatro mil millones de cruzeiros, que se espera ascienda en 1957 a diez mil millones de cruzeiros.

Azufre venezolano.

En la región de El Pilar, en el Estado de Sucre, se han realizado intensas exploraciones por la «Venezuelan Sulphur Corporation», las que han descubierto interesantes formaciones de azufre de buena calidad.

Por tal motivo, la mencionada compañía ha proyectado la construcción de una factoría para obtener 250.000 toneladas anuales de azufre del 95 % de pureza. El presupuesto de dicho establecimiento es de quince millones de bolívares.

El carbón en los EE. UU. de N. A.

De la participación del carbón en 1900 en el 90 % de producción de energía de los EE. UU. de N. A. se ha descendido a un 34 % en el año 1952, con la particularidad de que en dicho año fué superado por la energía procedente del aceite y derivados del petróleo, que llegó al 39,4 %. Una de las causas fundamentales de este cambio en la economía es el desplazamiento de la tracción por carbón, por resultar más cómoda, económica y limpia por dieseléctrica.

Los aumentos más importantes en el consumo del carbón fueron debidos a la industria del acero y a las centrales eléctricas térmicas.

Según el «Bureau of Mines», con el perfeccionamiento de las técnicas de laboreo, transporte y utilización, los carbones grasos podrán recuperar su puesto principal en la economía americana y pasar, de 465 millones de toneladas de carbones grasos extraídos en 1952, a 800 en 1957.

Investigaciones petrolíferas en los EE. UU. de N. A.

Durante el año 1952 se perforaron en los Estados Unidos 12.425 pozos para exploraciones petrolíferas; de ellas, 2.335 lograron el éxito esperado, o sea, que sólo un 17 % resultaron productivos. La profundidad media de los taladros fué de 1.400 m. Estas cifras demuestran un progreso respecto a las campañas anteriores, debido al mejor conocimiento de la geología del petróleo y al perfeccionamiento de las técnicas geofísicas, ya que en 1939 los pozos productivos no alcanzaron el 11 %.

La mineralurgia del germanio.

Por métodos espectrales se ha comprobado la existencia del germanio en el carbón, y en los trabajos de espectroquímica efectuados en este Instituto se evidenció que el 60 % de los carbones asturianos tienen un contenido en dicho metal del orden de 0,001 %, el que suele estar como sulfuros u óxidos inferiores, los que son muy volátiles por encima de los 700° C. Con carbones de este tipo se pueden lograr de los gases de la combustión polvos con concentraciones del 1 %. En el 98 % de las mismas muestras se encuentra galio en proporciones superiores, en algunos casos, al 0,01 %.

La técnica puesta actualmente en marcha para aislar el germanio consiste en fundir los concentrados minerales con sosa, cal y óxido de cobre. Pasan a la escoria, por la acción de la sosa y cal, la sílice y alúmina. El galio se incorpora al cobre, mientras que el germanio lo hace al hierro. Con esta técnica se recupera el 80 % del galio y el 90 % del germanio. Por un proceso fácil se aísla el tetracloruro de germanio, y de éste el dióxido y después el metal.

Producción petrolífera en el Oriente Medio.

La producción petrolífera en el Oriente Medio durante el año 1953 ascendió a 122 millones de toneladas, con un incremento del 16 % sobre el año anterior.

El incremento de la producción petrolífera tuvo lugar principalmente en Irak y en Kuwait; en el primero la producción alcanzó 28.2 millones de toneladas y en el segundo 43,3.

Se calcula que para 1960 la producción de petróleo en el Oriente Medio (sin incluir a Persia) ascenderá a 200 millones de toneladas.

El petróleo canadiense.

Las reservas comprobadas de petróleo crudo en Canadá han aumentado a más de 2.000 millones de barriles.

Las reservas bituminosas se calcula que, sólo en la región de Athabasca Tar Sands, son capaces de producir 100.000 millones de barriles.

El número de pozos de petróleo perforados en el Canadá oriental fué de 2.200.

Durante el pasado año de 1953 se sacó la impresión de haber alcanzado una media diaria superior a los 250.000 barriles.

Aprovechamiento del gas natural en Italia.

El considerable aumento de la producción de gas natural ha hecho que la mayor parte de las empresas del norte de Italia utilicen éste tanto para calefacción como para la obtención de energía eléctrica.

La principal economía reside en los costos de manipulación de combustible, pero en contra tiene el inconveniente de que el Estado mantiene un precio demasiado elevado en la distribución del gas.

Existe la ventaja de evitar las inmobilizaciones de considerables cantidades de combustible; las sustituciones de los otros combustibles por el gas son relativamente económicas.

Mientras que la producción potencial es de 14 millones de metros cúbicos, la venta sólo alcanza los seis, debido quizá a la insuficiencia de tuberías para la distribución, las cuales llegan hasta Génova por el Oeste y hasta Venecia al Este.

Se ha descubierto un nuevo depósito en Ravenna que puede resultar tan importante como el principal suministrador actual; el de Cortemaggiore, en el centro del valle del Po.

El consumo total del carbón en la postguerra ha descendido en un 15 %, mientras que el conjunto de la producción italiana aumentó un 50 %, lo que indica la importancia del gas natural en la economía italiana.

Notas bibliográficas

CRIADEROS

O'BRIEN, THOMAS D.: *Uranium occurrence in asphaltites*. «Technical Reports», 31-III tom., 1-X-1953.

El objeto de este trabajo es la determinación de la manera cómo se encuentra el U en el Colorado. Un sublimado amarillo radiactivo, obtenido por calentamiento de un mineral asfáltico de Calf Mesa en Emery Co., Utah, es un sulfuro de arsénico. Las propiedades químicas de la sustancia radiactiva son de Po, pero la curva de desintegración indica un semiperiodo de 53 días, mientras que la del Po es de 140 días. Un análisis diferencial completo posterior muestra que este asfalto no es prácticamente un material hidrocarburo, ya que todo el carbono está en forma no combinada.

La extracción solvente indica la carencia de material orgánico, y en algunos casos sólo se obtuvieron algunas gotas de material orgánico de muestras de 25 g.—L. F.

JUDD, EDWARD K. y DESANCTIS, HELEN V. E.: *Possibilities for uranium in French Morocco*. 62 págs., 6 ilus. A. E. C., 1953.

En el informe reservado emitido en marzo de 1953 por dichos autores a la «Atomic Energy Commission», se hace un estudio general de la geografía, fisiografía, producción minera, geología general y criaderos de uranio de la Zona francesa de Marruecos. Casi todos los datos proceden de artículos publicados por geólogos franceses. Incluyen una bibliografía amplia del tema.—L. DE A.

JUDD, EDWARD K.: *Uranium possibilities in Turkey*. «A. E. C.», 24 páginas, 1953.

En el informe reservado, presentado en julio pasado, se revisan las publicaciones que se ocupan de las reservas minerales de Turquía y pone de manifiesto que los criaderos más importantes de hierro, cromo, y algunos de los más importantes criaderos de cobre, están relacionados con intrusiones de tipo básico a ultrabásico, de las que no se sabe hayan dado uranio en otros lugares. Sin embargo, no faltan los granitos ni las dioritas

de cuarzo. Los criaderos de mineral asociados con estas rocas son principalmente de plomo y cinc. Es posible que resultara interesante hacer trabajos de prospección en las proximidades de estas intrusiones más ácidas, especialmente si se descubrieran vetas de cobre, plata o niobio. Se ha registrado un caso concreto de existencia de un mineral de uranio: una muestra de pechblenda con dos minerales de alteración, previamente desconocidos, agregados, y de la que se dice procede de las proximidades de Adrianópolis. Desde que, hace cien años, se hizo esta primera declaración, no se ha dicho nada más ni se ha detallado más el emplazamiento. Este informe trata, casi exclusivamente, de los criaderos de minerales metálicos asociados con magmas no ultrabásicos, y excluye deliberadamente los criaderos de mineral de hierro, cromita, esmeril, espuma de mar, etc., productos en los que Turquía tiene notable reputación. Se da la lista de las localidades de las que se cree más probable den resultado si se someten a exploración radiométrica sistemática para buscar uranio.—L. DE A.

JUDD, EDWARD K.; DE SANCTIS, HELEN E. and BROWN, JEAN C.: *Uranium possibilities in the Philippine Islands*. «A. E. C.», 31 págs., 1953.

En este informe reservado, presentado en julio, dan datos tomados de muchos informes y trabajos presentados por geólogos e ingenieros de minas filipinas en publicaciones oficiales y de sociedades científicas y técnicas. Se indica que las mejores posibilidades en cuanto a uranio parecen ser las que ofrecen las rocas de basamento, cerca de las intrusiones ácidas, en las proximidades de rocas eruptivas terciarias y en los materiales bituminosos. En las islas Filipinas abunda este tipo de formaciones intrusivas, y el hecho de que hayan dado criaderos de minerales de oro, plata y cobre, por lo general en forma de sulfuros, es indicación en favor de la posible existencia de criaderos de mineral de uranio. Se indica la existencia de filones uraníferos en diversas partes de estas islas.—L. DE A.

JUDD, EDWARD K. and DE SANCTIS, HELEN V. E.: *Uranium possibilities in Peru*. «A. E. C.», 25 págs., 1953.

En un informe reservado, presentado en julio, se da la lista de los centros mineros peruanos que más posibilidades parecen ofrecer en cuanto a la existencia de uranio, aunque las condiciones locales que se dan en sus emplazamientos no parecen demasiado favorables por lo que respecta a las posibilidades de desarrollar el suministro de mineral en proporciones industriales. Los datos existentes en cuanto a las disponibilidades de otras localidades que también se reseñan no son lo bastante completos para excluir la posibilidad de la existencia de uranio y es posible que valiera la pena continuar investigando dicha posibilidad. Se da el nombre de cierto número de otros emplazamientos que podrían merecer atención.—L. DE A.

GEOFISICA

BONELLI, J. y ESTEBAN CARRASCO, LUIS: *Resultados provisionales del estudio del carácter sísmico de la falla del Guadalquivir*. Instituto Geográfico y Catastral. Madrid, 1953.

El período sísmico del 10 de marzo al 25 de septiembre de 1951 puso de manifiesto en la falla del Guadalquivir una actividad tectónica con profundidades de 70 a 130 Km.

Del estudio de las bandas de los sismógrafos se han establecido para las velocidades de las ondas longitudinales valores concordantes con los admitidos normalmente para las mencionadas profundidades.

Los valores de la velocidad k de la onda diferencial S-P no acusan cambio brusco en la hipotética capa de compensación isostática ni, como consecuencia, los de las velocidades de las ondas. Por ello no parece existe capa de discontinuidad entre las mencionadas profundidades.—L. DE A.

GEOGRAFIA

REAL SOCIEDAD GEOGRÁFICA DE MADRID: *Reseña de los actos conmemorativos del LXXV aniversario de la fundación de esta Sociedad*. Madrid, 1953.

Dedica la Real Sociedad Geográfica de Madrid un tomo de 236 páginas a conmemorar el LXXV aniversario de su fundación.

Comienza por una breve reseña de los actos conmemorativos de tal hecho, dándose a conocer el Decreto de la Presidencia del Gobierno, de 11 de julio de 1952, por el que se da carácter oficial a tal acto, o sea la conmemoración de la fundación de la Real Sociedad Geográfica.

También se publica el Oficio del Ministerio de Educación Nacional, en el que se comunica a la citada entidad, el habersele concedido la Corbata de la Orden Civil de Alfonso X el Sabio.

Siguen los discursos que se pronunciaron en la Sección inaugural, por el Excmo. Sr. Almirante D. Francisco Bastarreche y Díaz de Bulnes, Presidente de la Real Sociedad Geográfica y del Excmo. Sr. D. José María Torroja Miret, Secretario Perpetuo de la entidad, en el que dió a conocer lo que es y representa la Real Sociedad Geográfica de Madrid en el LXXV aniversario de su fundación.

A continuación se publican las conferencias que se desarrollaron con motivo de tal conmemoración, siendo éstas las siguientes: «Influencias musulmanas en el origen de la cartografía náutica», por J. Vernet; «El elemento geográfico en la formación de la unidad española (Contribu-

ción a la Geografía de la Historia en los tiempos de los Reyes Católicos», por José M.^a Igual; «Geographie Gliederung und geschichtliche Eignar der Schweiz», por el Prof. Dr. E. Egli; «Les transformations du paysage rural sur la bordure Nord du bassin d'Aquitaine», por A. Perpillou; «Geografía e Cartografía a Grande Scala», por el Prof. Giovanni Paoga; «Veinticinco años de exploraciones en el Africa Occidental española», por F. Hernández-Pacheco de la Cuesta; «Pedro de Medina, con manuee de navigation et son influence sur le développement de la cartographie aux Pays Bas», por Ernst Crone; «Las relations entre la Belgique et l'Espagne, dans le passé», por Maurice de Hasque; «Some Contributions to Geography by Spanish Muslims», por Nafis Ahmad.

El discurso de la Sesión de clausura estuvo a cargo del Prof. D. A. García Bellido, que se ocupó de «Los iberos en el Atlántico».

Posteriormente, y ya en prensa el tomo, se recibieron los trabajos del Prof. W. Bierhenke, referente éste a «Observaciones sobre la cultura popular del Bajo Algarbe», y del Prof. Tehchi Kobayashi, que se ocupa de «An esample of a remarkable discordance between the geotectonic and geomorphology seen in Central Korea».

Se incluyen también en este tomo el Catálogo de la Exposición de Cartografía Medieval y de la Escuela Mallorquina, hecho por D. Julio F. Guillén.—H.-P.

