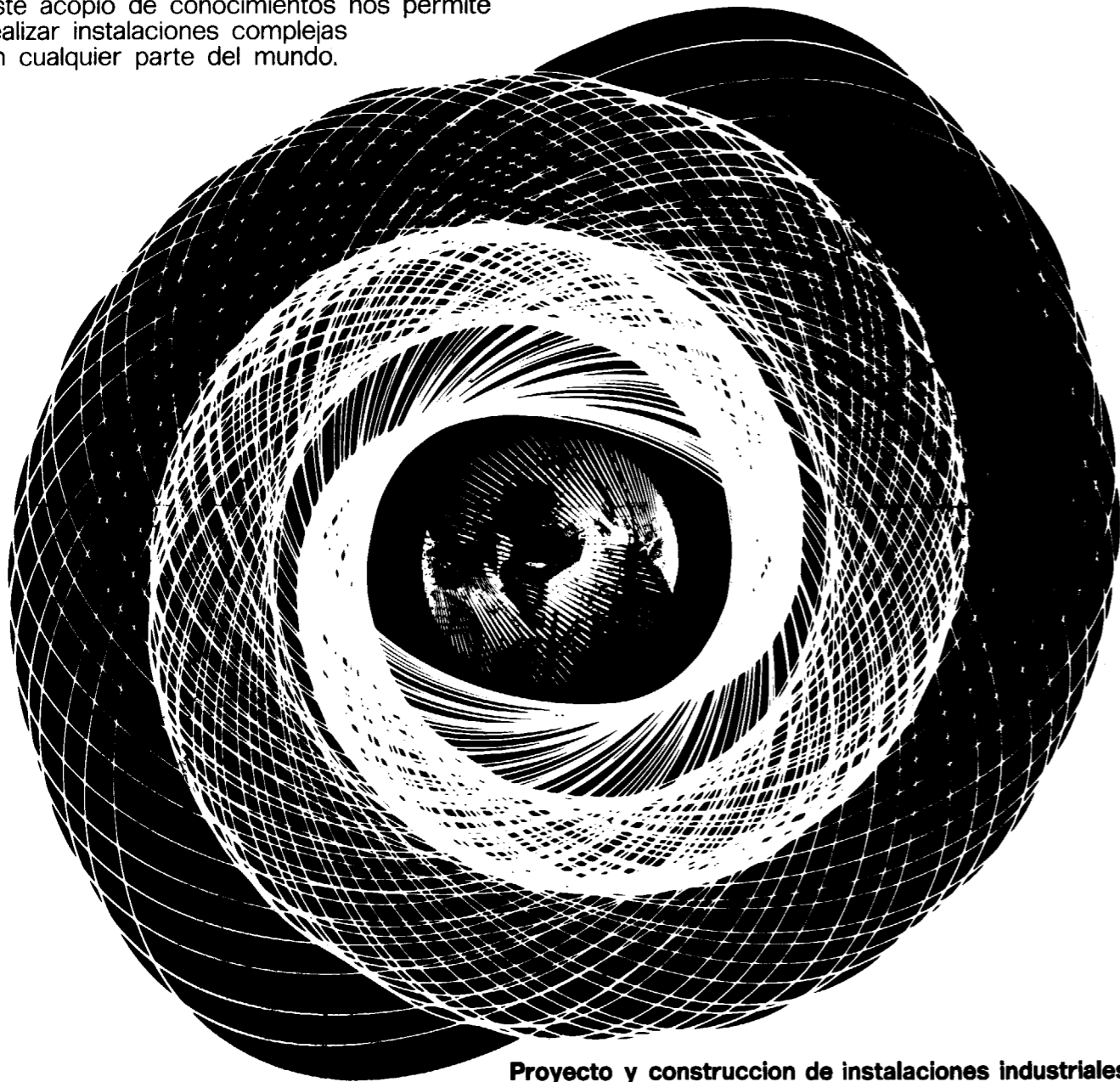


experiencia mundial

es característica
de McKee-Ctip

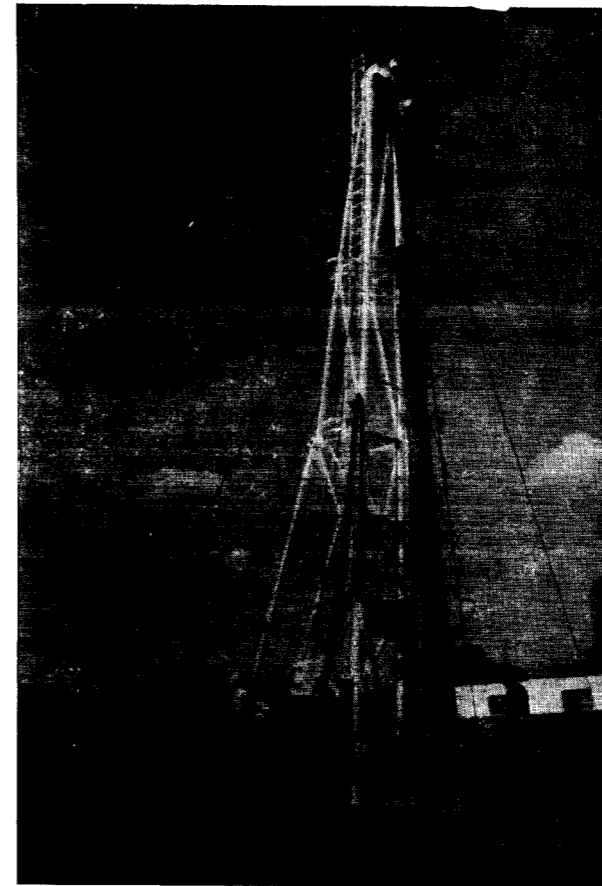
Desde 1905, en sesenta países, hemos adquirido experiencias valiosas.

Este acopio de conocimientos nos permite realizar instalaciones complejas en cualquier parte del mundo.



Proyecto y construcción de instalaciones industriales
McKEE-CTIP INGENIEROS SA
Avenida Generalísimo 71/A, Madrid 16, Tel. 2702800, Cables Makibermad
Asociada de
Arthur G. McKee & Company, Cleveland, Ohio, Usa
Ctip, Compagnia Tecnica Industrie Petroli spa, Roma, Italia

Oficinas: MILANO, DÜSSELDORF, PARIS, BRUSELAS, LUCERNA, NUEVA YORK, UNION, PITTSBURGH, CHICAGO, HIBBING, HOUSTON, SAN FRANCISCO, SANTIAGO, BOGOTÁ, TORONTO, MEJICO CITY, SAO PAULO, BUENOS AIRES, MELBOURNE



ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS

Sondeos hasta 1.500 mm. de diámetro y profundidades de 300 mts.

Sondas de circulación directa e inversa.

Filtros especiales que garantizan el agua limpia de arena.

Instalación de piezómetros

Instalaciones completas de pozos y bombas sumergibles.

Equipos propios de aforo y limpieza.