CABAÑAS RUESGAS, FÉLIX: *El clima de la Serranía de Cuenca*. An. Asoc. Esp. Prog. Cienc. Rev. «Las Ciencias», año XVIII, núm. 2. Madrid, 1953.

Se han reunido en este trabajo los antecedentes estadísticos de las observaciones meteorológicas de esta comarca montañosa, que por muchas de sus características, no es de las mejores conocidas.

Se analizan los datos utilizados que comienzan en 1908 y terminan en 1944, si bien se hace destacar que las observaciones no son continuas, como fuera de desear, existiendo una gran discontinuidad entre 1936 y 1939. Todos los datos recogidos se han reunido en un cuadro por estaciones, en el que figuran los años de observación termopluiométrica, lo que ya puede orientar sobre el valor medio de temperatura y pluviosidad.

Para la presión sólo han podido tenerse en cuenta las observaciones efectuadas en la capital, deduciéndose que la presión media en este país es muy semejante a la de las localidades de la Alta Meseta, tales como Avila, Segovia, Soria y más aún semejantes con las zonas de Teruel.

Se estudia el régimen de vientos, no pudiendo por ahora señalarse un viento dominante, ya que varía mucho de unos años para otros, pudiendo acaso explicarse este hecho, por ser zona de contacto del dominio atlántico, con el de influencia ya notoria cantábrica.

Del análisis de las temperaturas se ve que es un país francamente continental de relativa altitud media; por ello, las mínimas absolutas son

muy marcadas, alcanzando a $-20,5^{\circ}$, siendo las máximas algo superiores a $42,0^{\circ}$, lo que hace que la oscilación térmica alcance a 60° , oscilando las temperaturas medias anuales, según las zonas de $7,3^{\circ}$ en Huesa del Vasallo, a $20,0^{\circ}$ en Ensanche de Buenache.

La pluviosidad de estas comarcas es muy variable, dependiendo ello especialmente de la orientación y de la altitud, oscilando desde 311 milímetros en Almodóvar del Pinar a 1.247 mm. en Tragacete, pudiendo decirse que la media de la región es de unos 450 a 500 mm. Parte de estas precipitaciones caen, en particular, en las zonas interiores de la Serranía y en los países más elevados en forma de nieve, siendo la región, especialmente en sus zonas del N. y del NE., muy nevadas en invierno. Se da de este país un esquema pluviométrico.

Se estudia también la nubosidad, que es muy variable según las épocas del año, terminando el estudio con una dinámica meteorológica, en la que se expone el tipo de tiempo por el traslado de los fenómenos atmosféricos, muy especialmente las depresiones procedentes del SW.—H.-P.

DE P. NAVARRO, F. y LOZANO CABO, F.: *Carta de Pesca de la costa del Sáhara, desde el Cabo Barbas al Cabo Blanco*. Trab. del Instituto Español de Oceanografía, núm. 22. Madrid, 1953.

Se ha dado a conocer este verano una nueva Carta de Pesca (provisional) de las costas del Sáhara español. Los trabajos para el levantamiento de la misma han sido llevados a cabo por el Instituto Español de Oceanografía. La explicación de este nuevo e interesante documento cartográfico se debe a los Sres. de P. Navarro y Lozano Cabo, Subdirector y Director del Laboratorio, respectivamente, de tal centro científico.

La campaña para la preparación de la carta queda cifrada del siguiente modo: «T, 5212», «Tofiño», diciembre 1952. Como su denominación indica, los trabajos se desarrollaron desde Cabo Barbas al Cabo Blanco, abarcando, pues, un espacio costero de unas 140 millas.

Los sondeos directos se llevaron a cabo con el torno Lucas eléctrico y escandallo con cuchara, para retirar muestras del fondo. Los ultrasonoros, con el aparato Hughes, registrador. Las cifras de sonda, sin corrección por salinidad, se refieren a la baja mar escorada y están situadas astronómicamente. En cuanto a la línea de costa es la recientemente levantada por el Servicio Cartográfico del Ejército. La campaña tuvo como misión el trabado de la carta batilitológica, entre la costa y los 600 m. de profundidad, labor que fué iniciada por el «Malaspina» en 1946 y continuada en 1947-48 y 50, dando así fin el propósito del Instituto Español de Oceanografía, o sea el de levantar las cartas de pesca del litoral sahariano español.

Durante la campaña se llevaron a cabo 17 líneas de sonda, más o menos perpendiculares a la costa, sondeándose en ellas con sondador de eco,

en registro continuo o con cable, sobre profundidades de 25, 50, 75, 100, 200, 300, 400, 500 y 600 metros aproximadamente.

Para comprobación de las situaciones, por cortes entre líneas, se llevaron a cabo tres más, con registro de sondas ultrasonoras.

El «Tofiño» iba mandado por el Capitán de Corbeta (H.) Sr. Díaz, participando en la campaña los oceanógrafos Lozano Cabo, García Cabrera y Albalat García.

Esta carta, como las anteriores, se ha levantado a escala 1 : 500.000, reducción del parcelario general a 1 : 250.000. Los datos de la Bahía del Galgo se han tomado de cartas francesas.

Se han deducido los fondos exclusivamente de las muestras retiradas con sondeos con escandallo, pues las redes de arrastre suben completamente lavadas. Algunos fondos de piedra se han podido confirmar, por los datos de pesca, fijándose fondos rocosos a los 20° 50' N. y 17° 20' W., donde en otras campañas se perdieron redes, habiéndose retirado enormes lastrones de rocas calizas, arrancadas del fondo al arrastrar las redes.

La ausencia de ríos en estos parajes, lo que ya sucede más hacia el N., hace que no existan verdaderos fondos de arenas, salvo en las inmediaciones del litoral, materiales arenosos que son sin duda de origen erosivo. El resto de los fondos de este tipo, más o menos gruesos, son de origen orgánico y más que de materiales arenosos se trata de conchuela o falunms, muy fragmentados, muy finos.

Los fondos rocosos francamente peligrosos son poco frecuentes, no existiendo en estas zonas los constituidos por masas coralígenas, lo que está en contraposición con los datos anteriores y referentes a estos parajes. En realidad, parecen coincidir los fondos peligrosos con las zonas o parajes donde los veriles son tortuosos o aparecen muy próximos, pues sin duda éstos quedan situados en zonas muy escarpadas sumergidas.

En relación con la toponimia de los caladeros, ha servido de base la dada por Belloc y Boavida, ligeramente modificada, por ser la que mejor se ajusta a los caracteres y rasgos de la costa.

En la hoja de la que ahora nos ocupamos, según Belloc, existen dos grandes fondos, el de Cabo Barbas y el de Cabo Blanco, extendiéndose el primero unas 25 millas frente a Cabo Barbas entre profundidades de 100 y 500 m.

A mayores honduras se pesca mal por la proximidad de veriles. El otro fondo, el de Cabo Blanco, ocupa una extensión de 50 millas y se inicia al N. frente a Vía Lobos la Vieja y termina al Sur en Cabo Blanco, con fondos de 50 a 500 m.

Los caladeros son frecuentes, señalando Boavida 14, dándose en la explicación de la carta de pesca, situación de los mismos. Además, se indican las especies que se pescan y las épocas o temporadas más propicias.

Se vuelve a insistir sobre el cambio de fauna que se observa a partir de Cabo Barbas hacia el Sur, pues cesan las especies paleoárticas, apareciendo otras eminentemente de carácter etiópico y tropical.

A continuación y mediante cuadros se hace el registro de las operaciones: sondeos con cables, con sus profundidades, situación y naturaleza de los fondos y registró de las sondas ultrasonoras.

Analizando ahora la carta de pesca indicaremos que está tirada en colores verdosos y amarillentos, siendo éstos armónicos y de buen gusto, destacándose así los fondos de fango, fango arenoso, arena fina, arena gruesa, conchuela.

Mediante cruces, se señalan los fondos de piedra. Se aprecia en la costa que los fondos de arena fina son los denominantes; los de fango quedan en el fondo de la Bahía del Galgo y en la costa exterior de la Península de la Güera, así como en determinadas zonas muy restringidas y especialmente a lo largo del pronunciado veril que limita en cierto modo la amplia y plana rasa litoral. Hacia afuera se alcanzan ya rápidamente fondos que sobrepasan los 1.300 m., frente al arranque de la península de la Güera.

Van señalados en la cota, en número rojo, rodeado de un círculo, los fondos, que se han agrupado, en relación con C. Barbas y C. Blanco.

El carácter de verdadera rasa, litoral-continental, se aprecia perfectamente, muy especialmente a la altura de Vía Lobos la Vieja y Puerto Nuevo, donde a unas 25 millas de la costa el veril desciende de 100 metros hasta rebasar los 900, mediante plano inclinado que no sobrepasa de 5 millas, escalón que en realidad pudiera representar verdaderas fracturas, coincidentes con cantiles sumergidos. En otras zonas, el veril es menos acentuado, como ocurre a la altura de Tierra Alta y Los Castilletes, donde la rasa sólo alcanza anchura de unas 23 millas hasta fondos de unos 100 m., y el veril 15 millas, descendiendo con cierta suavidad hasta fondos de unos 600 m., pero quedando ya muy cerca profundidades de hasta 1.000 y algo más metros. Lo que resalta en esta carta es el carácter verdaderamente «plano» de la rasa costera, pues iniciada con fondos de 20 m. en anchuras de 20 a 25 millas, sólo se desciende a fondos de 100 m., carácter que se acentúa hacia las zonas de entrada de la bahía del Galgo, donde fondos comprendidos entre 1,50 m. a 20 metros, ocupan una amplia rasa, con anchuras desde la costa, extraordinariamente aplacerada, de hasta 30 millas.

Todo ello nos indica que todo este litoral es de evolución muy rápida y reciente que su configuración no es más que un proceso erosivo desarrollado en estos últimos tiempos, geológicamente hablando, a partir del plano inclinado donde se inician los fuertes veriles, hasta la actual línea de costa, que por lo general es escarpada, apreciándose en ella además diferentes niveles de playas levantadas, siendo las más altas las que coronan el alto acantilado, playas que a veces sobresalen a manera de cornisa al descansar los sedimentos cuaternarios sobre formaciones terciarias recientes, neógenas. Hacia el interior, existen amplios arrasamientos marinos, desde el borde del acantilado, siendo en ellos abundantísimos los restos de materias fosilizadas cuaternarias perfectamente datables, lo que nos habla de la inestabilidad del borde continental, de-

bido a fenómenos y movimientos típicamente epirogénicos que han afectado muy uniformemente a amplios compartimientos corticales, casi sin desnivelaciones apreciables en toda esta zona sahárica.—H.-P.

GEOGRAFIA FISICA

PLA SALVADOR, J.: *Cova de Sant Jordi (Alcoy)*. «Speleon». Rev. Esp. Hid. Morf. cart. y Esp. Inst. Geol. de la Universidad de Oviedo, t. IV, número 2, Oviedo, 1953.

Está situada esta cueva en el macizo de la sierra de Mariola, en las cercanías de Alcoy, provincia de Alicante, en íntima relación con una falla que viene a poner en contacto anormal las areniscas del mioceno con las margas del eoceno, en las que se ha desarrollado el proceso de formación de la cueva.

En las inmediaciones de la cueva existe otro contacto, también mecánico, entre el eoceno y el triás.

En el trabajo se describe con suficiente detalle el paraje donde se localiza la cueva y se hace un estudio de las características geológicas de los alrededores de la misma, dándose la estratificación de los conjuntos litológicos que aparecen muy levantados, sensiblemente verticales.

A continuación se describe esta forma cárstica cuya entrada empla asemeja la boca de un túnel de ferrocarril. Se da el plano de la caverna y se hace el estudio detallado de la cavidad. Esta aparece constituida por un conducto único de unos 60 m. de longitud con característica clásica cerca de su terminación, apareciendo el suelo ocupado por materiales sedimentarios autóctonos con cerámica neolítica y de edad media.

La caverna es una antigua emergencia debida a un proceso erosivo de gran importancia.—H.-P.

STRINATI, P.: *Une grotte chaude près d'Alhama de Murcia*. «Speleon». Rev. Esp. Hid. Morf. cart. y Esp. Inst. Geol. de la Universidad de Oviedo, t. IV, número 2, Oviedo, 1953.

Queda situada esta forma cárstica cerca de Alhama de Murcia, hacia la sierra de la Muela, que queda hacia el Norte. Los manantiales son caudalosos y las cuevas frecuentes, describiéndolos en este trabajo.

Se da importancia al estudio faunístico que vive en tales grutas, consistente en cretáceos (isópodos), araguidos, insectos (calembolos, ortópteros, caleópteros y dípteros) y vertebrados (reptiles, mamíferos).

Una exploración parcial de la gruta principal ha permitido medir temperaturas de 32° en su interior, en donde el aire está totalmente saturado de humedad.

Es interesante que junto, y en relación con esta cueva, se aprecia ex-

cavación y galerías que probablemente fueron hechas por los moros durante su permanencia en el país, ofreciendo tales galerías temperaturas, en general, normales, no estando habitadas por animales. Por el contrario, y como ya se ha indicado, en la gruta que se abre al sur de la sierra de la Muela, cuyo ambiente es cálido, vive fauna bastante curiosa, que se estudia en este trabajo.

La gruta se abre mediante un pequeño pozo vertical de unos dos metros de hondura, continuándose por una galería rectilínea que desciende acentuadamente en unos 50 m. de recorrido, la cual alcanza un pozo con profundidad aproximada de unos 30 m. Después, según M. P. A. Chopard indica, tal pozo alcanza una plataforma de la que parte un nuevo pozo, no explorado.

La galería está cortada por tres planos verticales principales que miden algunos metros de altura que se salvan con facilidad.

En relación con esta galería existen otros secundarios laterales.—H.-P.

LLOPIS LLADÓ, N. y BOIXADERA BIOSCA, E.: *«Les Tunos», fenómenos cársticos en los maciños eocenos del Vall de Ter (prov. de Barcelona)*. «Speleon». Rev. Esp. Hid. Morf. cart. y Esp. Inst. Geol. de la Universidad de Oviedo, t. IV, número 2, Oviedo, 1953.

Se estudia en este trabajo un conjunto de fenómenos hidrológicos que se han desarrollado en el flysch eoceno del Ter, en su tramo medio, al atravesar la Plana de Vic, en la provincia de Barcelona, que ofrece sencillez topográfica y cuya morfología, de aspecto peculiar, es de tipo petrográfico, por cuanto todos los relieves se han constituido sobre un extenso conjunto de margas grises del anverniense, que se extiende desde Centelles, en la cabecera del Congost, y termina al iniciarse los primeros relieves pirenaicos.

Toda esta región está avenada por el Ter, siendo la infiltración en el terreno, en general, muy escasa. Únicamente hacia el N. y en la garganta del Ter, allí donde comienzan los primeros relieves del Pirineo, se inician fenómenos cársticos, dando origen al caso de Les Tunos, cueva situada cerca de la vaguada en la vertiente meridional del Servat de Collformic y a unos 400 m. de altitud.

Se analizan las características geomorfológicas de la región, como su estratigrafía, que es bastante compleja y que alcanza en su conjunto potencia de unos 1.000 m., comprendiendo desde el Eoceno inferior al anverniense, conjunto que descansa sobre el Paleozoico de Les Guillevis y cubierto por el bartoniense-ludiense y sanoiriense, que forma el borde occidental de la Plana de Vic. Hacia el borde septentrional, al iniciarse el primer relieve pirenaico, el anticlinal de Bellmunt, afloran los materiales eocenos con sucesión, también bastante compleja, de rocas, las que en conjunto alenazan unos 1.250 m. de potencia.

Los fenómenos cársticos se localizan en los niveles de maciños del

luteriense que forman la garganta del Ter y en donde pueden establecerse tres elementos morfológicos: el anticlinal de Bellmunt, la región tabular de Torelló-Santa María de Carcó y la Garganta del Ter.

Se estudia a continuación, con detenimiento, los maciños del Ter, haciéndose seguidamente la descripción topográfica de las cavidades, que vienen a quedar agrupadas en dos conjuntos, uno superior y otro inferior, haciéndose de ellos la descripción morfológica, destacando las formas de erosión de las clásticas, así como de las de reconstrucción.

Se estudia también la espeleogénesis y la edad de estos fenómenos.

Se hace la descripción de la hidrología actual y dirección de las aguas subterráneas en relación con el manantial de Les Tunes, problema que es de difícil solución, pues tales aguas deben proceder, según los autores, de fuera de la plataforma de maciños, sacándose del análisis de todas estas cuestiones conclusiones que pueden concretarse así: la existencia de una zona de infiltración en los maciños del flanco sur del anticlinal de Bellmunt, aguas que van hacia el Sur por debajo de las margas anvernienses de la zona comprendida entre Sant Pere de Tarelló y Santa María de Carcó.

Es probable la existencia de un sumidero en que desaparezca parte del caudal de la Riera de la Rotllada, cerca de El Vilar, del cual depende el manantial de Les Tunes, existiendo un desnivel, entre el sumidero y la resurgencia de Les Tunes, de 140 m. en un recorrido de tres kilómetros, que es suficiente para el proceso erosivo turbilionario que se aprecia en la formación de Les Tunes.—H.-P.

TEIXEIRA, CARLOS: *Os terraços da parte portuguesa do rio Minho*. «Sep. det XXXIII Com. Serv. Geol. de Portugal». Lisboa, 1952.

Los ríos Miño y Sil, que son los que fundamentalmente avenan la región gallega y la zona septentrional de Portugal, ofrecen a lo largo de su cauce, y especialmente el Miño, ya en su valle medio y bajo, un conjunto de terrazas fluviales muy bien desarrolladas, muy complejas, pero típicas. Tales formaciones cuaternarias han sido estudiadas por Hernández-Pacheco, Lautensach, Vidal Box, Feio, Zbyszewski y Montenegro de Andrade entre otros especialistas, deduciéndose de tal estudio hecho de gran interés, respecto a la evolución del país, a lo largo del Cuaternario.

Del análisis del trabajo del profesor Teixeira, que abarca un gran segmento fluvial, puede indicarse lo siguiente: A lo largo de la margen portuguesa del Miño, entre Trancoso y Camiña, ya zona de desembocadura, el río ofrece extensos y típicos depósitos y niveles de terrazas, que quedan, como es ya sabido, escalonadas sobre las márgenes, alcanzando la terraza más alta aproximadamente los 100 m. sobre el nivel de las aguas del río en estiaje.

El nivel inferior que da origen a las terrazas de inundación o lecho de avenidas, alcanza en el estiaje altura de 5 a 6 m. en las inmediaciones

de la desembocadura, pero llegan a quedar a 10-12 m. más hacia aguas arriba. A este nivel se le denomina terraza 0.

La primera terraza, que es muy regular y aparece muy desarrollada, queda situada a 15-20 m.; nivel que es seguido por otra terraza, la segunda, que puede a veces estar bien desarrollada y cuyas cotas oscilan entre 20 y 40 m.

La tercera terraza alcanza cotas aproximadas de 50 m., pudiendo ser considerada como cuarta terraza la comprendida entre los 60-70 m. Esta alcanza gran desarrollo.

Un nivel que representaría a la quinta terraza alcanza los 75-80 metros, y, finalmente, descubre un último nivel, denominado por el autor sexta terraza, cuyas cotas oscilan entre los 90-100 m.

No se ofrecen todos estos niveles con características uniformes. Así, de la terraza sexta, o más alta, apenas se llegan a reconocer los restos en Melgaço y en los alrededores de Monsão, que pertenecen al mismo conjunto y dan origen al nivel de Seara, en Valença.

El nivel de los 75-80 m. (terrazza quinta) no está bien representado. Por el contrario, la que queda situada entre los 60-70 m. alcanza un desarrollo extraordinario, especialmente en las inmediaciones de Monsão y Valença. Tal nivel, a partir de Cerveira, desaparece. Entre esta villa y la desembocadura del Miño, el nivel de terraza más alto es el de los 50 metros, que hacia aguas arriba aparece muy típico y con gran extensión.

La terraza de los 30-40 m. se desarrolla entre Mengaço y Camiña, y ofrece características muy semejantes a la terraza de los 15-20 m., cuyo desarrollo en ocasiones es notable.

El nivel inferior, el que da origen al lecho de inundaciones, aparece más o menos desarrollado, siendo muy amplio en Valença, pudiendo hacerse perfectamente el enlace de estos niveles de terraza con las playas levantadas de la costa.

La terraza de los 50 m., que queda representada por la planicie de Graca, se continúa en la playa levantada, que ofrece altitud semejante, perteneciendo a ella, a la playa, los depósitos de Cristelo y Moledo.

A los niveles de 30-40 y de 15-20 m. corresponden playas de la misma altitud, que destacan claramente en la línea de costa, y en relación con el nivel de los 5-6 m. queda la playa levantada más baja de este litoral.

En relación con las formaciones de terrazas de la ribera española, puede decirse que existe perfecto paralelismo, ofreciendo, pues, tal ribera, características semejantes a la portuguesa.

Así, en la zona de Salvatierra, frente a Monsão, la terraza de 30-40 metros, con potente masa de aluviones, da origen a extenso relleno ocupado por tierras de labor, que llegan casi hasta el río.

De tal nivel, y de modo gradual, se pasa a otro, sobre el cual queda situado el cementerio, nivel con cascajales muy desarrollados, que alcanzan altitud de 65-70 m. sobre el río. Tal nivel puede reconocerse bien, debido a las trincheras de la carretera de Puenteareas.

Encima de este nivel, o terraza, aparece un arrasamiento sobre roca, bastante regular, cuyas cotas oscilan entre los 105-110 m.

Hacia Túa, frente a Valença, la terraza o nivel de inundación muy ancho, y a 5-6 m. sobre el río está dominado por otro nivel, con potentes masas de aluviones. Tal depósito da origen a la llanada comprendida entre la estación férrea y el Miño, y sobre ella queda San Bartolomé. En esta terraza, o nivel, las cotas oscilan alrededor de los 15 m.

Tanto el cementerio de Túa como el núcleo urbano de San Miguel ocupan otra terraza más alta, situada a los 35 m., que a su vez está dominada por otra, que da origen a extensos cascajares o gleras de plana superficie, que queda a 45-50 m. Sobre tal terraza destaca el nuevo edificio de los P. Maristas.

Tal complejo de terrazas se extiende por la comarca de Guillarey-Porriño, donde, además de los niveles citados, ha de hacerse mención de otra terraza con altura de 60-70 m. sobre el Miño.

En la zona de desembocadura, en la margen española, se ofrecen elementos importantes para el estudio de tales formaciones.

Tras el cementerio de La Guardia aparece un testigo de terraza, representada por un cascajal que alcanza cotas de 50 a 52 m.

En esta zona, la plataforma de Caposañicos corresponde a una terraza de 30-40 m., que se continúa mediante playa levantada que contornea el cerro de Santa Tecla.

Pueden ser observados restos de terrazas, en esta zona, a la altura de 5-6 m., nivel que se continúa, de igual modo, mediante otra playa levantada, que queda a veces cubierta por arenas eólicas o médanos.

Además se descubre un nivel de 15 m., y depósitos a él correlativos.

Gran parte de la población de La Guardia ocupa una llanada seguida por la carretera de Túa, que alcanza cotas aproximadas de 40 m., existiendo por encima otra superficie con algunos guijarros rodados, que quedan situados a unos 60 m., superficie seguida por la carretera de Fornelos. Ambas superficies dan origen a la desembocadura, entre Santa Tecla y São Roque.

A lo largo de la costa se descubren niveles de playa levantados, bien desarrollados. El inferior queda a 5-6 m. Otros restos quedan a 10-20 metros, y encima se descubre nuevo nivel de playa levantada, a veces con cascajos rodados, situada a 30-40 m. sobre el mar.

En algunas zonas aún parece reconocerse restos o señales de un nivel de playa más altos, que ocuparían cotas de 45-50 m. Tal nivel se reconoce perfectamente al N. de La Guardia, replano seguido por la carretera de Vigo.

Teniendo en cuenta lo anteriormente expuesto, puede como resumen indicarse que en el tramo internacional del río Miño se observan, en ambas márgenes, restos extensos y típicos de terrazas fluviales escalonadas a diferentes niveles.

En las inmediaciones de la desembocadura, los niveles reconocidos son: 5-8 m., 12-20 m., 30-40 m. y 45-55 m. Un poco más hacia el inte-

rior, además, aparecen los niveles de 60-70 m., 75-80 m. y 90-100 m., cotas sobre el nivel del río en estiaje.

Estos niveles pueden quedar bien escalonados y, por tanto, perfectamente separados entre sí, mediante escarpes, pero a veces su diferenciación es dificultosa.

Las terrazas del Miño ofrecen las mismas características que las de otros ríos portugueses, ocupando en las márgenes y laderas del valle situaciones semejantes. Se trata de terrazas de acumulación formadas, en gran parte, por cascajares o gleras, en las que dominan los cantos rodados de cuarcitas y cuarzo, en ocasiones alternando con lechos arcillosos de variada potencia. Estos depósitos de terrazas, con frecuencia, aparecen cubiertas por masas espesas de limos. Las masas arcillosas, que pueden ser importantes, se explotan, a veces, como terrenos para alfarería y tejares. Tales niveles pueden contener restos vegetales ligníticos, siendo raros los restos fósiles de este tipo clasificables.

En enlace de estos niveles de terrazas con los de las playas levantadas existentes en el litoral, es claro en ambas márgenes del río, siendo tal hecho de gran importancia, pues permite fijar bien la edad de los niveles de tales terrazas fluviales.

Así, pues, los niveles de 5-8 m. y 12-20 m. son del interglacial Riss-Würm, y corresponden al grimaldiense II y grimaldiense I.

Los situados a cotas 30 y 40 son del interglacial Mindel-Riss, y representan al Tirreniense.

Las terrazas con cotas de 45-55 m. pudieran ser tal vez Milazienses, nivel al que corresponderían también las terrazas de los 60-70 m.

Las terrazas de 75-100 m. pudieran corresponder a Siciense, no existiendo, pues, niveles de terrazas anteriores a tal período, en esta zona del valle del Miño.

La regresión Würm daría origen al encajamiento del lecho del río mucho más bajo que el nivel actual, como lo han demostrado los trabajos para el firme del puente de Valença.

El perfil longitudinal de las terrazas no deja prever la existencia de deformaciones tectónicas importantes, posteriores a su formación. Al contrario de las conclusiones de Lautensach, los restos de este complejo, tan completo de terrazas fluviales, se encuentran en su posición normal, no siendo, pues, evidentemente posibles las deformaciones de tales depósitos admitidas por tal autor, lo que es de trascendental importancia para la evolución morfológica de este país del NW. peninsular, a lo largo del Cuaternario.—H.-P.