Reacondicionamiento de pozos arenados.

Testificación eléctrica (PS y Resistividad).

Acidificaciones.

AGUA Y SUELO, S. A.

Doctor Fleming, 3-5.º piso

Teléfonos: 457 42 58-62-66, 457 02 30 y 250 27 72

MADRID-16

SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

Sondas LONGYEAR Y CRAELIUS con equipos de perforación «Wire-Line System».

Testiguo continuo en diámetros de 36 mm. a 143 mm.

Sacamuestras especiales a percusión.

Medidores de inclinación y acimut, tipos Single Shot y Multi Shot.

PUBLICACIONES ULTIMAMENTE EDITADAS POR EL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO NACIONAL, Escala 1:50.000

Hoja y Memoria 250 pesetas.

N.º 31, Ribadesella (Asturias).

N.º 54, Rioseco (Asturias).

N.º 79, La Puebla de Lillo (Asturias).

N.º 501, Fuente de S. Esteban. (Salamanca).

N.º 502, Matilla de los Caños del Río (Salamanca).

N.º 503, Las Veguillas (Salamanca).

Memoria núm. 1.118-24, Granadilla de Abona y las Galletas	100 pesetas.
» » 1.110 Isora	100 »
» » 1.104 Tenerife.....	100 »
» » 1.111 Güimar.....	100 »

MAPA GEOLOGICO NACIONAL DE SINTESIS, Escala 1:200.000

Hoja y Memoria 400 pesetas.

N.º 1, La Coruña.

2, Avilés.

3, Oviedo.