GEOLOGIA

SOLÉ SABARIS, L.: *Terrazas cuaternarias deformadas de la cuenca del Ebro*. «Mem. Real Ac. de Ciencias y Arts. de Barcelona». Tercera época, núm. 634, vol. XXXI, núm. 7. Barcelona, 1953.

La red fluvial que confluye hacia el Ebro, corta transversalmente a líneas de plegamientos de orientación pirenaica que con frecuencia representan fenómenos de tipo diápiro, provocados por influjo de la gran masa de yesos que constituye la base del Oligoceno y del Mioceno medio. Debido a ello, los estratos terciarios pueden en ocasiones levantarse muy acentuadamente en las inmediaciones de los anticlinales, incluso hasta la vertical, mientras que cerca casi, quedan horizontales. Estos plegamientos son previndebónicos, pues las calizas de los páramos y los yesos vindobinienses no aparecen tan afectados por tales accidentes. Pero el fenómeno ha seguido actuando, incluso en épocas recientes que alcanzan al cuaternario, lo que está atestiguado por la deformación que han sufrido, en su natural disposición, las terrazas fluviales cuaternarias más antiguas, lo que fué ya observado por Panzer.

Tal observación permite datar la época de estas últimas reacciones diapíricas, así como ver cuál pueda ser el mecanismo de ellas.

El estudio que hace el Prof. Solé Sabaris es detenido, estudiando en detalle las terrazas más o menos deformadas de la cuenca inferior del Segre, del Aragón y del Ebro, comparando tales efectos entre sí, de lo que deduce interesantes conclusiones que pueden resumirse en lo siguiente: deformaciones en las terrazas del Segre y del Noguera Ribagorzana y del Ebro y Aragón, con valor respectivo de 125 y 200 m. al cortar anticlinales diapíricos oligocenos de la depresión del Ebro, movimientos que ha afectado sólo a las terrazas altas, siendo de época Risswürm. El movimiento ha sido simultáneo en los dos anticlinales que quedan muy alejados y se localiza en un corto espacio de tiempo. Puede además admitirse, que tales movimientos, ligados con procesos isostáticos, según el modo de ver del diapirismo en esta zona del Prof. Ríos, no teniendo al parecer tal fenómeno relación con movimientos de carácter orogénico.—H.-P.

HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: *La terminación geotectónica de la Sierra de San Pedro*. Rev. «Las Ciencias». A. E. P. C., año XVIII, núm. 3. Madrid, 1953.

La Sierra de San Pedro queda formada por un conjunto de alineaciones, fundamentalmente de cuarcitas del ordoviciense, dando origen a un complejo paleozoico inferior, cámbrico-silúrico-devónico, intensa y típicamente afectado por la orogenia hercínica. Se orienta en general tal

a alineación orogénica de NW. a SE., con las naturales alteraciones locales y con desenganches tectónicos transversales, corrientes en tal orogenia. Fisiográficamente, da origen a un país relativamente quebrado, pero sin grandes desniveles, que forma divisoria de aguas entre el Tajo y el Guadiana.

Se inicia la Sierra de San Pedro en la frontera con Portugal, y termina en un acentuado pliegue intensamente comprimido contra el gran batolito granítico de la Sierra de Montánchez, dando origen a la serrata de Alcuéscar, que forma en realidad un sinclinal de cuarcitas silúricas que se apoya sin discordancia sobre el pizarral pot-damiense del cámbrico, intensamente metamorfozado.

Es pues la Sierra de San Pedro una de las más importantes de Extremadura central, pues no mide menos de 115 m., siendo además muy típico tal accidente de la orogenia hercínica que se ofrece en esta zona típicamente desarrollada, y comprendida entre extensas penillanuras que se extienden al N. y S. de esta importante corrida de pliegues cuarcito-pizarrosos hercínicos.—H.-P.

MELÉNDEZ, B.: *El Devónico en España*. Estudios Geológicos. Inst. Invest. Geol. «Lucas Mallada». C. S. I. C., núm. 19, 1953.

Después de una exposición de lo que es y representa el Devónico en la Península, se hace un interesante análisis de la distribución regional de tal periodo, dándose los rasgos de su paleontología. Se analiza igualmente la paleografía de estas formaciones, así como sus características tectónicas.

Se deduce de todo ello que el Devónico es una formación ya mucho más reducida que la cámbrico-silúrica, que forma en realidad una entidad muy genuina de la Península. Su distribución está muy de acuerdo con la que ofrece el Carbonífero, destacándose cómo rodea el Macizo Hespérico y el Pirineo, siendo acentuado el carácter nerítico de sus formaciones.

Como conclusión de interés se indica que ha existido una fase orogénica caledónica, atenuada en la que los fenómenos tuvieron acentuada característica de epigania, pero que determinaron a veces pliegues típicamente orogénicos que constituyeron artesas de sedimentación, en las que se albergaron las formaciones devónicas y carboníferas.—H.-P.

RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E.: *Sobre una mayor extensión de los macizos graníticos de la Extremadura Central*. Estudios Geológicos. Inst. Geol. «Lucas Mallada». C. S. I. C., núm. 19. Madrid, 1953.

Teniendo en cuenta trabajos recientes efectuados por diferentes investigadores en esta comarca y por investigaciones propias del autor, se deduce del estudio que analizamos que tanto la distribución de las manchas

graníticas, como sus características, son bastante diferentes de como hasta ahora se suponía. Cambia muy especialmente la distribución de las rocas graníticas, especialmente en lo que se ha denominado Sierras Centrales de Extremadura en su segmento comprendido entre la Sierra de Montánchez y la de Santa Cruz.

El carácter de estas rocas es fundamentalmente anatóxico en amplias zonas, habiendo influido muy directa e intensamente en el metamorfismo regional de la comarca. También se puede apreciar fenómenos de digestión de las pizarras por el granito, siendo frecuentes los enclaves de aquellas rocas, en estos otros materiales.

También se analiza la posibilidad de que estos fenómenos eruptivos corresponden al menos a dos edades diferentes, una hercínica, que representaría a la masa fundamental y otra anterior, quizá relacionada con fenómenos orogénicos, en su sentido más amplio de edad prehercínica, caleónica.

Se describen determinadas zonas graníticas, dándose la extensión de tales masas eruptivas, así como sus características geológicas y tectónicas y su posible génesis.—H.-P.

ACCORDI, B.: *La sedimentación marina en el Vallés-Panadés (Cataluña) y en el Veneto (Italia) durante el Mioceno.*

En esta conferencia, desarrollada en Sabadell (Barcelona), el profesor Accordi compara las dos regiones del Vallés-Panadés y del Veneto, en relación con sus características tectónicas y en general de sus rasgos geológicos.

El examen estratigráfico de las formaciones de ambas cuencas demuestra que la sedimentación marina miocena en la zona española está retardada, en relación con la italiana, debido a movimientos tectónicos que crearon la depresión misma durante el Burdigaliense, pudiendo establecerse un paralelismo entre el Aquitaniense del Veneto y los sedimentos españoles burdigalienses que ocupan tal zona de Cataluña, siendo en los dos países de carácter transgresivo hasta la culminación del fenómeno en ambas cuencas. En Italia el hundimiento máximo parece tener lugar entre el Langhiense y el Helveciense, y en España a lo largo del Helveciense. Después las facies tienden a ser homólogas; así el Tartoniense de Italia septentrional; es en general idéntico al catalán, y casi lo mismo puede indicarse en relación con el Pontiense.

En el Mioceno superior, la afinidad entre ambas regiones es grande según se deduce del estudio hecho por el Prof. italiano.—H.-P.

VIRGILI, CARMINA: *Le Trias de la région d'Olesa (Catalogne-Espagne)* • «Bol. Soc. Geol. de France C. R.», núms. 11-12. París, 1953.

Se estudia un afloramiento de Trias situado en el borde NW. de la Cadena Prelitoral Catalana, a unos 40 km. de Barcelona. Esta formación ha sido ya estudiada por Almera, Bofill, Schmidt, Ashauer y Teichmüller, y relativamente, en tiempos recientes, por Llopis, pero hasta ahora no se había dado a conocer un corte geológico detallado.

Forma este conjunto parte de una escama de materiales primarios y secundarios que recubren el Eoceno. El Trias da origen a una estructura interna con diversas digitaciones, dando origen en conjunto a un sinclinal complejo. Se analiza la estructura de tal fenómeno consistente en un sinclinal con el flanco N. ligeramente laminado, seguido de un anticlinal, con desarrollo lateral muy irregular, que tiende en ciertos rumbos a constituir un abanico. Finalmente, viene un segundo anticlinal más amplio, cortado mediante falle axialmente. El flanco N. está en contacto con el Eoceno.

Se da un corte estratigráfico en detalle tomado a lo largo de la trinchera de los Ferrocarriles Catalanes y que comprende al Buntsandstein, inferior con unos 114 m., B. medio con 40 m., B. superior con 20-30 metros. Muschelkalk inferior con unos 60 m., M. medio con unos 22 metros, y M. superior con unos 16 m., o sea que tal manchón triásico, complejo en su estructura y relativamente variado en su composición litológica y estratigráfica, alcanza potencia total media de unos 275 m.

Este Trias ofrece facies germánicas, pero el Muschelkalk superior contiene niveles continentales que han sido confundidos con el Keuper, pero que por su fauna son de edad más antigua. Falta el Keuper propiamente dicho en esta zona y es probable que no se depositara en este país, debido a un movimiento de emersión general, jugando el papel de Keuper, el Muschelkalk superior.—H.-P.

HENKE, W.: *Aportación a la Geología de Sierra Morena en la parte Norte de La Carolina (Jaén)*. Informe paleontológico-estratigráfico de Born, A. Trad. por Meléndez y Meléndez, B. «Sep. de Pub. ext. sobre geol. de España», t. VII, núm. 2. Inst. «Lucas Mallada», C. Superior I. C. Madrid, 1953.

Del estudio del país se ha deducido, el carácter de esta zona silúrica, situada al N. de La Carolina. Tal conjunto, descompuesto en sus elementos estratigráficos, se ha podido en él determinar en parte la formación, como correspondiente a la zona de *Calymene tristani*, de los que se ha encontrado numerosos yacimientos faunísticos.

Las pizarras andalucíticas deslucibles pertenecen al Silúrico superior,

habiéndose recogido en parajes diversos, numerosos graptolites, que confirman al menos, el conjunto del Llandóvery.

Ciertos conjuntos pizarrosos, que hasta ahora se habían considerado como cámbricos, corresponden en realidad al Culm, pues han podido encontrarse en tales sedimentos algunos fósiles, que aunque no característicos, así lo indican.

La cobertera terciaria que cubre en determinadas zonas al Paleozoico, es de edad burdigalense, siendo muy fosilíferas, y su extensión sobrepasa la falla del Guadalquivir. En realidad, tal hecho es ya, desde hace muchos años, conocido.

En relación con el granito de Santa Elena, se ha podido ver que ofrece una aureola metamórfica de contacto netamente delimitada, con formación de andalucita.

Respecto a orogenia se aprecia que los empujes que han plegado al Paleozoico han venido del NE., pudiendo haberse determinado la traza de un gran corrimiento que el autor denomina de «Los Guindos», a consecuencia del cual, ha cabalgado el Silúrico inferior, sobre formaciones más recientes. También se ha podido comprobar que la gran fractura del Guadalquivir, en su sentido amplio, en esta zona no pasa al N. de La Carolina.

Son frecuentes los diques de pórfido que se puede seguir bien, sobre el terreno, arrumbados de N. a S. y WNW. a ESE. Son anteriores a los filones metalíferos, puesto que están atravesados y en parte dislocados por estos últimos. Tal observación está de acuerdo con recientes teorías (Roso de Luna, Decio Thadeo), que indican que en gran parte los criaderos metalíferos de estas zonas, pudieran ser incluso de edad orogénica alpina.

Las fracturas a las que se amoldan los filones de galena, dentro del conjunto sedimentario silúrico, son relativamente recientes y aunque afluoran muy diversamente orientadas, todas ellas debe ser consideradas como contemporáneas.

Debe indicarse que muchas de las conclusiones que ahora se indican, eran ya conocidas, más o menos, satisfaciéndonos que lo ahora indicado esté muy de acuerdo, con el modo de ver de los especialistas españoles.—H.-P.

GEOQUIMICA

GENTNER, W.; PRÄG, R., y SMITS, F.: *Argonbestimmungen und Kalium-Mineralien.—II. Das Alter eines Kalilagers im Unterem Oligozän.* «Geo. et Cos. Acta», IV-11a, 20, 1953.

Dan nuevas medidas del argon contenido en las sales de potasio. Los resultados indican una relación entre el contenido en argon y el tamaño del cristal investigado. Establecen, por comparación de los datos experi-

mentales con los cálculos teóricos, un valor para la constante de difusión del argon en el potasio de $(1.5 \pm 1) \times 10^{-19}$ cm.²/seg.

La consideración de estos resultados conduce a una edad de (21 ± 3) m. a. para el Oligoceno inferior, período geológico al que pertenecen las muestras estudiadas. Se discuten las influencias geológicas que pueden alterar los valores dados para la edad, así como la magnitud del error posible.—L. F.

PATTERSON, C.; BROWN, H., y TILTON, G.: *Concentration of uranium and Lead and the Isotopic Composition of Lead in Meteoritic Material.* «Phys. Rev.», XCII, 1.234 y 35, 1 diciembre 1953.

Se ha determinado la abundancia cósmica del plomo y uranio por la valoración de estos elementos en los materiales meteoríticos. Las relaciones atómicas del plomo y uranio, con relación al silicio, son, respectivamente, 8×10^{-7} y 1×10^{-8} . La composición del plomo aborigen de la materia meteorítica con respecto a los isótopos 204, 206, 207 y 208 le dan, respectivamente, como 1 : 9,4 : 10,3 : 29,2.

Con estos datos se tiene un nuevo camino para estudios sobre plomos aborígenes y edad del sistema solar, pero es necesario tener en cuenta tanto las posibles contaminaciones como los fraccionamientos diferenciales elementales a que estuvo sometida su materia durante el proceso de meteorización.—L. F.

DALTON, J. C.; PANETH, F. A.; REASBECK, P.; THOMSON, S. J., y MAYNE, K. I.: *Cosmic-Ray production of helium in meteorites and their ages.* «Nature», CLXXII, 1.168-69, 26 diciembre 1953.

Se ha probado recientemente que la mayor parte del helio de los sideritos es debido a la influencia de la radiación cósmica. Su interacción da lugar al He³, He⁴, H³, el cual, con el tiempo, da nuevamente He³. El valor máximo encontrado para He³/He⁴ es de 0,315. Esta relación decrece con la profundidad, así como el contenido en He. Para meteoritos originalmente muy grandes, no sólo el He cosmogénico es bajo, sino que es posible que la reducción en la energía de las partículas secundarias se reduzca tanto que He³/He⁴ < 0,25. Establecen límites máximos y mínimos de U y Th de He radiogénico y deducen edades de hasta 30.0000 m. a., como el de Muonionalusta.—L. F.

NOCKOLDS, S. R. y ALLEN, R.: *The geochemistry of some igneous rock series.* «Geoch. et Cos. Acta», 1953, IV, 105-142.

Se trata de la primera de una serie de cuatro comunicaciones sobre la distribución de algunos elementos contenidos en pequeñas cantidades res-

pecto a las que están en mayor cantidad en varias series de rocas ígneas. En esta nota se consideran varias series de rocas ígneas calcoalcalinas del batolito de California del Sur. Las lavas de Lassen Park, Crater Lake, las Antillas Lesser, el Medicine Lake Highlands y el East Central Sierra Nevada. Estas son comparadas con las rocas ígneas del Scottish Caledonian.

Se describe rápidamente la técnica espectroquímica con excitación por arco, utilizada para las valoraciones.—L. F.

MURATA, K. J.; ROSE, JR., H. J., y CARRON, M. K.: *Systematic variation of rare earths in monazite*. «Geoch. et Cosm. Acta», IV, 292-300, diciembre 1953.

Por métodos espectrales y químicos se ha valorado el La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Y y Th en monacitas de varias localidades muy distantes. Los resultados analíticos calculados en átomos por ciento del total de las tierras raras muestran para cada elemento una variación considerable en su proporción, salvo para el Pr, que es relativamente constante.

Las variaciones generales de los elementos pueden ser calculadas suponiendo que las monacitas representan diferentes estados en un proceso de precipitación fraccionada y suponer que aquél es gradualmente incrementado con la precipitabilidad de las tierras raras, con la disminución del radio iónico de los elementos. La precipitación fraccionada conduce a un aumento en La y Ce, pequeño cambio en Pr y una disminución en Nd, Sm, Gd e Y.

Como consecuencia de las variaciones observadas, han establecido los autores las siguientes reglas semicuantitativas:

- 1.ª La suma de La y Nd es muy cercana a 42 ± 2 átomos %.
- 2.ª El Pr es muy cerca de 5 ± 1 átomos %.
- 3.ª La suma de Ce, Sm, Gd e Y es del orden de 53 ± 3 átomos %.

No ha podido establecer relación alguna entre el contenido de Th y las diferentes tierras raras.

Piensen efectuar un estudio de la susceptibilidad magnética de las diferentes monacitas por si se pudieran realizar clasificaciones por medio de los separadores magnéticos.—L. F.

MINERALOGIA

STERM, T. W. y STIEFF, L. R.: *Preliminary description of coffinite A new uranium mineral*. «Geol. Survey», 4 págs., octubre 1953.

La coffinita identificada en 11 minas del Colorado es negra, con lustre adamantino, íntimamente asociada con materia carbonosa, minerales negros de V, cuarzo y arcilla. La mejor identificación se hizo en polvo, con rayos X; dió resultados similares a la torita, pero carece de Th. El aná-

lisis del mineral indica hasta 61 por 100 U, con proporciones variables de Si, As y V. Pero el Si no es suficiente para poderlo considerar como un silicato de U. Está asociado con minerales de V de valencia baja, uranita y pirita, y se cree es el mineral de U más importante entre los minerales negros no oxidados del «Colorado Plateau».—L. F.

MORFOLOGIA

PLA SALVADOR, G., J. L. y PINA SALVADOR, A.: *Cova de la Punta de Beniamequi (Mongó) Denia, Alicante*. «Speleón». Rev. de hidrología, morfología cárstica y espeleología, t. IV, núm. 1. Oviedo, 1953.

Al terminar las alineaciones béticas en la provincia de Alicante, el desarrollo de las masas calizas es muy considerable, correspondiendo tales formaciones a edades diversas, pero dominando los conjuntos cretáceos y eocenos que son los que dan el carácter quebrado al relieve.

Debido a los fuertes desniveles y a la compleja tectónica en tal región, los fenómenos de carstificación son frecuentes y a veces de gran importancia. Por ello la labor que viene desarrollando la Sección de Espeleología del C. E. A. es muy intensa. Entre sus últimas actividades destaca el estudio de la Cueva de la Punta de Beniamequi.

Queda situada la caverna sobre un promontorio de las últimas estrivaciones de la vertiente occidental del Mongó, a 150 m. de altitud y al SW y cerca del apeadero de La Xara, del ferrocarril de Denia a Alicante.

Analizan los autores los rasgos geológicos de las masas calizas, en las que se ha formado la cueva; describen con detalle la caverna, que es complicada y con desarrollo relativamente considerable, siendo su forma bastante compleja. Se estudia el proceso morfológico constructivo con las formas estructurales propiamente dichas, la erosión clástica, así como las de reconstrucción, lo que se aclara mediante un plano relativamente detallado de la caverna. En un cuadro se resumen las dimensiones de los diversos accidentes, debiendo destacar la profundidad del pozo en la Sala de las Reuniones, con 23 m. El volumen total de la caverna alcanza 2.200 m.³, siendo el recorrido de 208 m.

Se analiza también las características microclimáticas de la cueva, así como la evolución de esta forma cárstica.

La caverna de la Punta de Beniamequi, de Denia, se abre, como se ha indicado, en las vertientes occidentales del Mongó, en calizas del cretáceo inferior. La morfología de esta forma cárstica está dirigida por la tectónica, siendo las fallas las que han determinado el desarrollo de los principales salones. También los pliegues, fallas y las diaclasas han dejado sentir muy directamente su presencia en el proceso cárstico.

Se ha comprobado la existencia de dos ciclos de estalagmitización, separados por un proceso de hundimiento por descalcificación. Existen táb-

bién fenómenos de solifluxión. Es pues este aparato cárstico de interés y típico, de estas zonas levantinas calizas.—H.-P.

GÓMEZ DE LLANERA, J.: *El lenar inverso en la formación de las cavernas. «Speleón»*. Rev. Española de hidrología, morfología cárstica y espeleología, t. IV, núm. 1. Oviedo, 1953.

Según el autor, existe una cierta analogía entre la formación de las cuevas, en los terrenos calizos y la cariación de los dientes, pues la destrucción de éstos, por los microorganismos, se efectúa siguiendo pequeñas grietas, que al modo de diminutas diaclasas cuartejan el esmalte y facilitan el proceso biológico hasta alcanzar el marfil y la pulpa dentaria. Alcanzada ésta la destrucción se efectúa ya en todos sentidos.

En el ciclo cárstico, el papel equivalente de las bacterias lo tiene el agua de lluvia carbónica, que al corroer químicamente a la caliza, siguiendo las diaclasas, da origen a las cavidades que se originan en la masa de la roca cálcica.

Con diversos ejemplos aclara el autor tan interesantes fenómenos cársticos, analizando muy especialmente el lapiar inverso existente en ciertas cavernas, como sucede en la de Trosceta-Ko-Koba en Guipúzcoa o en la cueva de la Huerta (Fresnedo, Asturias). La génesis de tales formas es debida a la erosión diferencial, pues aparece siempre sobre el lapiar una capa menos fácilmente carstificable, donde el proceso del agua cesa, corriendo ya por adherencia. Tal proceso termina, al fin, mediante un ciclo que ocasiona la destrucción total de la capa lapiazicada.—H.-P.

BOIXADERA BIORCA, E.: *Descripción de dos nuevas simas en la Sierra de Can Sallent, al pie de San Llorens del Munt (provincia de Barcelona). «Epeleón»*. Rev. española de hidrología, morfología cárstica y espeleología, t. IV, núm. 1. Oviedo, 1953.

Se abre esta sima en las vertientes de la Cordillera Prelitoral de Cataluña, en las cercanías de San Llorens del Munt, zona que casi no ha sido recorrida en relación con las investigaciones espeleológicas, pues en tales parajes no son frecuentes las cuevas y simas, pues las masas calizas escasean; por ello es interesante el estudio de esta forma cárstica, que alcanza relativa importancia y que se abre en masas calizas de no gran desarrollo, materiales que corresponden al Muschelkalk. Se ofrecen muy plegados y engloban a los plesiocapas de la Cordillera prelitoral. En tal zona es donde se abren las simas denominadas Avenc de San Sallent y Avenc de les Pedres.

Se analiza la relación de tales simas con los rasgos geológicos locales, dándose su situación y características morfológicas.

El Avenc de Can Sallent es debido a una diaclasa orientada de N. a S.

siguiendo la cual se ha desarrollado esta sima más o menos tubular, con unos 27 m. de profundidad.

El Avenc de les Pedres es mucho más complejo, pues su desarrollo se ha amoldado a un sistema de diaclasas orientadas de NW. a SE., con derivación de hasta 45° a ambos lados. Se alcanza en esta sima hondura de 51 m., no siendo su conjunto vertical, sino descendiendo de un ensanche a otro oblicuamente, lo que hace que la inclinación general de esta forma cárstica sea de unos 60°.

Ambas simas son interesantes, dado los parajes que ocupa.—H.-P.

ANDRÉS BELLET, O.: *Estudio espeleológico de «Les Escletxes» de Papiol (provincia de Barcelona). «Speleón»*. Rev. española de hidrología, morfología cárstica y espeleología, t. IV, núm. 1. Oviedo, 1953.

Los alrededores de Papiol ofrecen al geólogo gran variedad de rasgos geológicos, por lo que en tal comarca las excursiones didácticas son frecuentes y obligadas, para los que estudian esta ciencia.

Entre las diversas formaciones que constituyen el país, destaca la mesa caliza helveciense de no gran extensión y potencia, que da origen a un cerro tubular conocido con el nombre de Les Escletxes (Las grietas), por estar hundido por un conjunto de litoclasas que se orientan en dos sistemas principales, dividiendo al conjunto de esta mesa caliza en enormes masas paralelepípidicas. Tal hecho es conocido ya de antiguo y está citado en los tratados de geología, como ejemplo clásico y genuino de deslizamientos y remoción de grandes masas calizas, sobre un substrato arcilloso plástico.

Recientemente, esta formación y fenómenos ha sido detenidamente estudiada por J. M. Armengon, Barceló y Bellet, autor del presente trabajo, lo que ha dado por resultado la redacción de esta nota.

Se estudia con detenimiento los rasgos geológicos del conjunto calizo helveciense, que alcanza unos 20 m. de potencia, dándose detalles de corte estratigráfico del conjunto, afectado por diaclasas orientadas de N. a S. y de W. a E. Otros sistemas secundarios se arrumban al N. 25° W. y al E. 25° S.

Describase los accidentes de este macizo calizo en relación con el juego de las diaclasas y a continuación se hace un ensayo morfológico, siendo al parecer del autor la causa fundamental de tan curiosa y peculiar morfolología, la acción por infiltración de las aguas pluviales a través de las diaclasas, lo que origina fenómenos de corrosión y de decalcificación. Estas aguas en parte, después de haber atravesado la masa caliza, surgen hacia el W, por ser en esta dirección hacia donde se inclina todo el conjunto y en especial el substrato arcilloso. Tal fenómeno determinaría un lento deslizamiento, una remoción general que ha desarticulado la mesa caliza, según las diaclasas N.-S., fundamentalmente.

Distingue el autor en tal proceso, tres fases o estadios. Diaclasación

de la masa caliza helveciense, en relación y como fenómeno secundario con las fracturas del valle del Llobregat y del Tíbidabo; infiltración y circulación de las aguas fluviales siguiendo especialmente las diaclasas, y deslizamiento de la masa caliza, sobre el substrato arcilloso formado por margas burdigalenses.

Se dan algunos datos de bioespeleología, citándose algunas especies de caleópteros que viven en las grietas, pero que no son especies cavernícolas propiamente dichas.—H.-P.

NUCLEONICA

WALDRON, ESTHER C.; SCHULTZ, VIRGINIA A., y KOHMEN, TRUMAN P.: *Natural alpha activity of neodymium*. «Carnegie Inst. of Tech.», 1 noviembre 1953

Por medio de placas nucleares se ha identificado la actividad α en un Nd de pureza alta, que carece de Sm. Razonan que esta actividad corresponde al Nd¹⁴⁴. La energía de la partícula es de 1.9 ± 0.1 Mev. La actividad específica 0.015 α /seg/g. Nd, correspondiente a un semiperíodo de Nd¹⁴⁴ de 1.5×10^{15} a, la incertidumbre de este valor es de un factor menor de 2.—L. DE A.

ALLAN, D. W.; FARGUHAR, R. M., y RUSSELL, R. D.: *A note on the lead isotope method of age determination*. «Science», CXVIII, 486 y 87, 23 octubre 1953.

Los métodos propuestos recientemente para datar minerales de plomo por las variaciones de abundancia del plomo común, pueden no ser correctos si la calibración natural no se dató correctamente. El fin de la nota reseñada es demostrar que las expresiones «abundancia de plomo común-tiempo» se pueden alcanzar fuera del uso de muestras datadas. Expresiones de las curvas «abundancia-tiempo» pueden ser obtenidas para los minerales más viejos de plomo, sin asignación de edades a ellos, desde que se supuso que las pequeñas variaciones en el contenido en Pb, U y Th tuvieron lugar preferentemente en los más viejos ejemplares respecto a los recientes.—L. F.

PORSCHEN, W. y RIEZLER, W.: *Radiactividad natural del wolframio*. «Z. Naturforsch.», a. VIII, 502, 1953.

Se observa una actividad α débil en las emulsiones nucleares saturadas durante dos a cuatro semanas, con solución acuosa de $\text{Na}_2\text{W}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ o K_2W_4 . La energía de 3,2 Mev requiere un semiperíodo, de acuerdo

con la ecuación de Gam w-Teller, de $\sim 6 \times 10^8$, con una abundancia de $\sim 2.5 \times 10^{-9}$. Los autores indican la existencia de un isótopo muy raro, anteriormente desconocido, posiblemente W¹⁷⁸, casi desaparecido desde la formación de los elementos.—L. DE A.

WETHERILL, GEORGE W.: *Spontaneous Fission Yields from Uranium and Thorium*. «Phys. Rev.», XCII, 907 a 912, 15 noviembre 1953.

Se determinaron el xenon y cripton, como productos de escisión de minerales antiguos de uranio y torio, por la extracción de estos dos gases y análisis posterior con espectrógrafo de masas. Dan razonamientos que permiten creer que las anomalías isotópicas observadas son debidas a la escisión espontánea más que a otro proceso de escisión. La curva de escisión conduce a masas de 132, en la que los fragmentos tienen preferentemente 50 protones y 82 neutrones.—L. DE A.

FLEMING, W. H. y THODE, H. G.: *Neutron and Spontaneous Fission in Uranium Ores*. «Phys. Rev.», XCII, 378 a 282, 15 octubre 1953.

En una uranita y seis pezblendas han determinado la existencia de isótopos estables de xenon y cripton. Los productos de escisión reconocidos varían aproximadamente de una muestra a otra; de ellas, y de la existencia del Xe¹³² y Xe¹³⁴, deducen que, tanto la escisión espontánea del U²³⁸ y la neutrónica del U²³⁵, tienen lugar en los minerales de uranio con proporciones que dependen del uranio contenido, edad geológica e impurezas del mineral. Esta conclusión es acorde con valoraciones del flujo neutrónico en los minerales, basada en la abundancia del Pu²³⁹ en la pezblenda.

Las valoraciones del argon indicaron que las reacciones (α, n) y (α, p) tienen lugar, de manera apreciable, en los minerales de uranio.—L. F.

C. DUNLAVEY, DEAN y SEABORG, GLENN T.: *Alpha Activity of Sm¹⁴⁶ as Detected with Nuclear Emulsion*. «Phys. Rev.», XCII, 206, 1 octubre 1953.

La casi carencia del Sm¹⁴⁶ ($< 0.002\%$) en el samario natural, fué causa de asignar un valor máximo al semiperíodo de su emisión α de 10^8 a. Los estudios efectuados ahora, relacionando alcance de la partícula α y energía de 2.55 MeV, conducen a un semiperíodo aproximadamente de 5×10^7 a.—L. DE A.

KULP, J. L.; OWEN, H. R.; ECKELMAN, W. R. y BATE, G. L.: *Isotopic Composition of some samples of common lead*. «A. F. C.», págs. 61-97, 1953.

Analizaron dos docenas de muestras de plomo común de varias localidades. Los resultados indican variaciones posibles en la relación Pb^{207}/Pb^{206} para minerales del mismo distrito de hasta el 4 %. No se aprecian variaciones para esta relación cuando las muestras se toman en diferentes puntos de un mismo cristal de galena. La relación Pb^{207}/Pb^{206} se puede expresar con precisión grande. Sugieren que las variaciones en los distritos son debidas a un proceso terrestre de gran escala, de concentración y fraccionamiento del plomo de las rocas ordinarias en los criaderos minerales.—L. DE A.

RANKAMA, KALERVO: *Isotope Geology of Sulphur*. «C. R. Soc. Geol. de Finlande», XXV, págs. 13-25, 1952.

Hace una revisión de los datos publicados acerca de la composición isotópica del azufre y de su historia. Presenta algunas conclusiones geológicas y geoquímicas deducidas de dichos valores. La más general es la de una concentración del S^{34} en el azufre de origen inorgánico y del S^{32} en los que han tenido procesos biológicos. Su marcha parece semejante a la del carbono.—L. DE A.

ALDRICH, L. T.; DOAK, J. B., y DAVIS, G. L.: *The use of ion exchange columns in mineral analysis for age determination*. «Amer. J. of Sci.», CCLI, págs. 377-87, mayo 1953.

Las columnas de cambio iónico con resinas sintéticas orgánicas fueron utilizadas satisfactoriamente en la separación de los elementos alcalinos de los alcalinos-térreos en las proporciones en que se suelen encontrar en los minerales potásicos. La separación completa de estos grupos es esencial para el análisis másico del Ca y Sr en los minerales de potasio que contienen Rb. Se hace sin dificultad la separación parcial del Rb del K y del Sr del Ca hasta aumentarlo en cien veces. El uso de agentes complejos de Fe y Al conduce a un rendimiento elevado de Ca y Sr obtenido de ejemplares muy pequeños de silicatos naturales de hierro y aluminio.—L. F.

DEBEAUVAIS-WACK, M.: *Action de la basse température sur les émulsions nucléaires*. «Il Nuovo Cimento», 1590-1594, noviembre 1953.

Se ha estudiado el comportamiento de emulsiones nucleares a bajas temperaturas (-85° y -180°). Es posible exponer y observar placas que han sido mantenidas durante muchas semanas a bajas temperaturas con la condición de colocar la emulsión sobre un soporte de celuloide. Con un revelado llevado al máximo la C_2 no deja aparecer ninguna señal de partículas α a -180° y señales de α discontinuas a -85° . En los G_5 las señales de partículas α son registradas y se presentan en granos separados a -180° y bajo forma de señales continuas a -85° . Los electrones de 0,5 MeV aproximadamente son registrados a -85° . La técnica de exposición a baja temperatura puede servir para distinguir las trazas por disminuir la difusión de gas tal como el Radón y, por último, retarda las acciones químicas de las muestras puestas en contacto con las placas nucleares.—L. F.

HURLEY, PATRICK M. y FAIRBAIRN, HAROLD W.: *Radiation damage in zircon. A possible age method*. «Bull. of the Geol. Soc. of Amer.», LXIV, 659-73, junio 1953.

Se ha establecido en el circón la relación entre alteración en la estructura cristalina y la irradiación por partículas alfa. La total irradiación se deduce por la actividad alfa durante la edad, y la alteración por la medida con un espectrómetro de rayos X con precisión de 0,01° del cambio del ángulo de difracción por el plano (112). El ángulo es 35.635° (2θ) para el material no alterado y alcanza $35,1^{\circ}$ para el circón que ha sufrido grandes dosis de irradiación alfa que lo metamorfiza. La diferencia entre el ángulo medido y 35.635° es igual a $0.535 \exp(-2.31 \times 10^{-16} a)$ grados, donde a = irradiación total en partículas alfa/mg. Los resultados fueron interpretados como que 4.5×10^9 átomos son desplazados por desintegración α y que el efecto de calentamiento es esencialmente cero a la temperatura de la superficie terrestre. El proceso parece ser utilizable para medida de edades, pero limitadas, generalmente, a circones de menos de 500 α /mg. Comprobaron también que el circón se hace semimetamórfico después de estar sometido a una energía radiactiva de 685.000 cal/g., indicando que sólo una fracción del 1 % de la energía puede ser almacenada en la estructura como perturbadora de los átomos. Del estudio de rocas y minerales se deduce que la proporción de energía capaz de ser almacenada en una roca por alteración alfa es despreciable en cuanto se relaciona con petrogénesis y volcanismo.—L. DE A.

RUSSELL, R. D.; SHILLIBEER, H. A.; FARQUHAR, R. M., y MOUNIF, A. K.: *The Branching Ratio of Potassium 40*. «Phys. Rev.», XCI, 1.223-24, septiembre 1953.

Parten los autores de que λ_{β} del K^{40} es conocido con precisión $(0.506 \pm 0.27) 10^{-9}$ a -1 , que el λ_{α} lo es con menos precisión, así como la relación de estas dos emisiones. Para efectuar una determinación de λ_{α} valoran el argón contenido en cinco minerales de potasio, de los cuales se determinó la edad. Con el espectrógrafo de masas determinaron el argón radiogénico; dedujeron que el atmosférico es menor del 10 %, en alguno menor del 1 %. Construyen una gráfica con coordenada edad y A^{40}/K^{40} para una relación de las dos emisiones $\lambda_{\alpha}/\lambda_{\beta} = 0.060$ y deducen que esta relación tiene un error de ± 0.006 . Dicen que no tiene influencia la dispersión del argón, dado que han trabajado con minerales de 340 m. a. a 1780 m. a.—L. F.

FAEQUHAR, R. M.; PALMER, G. H., y AITKEN, K. L.: *A Comparison of Lead Isotope Analysis Techniques*. «Nature», CLXXII, 860, 7 noviembre 1953.

En esta comunicación se comparan los resultados de las valoraciones efectuadas en un plomo en la Universidad de Toronto (Canadá) y en el establecimiento de energía atómica de Harwell (Inglaterra). La coincidencia de los valores deducidos por diferentes investigadores con distintos espectrógrafos de masas son una garantía para los estudios geofísicos y geológicos que se pueden hacer con ellos.

Laboratorios	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸
Toronto.....	1.44 ± 0.009	23.69 ± 0.02	22.54 ± 0.04	52.33 ± 0.04
Harwell.....	1.45 ± 0.007	23.64 ± 0.05	22.61 ± 0.03	52.30 ± 0.07

L. F.

ANDERSON, ERNEST C.: *The production and distribution of natural radiocarbon*. «Ann. Rev. of Nuc. Scienc.», II, 63-78, 1953.

Estudia la producción del C^{14} por la acción de los neutrones cósmicos sobre el N^{14} atmosférico. También comenta las proporciones de C^{12} — C^{13} — C^{14} y establece las conclusiones siguientes:

1.ª La actividad absoluta específica del radiocarbono natural es de $16,6 \pm 0,6$ desintegraciones por m. y g.

2.ª El factor de fraccionamiento del C^{14} entre madera y conchas carbonosas es de $1,10 \pm 0,02$.

3.ª No influyen las variaciones de latitud en el flujo neutrónico cósmico.

4.ª El flujo neutrónico cósmico fué constante durante los últimos diez a quince millones de años.—L. F.

PALEONTOLOGIA

HUPÉ, P.: *Quelques remarques sur la croissance et la segmentation des Trilobites*. «Bull. de la Soc. Géol. de France», 6.ª serie, t. III, números 1-3, págs. 3-11. París, 1953.

Estudia el autor de este interesante trabajo las variaciones de tamaño de los Trilobites en el curso de su desarrollo individual y en función del número de segmentos, estableciendo para ello unas gráficas en coordenadas cartesianas que permiten la comparación.

1.º *Crecimiento en longitud en función del número de segmentos*.—En general, las curvas de variación obtenidas demuestran que para una misma longitud del cuerpo, de la cabeza o de la glabella, es menor el número de segmentos en las formas del Silúrico que en las del Cámbrico. Esto puede ser debido a un proceso de *neotenia*, es decir, de conservación en el curso de las fases sucesivas de desarrollo de ciertos caracteres que aparecen precozmente en las fases larvarias de las formas antecesoras.

2.º *Alargamiento relativo en función del tamaño global*.—Establece curvas de variación del crecimiento del tórax y pigidio en conjunto, en función de la longitud total del cuerpo del Trilobites, resultando que en una primera aproximación la curva obtenida es una logarítmica del tipo:

$$l = b \cdot L^n,$$

donde l representa la longitud de la parte del cuerpo del Trilobites, de la cual se determina el crecimiento (cefalón, tórax, pigidio, glabella, etcétera); L es la longitud total del cuerpo, y b y n son dos constantes características para cada especie. En general, el exponente n tiene un valor casi constante, ligeramente superior a la unidad, indicando un crecimiento alométrico muy débil.

3.º *Crecimiento relativo de la región frontal*.—En la mayoría de los casos, la longitud relativa de la región frontal pasa por un máximo en el curso del desarrollo ontogénico correspondiente a la larva *meraspis*; pero en otros casos, menos frecuentes, el máximo se retrasa a la fase del desarrollo *holaspis* o llega a desaparecer, sustituyéndose por un aumento gradual durante toda la vida del Trilobites.

4.º *Variación ontogénica del número de segmentos pigidiales*.—Cuando el pigidio sólo tiene un segmento (*Olenellidae*), las fases larvarias

tampoco tienen más que uno. Pero en el caso (el más general) de que esté constituido por un número reducido de segmentos, puede comprobarse un máximo en este número correspondiente a la fase larvaria *me-raspis*. Si el pigidio presenta un número muy elevado de segmentos, falta ese máximo, y estamos en presencia, probablemente, de un caso de *neotenía*, en que el adulto conserva caracteres larvarios.—B. M.

OKULITCH, V. J. & LAUBENFELS, M. W.: *The systematic position of Archaeocyatha (Plecosponges)*. «Journal of Paleontology», vol. 27, número 3, págs. 481-485. Menasha (Wisconsin, U. S. A), 1953.

Los autores de la presente nota vuelven una vez más sobre el tan debatido tema de la posición de los Arqueociátidos en la sistemática zoológica.

Conocidos estos fósiles, exclusivamente cámbricos, tan sólo por sus esqueletos, no es posible llegar a un conocimiento anatómico total de los mismos, y de ahí las divergencias surgidas siempre en su interpretación.

Desechada la hipótesis de que pudiesen estar emparentados con los Coralarios, con los que sólo presentan semejanzas superficiales pero no estructurales, las mayores afinidades de estos organismos están del lado de las esponjas, pero tampoco su organización es exactamente igual a la de las esponjas actuales o fósiles, y así ha sido reconocido por la mayoría de los paleontólogos. Sin embargo, Ting, en 1937, creyó poder incluirlos entre las esponjas silíceas, opinión que luego fué compartida por algunos paleontólogos alemanes.

Los autores de la nota que comentamos llaman una vez más la atención sobre las diferencias existentes entre ambos grupos: las esponjas nunca presentan tabiques, ni mucho menos paredes interna y externa, pues lo más que llegan a diferenciarse son zonas corticales formadas por aglomeraciones de espículas microscleras, nunca verdaderas paredes. La estructura microscópica de las láminas del esqueleto de los Arqueociátidos, granuloso-laminar, es muy distinta del esqueleto espicular de las esponjas y lo es también en cuanto al proceso de su formación y desarrollo.

Hacen ver, además, que no tenemos la seguridad de que la cavidad interna de los Arqueociátidos funcionase realmente como la cavidad atrial de las esponjas, y que la existencia en estos animales de coanocitos análogos a los de las esponjas que impulsasen la corriente de agua, es una suposición imposible de comprobar.

Por todo ello proponen incluir estos interesantes organismos en un tipo o *filum* independiente, bajo un nombre que no indique ninguna relación de parentesco con las esponjas: *Parazoa*, que comprendería exclusivamente a los *Archaeocyatha*.—B. M.

THOMAS DOMÉNECH, J. M.: *Dos nuevos Braqueros en el Vindoboniense marino de Montjuich*. «Mem. y Com. del Inst. Prov. de Barcelona», t. X, págs. 85-90. Barcelona, 1953.

El autor de esta nota, que desde hace varios años viene ocupándose en el estudio de la fauna fósil del Mioceno marino de Montjuich, ha encontrado unas 35 especies nuevas para el yacimiento, ocupándose ahora de dos especies de cangrejos citados por primera vez.

Una de ellas, el *Xantho couchi* Bell, está representado por un único ejemplar, y tiene una gran importancia por ser ésta la primera vez que se cita esta especie, que vive en los mares actuales en depósitos del Mioceno. El autor ha podido estudiar cuatro ejemplares actuales de la colección del doctor Zariquiey, y advierte que la identidad entre el ejemplar fósil y uno de los actuales es tal que la semejanza entre ambos es aún mayor que la existente entre los cuatro ejemplares actuales entre sí. Ello supone que esta especie, cuyo origen se suponía como máximo en el Siciliense, vivía ya en el Vindoboniense, pues la edad de la formación de Montjuich está perfectamente determinada.

La otra especie, *Geryon latifrons* Van Straelen, está representada por tres ejemplares que concuerdan perfectamente con el ejemplar tipo de la especie, diferenciándose sólo por sus menores dimensiones. Esta especie sólo se conocía hasta ahora por cuatro ejemplares hallados en el Saheliense de Orán.

El autor indica, además, haber hallado cuatro buenos ejemplares de *Neptunus granulatus* M.-Edw., que hasta ahora sólo se conocía en esta localidad por un fragmento del caparazón.

La presencia de estas tres especies confirma que el nivel en que fueron halladas corresponde al máximo de profundidad marina (unos 100 metros) de toda la serie.—B. M.

WALKER, M.: *The development of Monograptus dubius and Monograptus chimaera*. «Geological Magazine», vol. XC, núm. 5. Hetford, 1953.

La autora de esta nota ha publicado ya con anterioridad otras, en las que trataba del desarrollo de ciertos Diplográptidos y de la sícula de *Monograptus scanicus*, presentándonos ahora un estudio muy detallado del desarrollo y proceso de crecimiento del rhabdósoma de dos especies de *Monograptus*, gracias al material maravillosamente conservado que ha tenido la suerte de encontrar en un fragmento de caliza del Silúrico superior (Ludlow inferior) hallado en los aluviones cuaternarios del norte de Alemania.

Ahora que se ha venido a demostrar que los Graptolitos estaban directamente emparentados con los Pterobranquios actuales y que, como estos últimos, poseían en su esqueleto una capa de «tejido fuselar» que

se desarrollaba por segmentos parciales encajados en una sutura zigzagante, tiene especial importancia el estudio de detalle de los rabdosomas en ejemplares bien conservados, como los descritos en esta nota, en los cuales se ha conservado la estructura «fuselar».

Los primeros estudios los realizó Kozłowski sobre Graptolitos Dendroideos, demostrando su identidad con los actuales *Rhabdopclura*, y posteriormente se han ido encontrando las mismas estructuras en los restantes Graptolitos.

El estudio llevado ahora a cabo por la señorita Margarita Walker demuestra la identidad de las dos especies en los primeros estados del desarrollo, prosícula y metasicula, apareciendo luego los caracteres diferenciales relativos a las proporciones y morfología de las tecas.

Estudiando los ejemplares de «metasiculas» y dando en ellos secciones adecuadas, ha podido comprobar la presencia de engrosamientos en forma de «bandas» transversales y ha estudiado con detalle la estructura de los tabiques internos.

En todos los ejemplares estudiados se aprecia perfectamente la estructura del esqueleto «fuselar», formado por segmentos alternos, encajados, que originan suturas en zigzag a lo largo del rabdosoma.

El trabajo está documentado con unas 30 figuras, que no por esquemáticas son menos precisas y demostrativas.—B. M.

MORET, L.: *Manuel de Paléontologie animale*. 3.^a edición. Un volumen de 762 págs., con 274 figs. y 12 cuadros; en rústica, 17 x 25 cm. «Masson et Cie.». París, 1953.

Es la tercera edición de una obra de Paleontología, ya clásica, que ha invadido todos los Centros de enseñanza donde se cursa esta materia: Escuelas especiales, Facultades de Ciencias, etc., destacando en ella lo conciso de las descripciones, que llegan hasta las familias y los géneros más representativos, así como las figuras, no por esquemáticas menos demostrativas.

Están reunidas en este manual todas las materias relativas a la Paleontología animal, tanto Invertebrados como Vertebrados, dedicando extensos capítulos a los grupos de mayor interés paleontológico: Equinodermos, Trilobites, Lamelibranchios, Ammonites, Reptiles mesozoicos, Mamíferos, etc., destacando en los Vertebrados un estudio anatómico detallado y comparado entre los diversos grupos.

La obra está ilustrada con numerosísimos grabados, que en conjunto suman más de 3.000, distribuidos en 274 páginas completas. Varias de estas figuras son esquemas filéticos muy bien concebidos, y en su mayoría originales, que dan clara idea de la distribución estratigráfica de los grupos y de sus enlaces en el tiempo. La bibliografía es muy completa.

Destaca en esta tercera edición un apéndice extenso y muy bien concebido, en el que se pone al día la bibliografía de todos los grupos, y se

hacen muy interesantes consideraciones sobre algunos fósiles, que últimamente han sido objeto de estudios especiales por especialistas: la evolución en Paleontología; Cancellophycus, Graptolitos, Insectos paleozoicos; origen de los Vertebrados, Estegocéfalos, Aves jurásicas, Paleontología humana, etc.—B. M.

CIRY, R. et RAT, P.: *Description d'un nouveau de Foraminifère, Simplorbitolina manasi nov. gen., nov. sp.* «Bulletin Scientifique de Bourgoigne», t. XIV, págs. 85-100, 1 lám. Dijón, 1953.

Los ejemplares de Foraminíferos que han servido al profesor Ciry, de la Universidad de Dijón, para establecer su nuevo género y especie, fueron recogidos por él mismo en uno de sus recientes viajes a España, cerca de Gullina, unos 15 km. al NO. de Pamplona, en la base del Albiense.

La gran cantidad de individuos hallados en la roca, y la posibilidad de destacar algunos, han permitido el estudio de ejemplares aislados, y de secciones orientadas, así como en secciones delgadas de la roca que los contiene.

Se trata de pequeños Orbitolinidos, de forma cónica, de 1 mm. a 1,4 milímetros de alto, con la base plana, y ángulo de unos 60° en el vértice.

En la estructura interna del caparazón se distinguen:

a) Una *zona cortical*, que corresponde a la pared externa de las cámaras, que en su parte inferior se une al tabique principal, horizontal, que separa cada cámara de la siguiente. Tiene unas 15 a 20 micras de espesor.

b) Una *zona marginal*, subdividida en alvéolos mediante tabiques marginales verticales, radiales (septa y séptula).

c) Una *zona inframarginal*, donde sólo se prolongan los «septa», formada por estos tabiques radiales principales, que bruscamente se transforman en sinuosos, espesándose y tomando sección triangular. Así se forman cámaras radiales sinuosas, de sección también triangular.

d) Una *zona central*, donde la coalescencia parcial de los tabiques radiales origina un «reticulum» más o menos regular.

El embrión es trocoidal, espiral, y origina al exterior, en el vértice de la concha, una pequeña hinchazón.

Después de comparar el nuevo género, con los principales comprendidos en la familia (*Lituonella*, *Coskinolina*, *Dictyoconus*, *Orbitolinopsis*, *Iraqia* y *Orbitolina*), llega a la conclusión de que las mayores afinidades de *Simplorbitolina* están del lado de las *Orbitolinas* de forma cónica, pero que su estructura es más sencilla, por cuanto faltan los tabiques marginales horizontales, y los verticales son mucho menos numerosos.

Esta especie ha sido también reconocida, por el autor, en una fotografía publicada por el profesor J. Cuvillier, en su obra reciente *Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine* (1951), de una muestra de roca procedente de la base del Albiense de Baigts-de-Béarn, en la vertiente Norte de los Prineos.—B. M.

PRIMITIVO HERNÁNDEZ SAMPELAYO: *De la vida marina paleozoica. Restos fósiles*. Discurso inaugural del curso 1953-54. «R. A. de C. E. F. y N.» Madrid, 1953, 20 págs.

El autor elige como tema de su discurso «Las relaciones del mar: vitales, de sustentación y de soterramiento de fósiles y trazas», materia no tratada en solemnidades análogas. Durante su discurso condujo nuestra imaginación hacia el proceso de evolución y conservación de facies marinas, la vitalidad de las cuales, apoyadas en el mar, son inmensamente más amplias, más características que las terrígenas y sus transformaciones quedan gravadas en trazas, no siempre bien conservadas. El mar, remoto en su nivel y agitación, contiene la vida prolijamente, desde los orígenes más humildes en categoría vital. Debajo del nivel eterno de las aguas, se van desgranando los restos para después consolidarse o extenderse, en formaciones estériles o zoógenas, con tiempos remotos de origen, cuyas formaciones manejadas por fuerzas, desde suavísimas a ingentes tectónicas, alcanza, en la orogenia de los abismos, a las mayores montañas: en historias, difíciles, remotas o perdidas.

Consta el trabajo de siete capítulos; en el primero considera «las definiciones e historia del tema» desde los trabajos de Smith (1816), el que tiene fundamental importancia para biólogos y geólogos por ser los fósiles los marcadores de tiempo y evolución.

Al referirse a «las grandes épocas geológicas» presenta al auditorio el sucesivo desarrollo de la vida, que nos lleva a una profunda meditación de los primeros versículos del Génesis.

Relaciona los «ciclos y transgresiones» con la paleografía.

Aclara de acuerdo con los criterios recientes las opiniones antiguas de «los terrenos más antiguos así como la cuestión del arcaico», y compagina los resultados obtenidos por petrógrafos y paleontólogos.

Estudia las «condiciones biológicas del medio marino» en sus dos grandes grupos de bentónicos y pelágicos.

Es fundamental para muchas investigaciones la existencia de «fósiles» y su buena «conservación», lo que es objeto del capítulo 6.º, en el que se razona el por qué en unas ocasiones es fácil la fosilización y en otras no, así como la mineralización más adecuada para la conservación.

El último, titulado «muerte y conservación», se refiere a las condiciones que deben reunir los seres al morir para lograr buena fosilización y conseguir una perfecta extracción, así como la técnica de su ejecución.

Destaca como conclusión que el geólogo tiene que recurrir a estos seres inferiores para hacer el enlace con el concepto biológico de la eternidad, ya que en los océanos surgió la vida y que como norma para situarlos en la columna estratigráfica se ha de adoptar la perfección evolutiva.—L. DE A.

PETROGRAFIA

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.: *Nota sobre el volcán del Gasco, Las Hurdes (Cáceres)*. Estudios Geológicos. Inst. Investigaciones Geol. «Lucas Mallada». C. S. I. C., núm. 19. Madrid, 1953.

Se describe una roca eruptiva que da origen a una pequeña mancha en el extenso y monótono pizarral de Las Hurdes, en la provincia de Cáceres. Tal afloramiento queda situado al SW. de Gasco. Se trata de una masa de pumitas escoriáceas que corresponden a un magma de tipo atlántico, de ante país ibérico, la cual estaría en relación con una masa magmática de pequeñas dimensiones y muy superficial. El fenómeno eruptivo se ha datado como plioceno y aún de edad cuaternaria.

Se da el análisis químico comparado de esta roca con otros semejantes, así como el diagrama correspondiente, según el método de Niggli.—H.-P.

TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F.: *Um teschenito da região de Porto de Mos*. An. Asoc. Esp. Prog. Cienc. Rev. «Las Ciencias», año XVIII, número 2. Madrid, 1953.

Hácese la descripción de yacimiento de este material que ya había sido señalado por Choffat, P., en 1927, que ocupa un área relativamente extensa en los alrededores de Povo de Mos. La masa es intrusiva en las calizas del Lusitaniense, distinguiéndose dos modalidades, imposible de relacionar entre sí, pues el material da origen a bloques sueltos más o menos rodados. Una de las rocas es una dolerita olivínica; la otra, que es de grano más grueso y es el material que se estudia en esta nota, representa a una teschenita, tipo muy poco frecuente.

Se analiza y describe con minuciosidad tal material petrográficamente, indicándose que en Portugal existen al menos dos regiones con rocas de este tipo, en Sobral de Monte Agraço y en Cezimbra, siendo la ahora estudiada semejante a la de Sobral.—H.-P.

FUSTER, J. M.ª y E. IBAROLA, E.: *Rocas de España Central. IV: Pórfidos y lamprófidos magmáticos de La Granja (Segovia)*. «Estudios Geológicos», núm. 18. Inst. Invest. Geológicas «Lucas Mallada». Madrid, 1953.

Sabido es que estas zonas centrales del Sistema Central aparecen constituidas por un gran batolito granítico, con inyecciones frecuentes de rocas filonianas ácidas y básicas. En este trabajo se han estudiado las rocas filonianas más frecuentes (pórfidos cuaríferos y lamprófidos)

que se intercalan en las grandes masas de granito de los alrededores de La Granja (Segovia), ya en las vertientes bajas de las laderas septentrionales del Guadarrama.

Los pórfidos graníticos han seguido fracturas tectónicas, inyectándose en la masa granítica. Proceden de un magma granítico calciocalino. Tal fenómeno se efectuó en un lapso de tiempo corto, siendo el fenómeno continuo. En las zonas de contacto se consolidó la masa magmática bruscamente, dando origen a una zona felsítica, que pasa insensiblemente al centro de los filones, donde los fenocristales son abundantes y típicos. Estos pórfidos son variados, respecto a su composición, debido a diferenciaciones originarias del magma ascendente.

Tanto los pórfidos cuaríferos, como la masa granítica, en la que arman aquéllos, han sufrido posteriormente alteraciones debido a un proceso hidrotermal, con metasomatismo poco acentuado, que ha transformado la biotita y han dado lugar a la formación de epidota, en proporción muy acusada.

Los diques de lamprófidios son espesartitas, ricas en hornblenda, habiendo englobado, en las zonas de contacto, a masas de granito encajante. A consecuencia de tal proceso se ha originado una transformación en su composición química, elevándose la proporción de la sílice y del potasio.

No se han apreciado caracteres que permitan suponer la influencia en la génesis, de tales rocas filonianas, de fenómenos de metasomatismo granitizante por reacciones, al estado sólido, de tales materiales.—H.-P.

BRAK-LAMY, J.: *Um granito da Serra de Sintra*. An. Assoc. Esp. Prog. Cienc. Rev. «Las Ciencias», año XVIII, núm. 2. Madrid, 1953.

Hace destacar el autor que los estudios referentes a la petrografía de la Sierra de Cintra no son muy frecuentes y especialmente en lo que se refiere al estudio petroquímico de las rocas procedentes de tal área. Especialmente, los granitos no han sido muy estudiados por su avanzado estado de alteración, pero ahora se analizan ejemplares recogidos en la carretera de Malveira (km. 4,7), donde en un cierto espacio, estas rocas graníticas se presentan con tipos diversos en relación con su grano. Son frecuentes los filones y diques que atraviesan a tales afloramientos.

Se analiza la roca macroscópicamente, se hace a continuación su descripción microscópica y se dan datos precisos del resultado de su estudio químico, acompañándose los datos del análisis y los diagramas correspondientes, deduciéndose que se trata de un granito alcalino, biotítico con determinadas peculiaridades que el autor hace destacar.—H.-P.

QUIMICA MINERAL

MONNOT, G. A.: *Note sur les analyses decendres. Dosage des éléments a faibles teneurs dans les cendres de charbons et dans les roches siliceuses*. «Chimique Analytique», núm. II, 274-276, noviembre 1953.

Se da cuenta de la puesta a punto de un método para la valoración de óxido de germanio en las cenizas de carbones, para contenidos de 5×10^{-6} a 3×10^{-4} .

El análisis de rocas silíceas utilizadas en la experimentación animal para el estudio de la silicosis hizo necesaria la valoración de 20 óxidos con pequeños contenidos; estas valoraciones también son posibles en la cenizas, coques y pizarras.—L. F.

SCHWANDER, H.: *Bestimmung des relativen Sauerstoffisotopen-Verhältnisses in Silikatgesteinen und Mineralien*. «Geoch. et Cosmoch. Acta», IV, 261-292, diciembre 1953.

Describe el autor los aparatos y técnica del método empleado para convertir el oxígeno de los silicatos de minerales y rocas en monóxidos de carbón. La reacción termal $\text{SiO}_2 + 3\text{C} = \text{SiC} + 2\text{CO}$ es cuantitativa cuando el silicato en polvo se mezcla con grafito y calienta en vacío a los 2.000° C.

Los resultados muestran que durante la reacción termal pueden ocurrir separaciones fraccionadas de los isótopos del oxígeno. La cristalización magmática es acompañada por una diferenciación de los isótopos del oxígeno; la primera fase cristalina es más rica en el isótopo pesado que la última. En el trabajo recopila los datos de 70 rocas y minerales de origen magmático, metamórfico y sedimentario.—L. F.

STEVENSON, PETER C. and HICKS, HARRY G.: *Separation of Tantalum and Niobium by Solvent Extraction*. «Analytical Chemistry», vol. 25, página 1.517, octubre 1953.

El tántalo y el niobio pueden ser separados por la extracción preferencial del tántalo con disopropilketona en una disolución ácida del mineral en ácido fluorhídrico. El niobio también se puede separar de casi todos los demás elementos por la extracción en solución sustancialmente de acidez elevada en ácido fluorhídrico concentrado.—L. F.

BEYDEN, J. y FISHER, C.: *Dosage d'oxydes de tantale, niobium et titane dans leurs mélanges para radioactivité*. «Anal. Chim. Acta», VIII, 538-45, junio 1953.

Los métodos químicos de valoración de Nb y Ta en minerales, productos metalúrgicos y mezclas en general son largos y poco precisos. Los espectroquímicos son más rápidos y precisos, pero sólo utilizables para contenidos pequeños. Los autores proponen dos métodos a base de operar con óxidos:

1.º En las mezclas pobres en tántalo efectúan la valoración al 10 % por irradiación de la muestra con neutrones lentos y medida del Ta^{182} .

2.º En la disolución a valorar se añade Nb^{95} , después se precipita el tántalo por el tanino con pH 3,8, así como parte del Nb. En seguida se precipita el niobio en el filtrado con un pH mayor. La medida de la actividad de las dos fracciones permite conocer cómo se efectúa el reparto, con lo que se introducen las correcciones necesarias.—L. F.

TECTONICA

CARRINGTON DA COSTA, J.: *Los movimientos caledónicos y preliminares hercínicos en la Península Ibérica*. Trad. Meléndez, B. «Sep. de Pubs exts. sobre geol. de España», t. VII, núm. 2. Inst. «Lucas Mallada» Madrid, 1953.

Desde hace tiempo, este distinguido Prof. portugués se viene ocupando del estudio de los movimientos orogénicos, que durante el Paleozoico inferior han afectado a la Península. Se basa especialmente su trabajo en el conocimiento ya detallado que de tales formaciones geológicas se tiene, pudiendo así disponer de suficientes elementos de juicio para llevar a cabo un estudio sintético, en relación con esta interesante cuestión y, muy especialmente, deducir el papel desempeñado por las orogénias caledónica y hercínica.

En este estudio se ha tenido muy en cuenta la existencia en determinadas formaciones de conjuntos litológicos que se amoldan de manera muy diferente al empuje orogénico. Tal es fundamentalmente lo que ocurre con cuarcitas y pizarras de edades diferentes que al comportarse por su tan diferente plasticidad, de modo diverso, provocan fenómenos de laminación, plegamientos y cabalgamientos, de muy difícil y dudosa interpretación.

Hay que tener además en cuenta que en determinadas zonas, la orogénia alpina ha dejado sentir sus efectos, aunque muy aminorados, provocando en los cratones efectos de tipo germánico que añaden dificultades a la posibilidad de reconocer la posición inicial de los estratos.

En relación con la orogénia paleocaledónica, Carrington da Costa la

inicia con la fase tectónica del silúrico medio, y como tal formación está bien representada en la Península, puede llegarse a la conclusión que dentro de tal conjunto no se acusan discordancias trascendentales.

En relación con la neocaledónica que tiene lugar entre el Silúrico superior y el Devónico, se aprecian variaciones de facies, a veces acusadas y más a partir del Gatlándico. No se acusan pues en realidad, verdaderas discordancias, sino cambios de facies debidos a fenómenos más o menos acusados, de tipo epirogénico. Existen movimientos neocaledónicos, pero no es posible, según el autor, determinar exactamente sus efectos.

Los fenómenos caledónicos póstumos (movimientos en su sentido amplio) cherusko-acádicos, dan lugar a la emergencia definitiva del gran Escudo Espérico de Hernández-Pacheco.

En relación con las fases preliminares de la orogénia hercínica, parecen iniciarse en las regiones del NW, como emersión general, caracterizada por facies arenisco-cuarcitosa. Hacia el Pirineo ocurre lo contrario, las profundidades aumentan, lo cual nos indica ya una cierta actividad orogénica mársica o prebretónica, lo que determinó aumentarse aún más el área continental que ya se había individualizado.

En el tránsito del Devónico al Carbónico, las perturbaciones son ya en la Península acusadas y abarcan hasta alcanzar la trasgresión Viseense superior, por lo cual las fases bretónica y nassánica tuvieron importancia cierta.

Entre Dinantiense y Mascoviense la continuidad sedimentaria es muy grande. Sólo en Cataluña aparece una laguna estratigráfica que alcanza hasta el Triás. También es notorio tal fenómeno en el Pirineo occidental y oriental, donde las formaciones continentales estefanienses descansan discordantes sobre el Viseense. También existe discordancia en el Pirineo Central, donde Westfaliense pizarroso y calizo, queda discordante sobre el Viseense inferior. El Namuriense falta además en toda esta región pirenaica. Es evidente pues aquí una acción tectónica sudética.

En Asturias la sedimentación se mantiene por lo menos, basándose en los estudios hasta ahora hechos, del Carbonífero inferior, con enormes masas de caliza de montaña que pasan al Mascoviense también calizo, siendo el tránsito oscilante, de los conjuntos marinos a los continentales. Semjante es lo que ocurre en Portugal.

Es después, con la completa emersión del Macizo Hespérico, cuando tiene lugar la fase paroxismal, que en la orogénia Hispana es verdaderamente trascendente, lo cual acontece con la fase asturica que se acusa con discordancia patente entre el Westfaliense y el Estefaniense (Uraliense). Todos los movimientos posteriores son ya francamente atenuados.

El prof. Meléndez, al traducir este interesante trabajo, lo ha ordenado y le ha añadido el cuadro final con las fases orogénicas, lo que contribuye a aclarar y sintetizar los conceptos mantenidos en el trabajo.—H.-P.



INDICE

	PÁGS.
Nota Necrológica	3
Afloramientos de fortunita en Puebla de Mula (Murcia), por M. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA y F. DE PEDRO HERRERA	9
Contacto entre el granito y facies de los esquistos verdes en Pe- rosín (Peñaparda, Salamanca), por LUIS CARLOS GARCÍA DE FIGUEROLA	25
Notas paleontológicas, por ANTONIO DUE ROJO, S. I.	57
Las formaciones del terciario continental entre Ejea de los Caba- lleros y Tauste (Zaragoza), por EDUARDO ALASTRUÉ	71
Temas de Física del interior de la Tierra, por JUAN MANUEL LÓ- PEZ DE AZCONA	81
Reconocimiento geológico en la zona del Puerto de Contreras (Cuenca y Valencia), por ANDRÉS BARTRINA BANSELL y FER- NANDO GEA JAVALOY	89
Noticias	123
Notas bibliográficas:	
Criaderos	137
Geofísica	139
Geografía	139
Geografía física	144
Geología	150
Geoquímica	154
Mineralogía	156
Morfología	157
Nucleónica	160
Paleontología	165
Petrografía	171
Química mineral	173
Tectónica	174