4, Santander.

5, Bermeo.

7, Santiago de Compostela.

8, Lugo.

9, Cangas de Narcea.

N.º 10, Mieres.

11, Reinosa.

12, Bilbao.

17, Orense.

18, Ponferrada.

19, León.

20, Burgos.

27, Verín.

N.º 29, Valladolid.

30, Aranda de Duero.

31, Soria,

32, Zaragoza.

36, Vitigudino.

43, Plasencia.

MAPA GEOLOGICO NACIONAL, Escala 1:400.000

Hojas N.ºs 1-2, 9-10 y 17-18, correspondientes a Galicia y N. de Portugal, cada hoja..... 200 pesetas.

MAPA LITOLOGICO DE ESPAÑA PENINSULAR E INSULAR Escala 1:500.000

En cuatro hojas más leyenda (puede formarse como mural) con nota explicativa..... 700 pesetas.

MAPA GEOLOGICO DEL SAHARA ESPAÑOL, Escala 1:200.000

En 14 hojas correspondientes a las Zonas Norte y Central, cada hoja..... 300 pesetas.

MAPA DE SINTESIS DE SISTEMAS ACUIFEROS DE ESPAÑA PENINSULAR, BALEARES Y CANARIAS

Escala aproximada 1:1.660.000..... 100 pesetas.

MEMORIAS DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Tomo 76: Guía Geológico-Minera de la Provincia de Madrid, (con mapa provincial, Escala 1:200.000), por Perez Regodón..... 300 pesetas.

Tomo 77: Sobre la Geología de la provincia piritífera del SO. de la Península Ibérica, por G. K. Strauss..... 300 pesetas.

Tomo 78: Biostratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del N. de España por J Ramirez del Pozo 500 pesetas.

PREMIO DE PERIODISMO

“SANTA BARBARA”

CONVOCATORIA PARA 1971

El INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA convoca el premio “SANTA BARBARA” para 1971, con el objeto de galardonar a los escritores y periodistas que mejor hayan divulgado y valorado en la prensa, radio y televisión, de lengua española, la importancia de LA GEOLOGIA COMO BASE DE LA INGENIERIA CIVIL.

El premio estará dotado con 100.000 pesetas.

Para optar al premio se precisa que el trabajo se haya publicado, radiado o televisado, durante el año en curso.

Quedan excluidas entre las revistas, aquellas que sean técnicas y entre los autores quienes pertenezcan al IGME.

Los aspirantes al premio deberán presentar por triplicado el correspondiente artículo, impreso, en cinta grabada o en película cinematográfica, en el Instituto Geológico y Minero de España, antes del 31 de enero de 1972.

La decisión del Jurado es inapelable, pudiendo declarar desierto el premio, y sus decisiones se dan por aceptadas por cuantos se presenten al concurso.

El fallo tendrá lugar en los primeros meses del año 1972.

Ríos Rosas, 23

MADRID - 3

8 DE CADA 10 CROMATOGRAFOS
8 DE CADA 10 ESPECTROFOTOMETROS { infrarrojos ó ultravioleta visible
9 DE CADA 10 ESPECTROFOTOMETROS de absorción atómica
8 DE CADA 10 REGISTRADORES para laboratorio

VENDIDOS EL PASADO AÑO FUERON
PERKIN-ELMER

**RECONOCIMIENTO GENERAL DEL PRESTIGIO DE UNA MARCA
 DEDICADA PLENAMENTE A LA INVESTIGACION
 PARA EL AVANCE CIENTIFICO E INDUSTRIAL**

Al adquirir cualquiera de nuestros equipos, Vd. recibe, los siguientes servicios:

- Asistencia técnica
- Servicio y mantenimiento eficaces
- Autodespacho de mercancías
- Centro de entrenamiento en Madrid con gastos de desplazamiento sufragados por nuestra Organización
- Suministro y consulta de bibliografía técnica
- Formación de instrumentistas de su propia empresa
- Contrato de revisión.

PERKIN-ELMER HISPANIA

MADRID
 Av. Generalísimo, 71 - A
 Tel.: 2 70 24 07

BARCELONA
 Sicilia, 105 - 2.º
 Tel.: 2 26 33 37

LISBOA
 Av. Liberdade, 220
 Tel.: 56 21 81

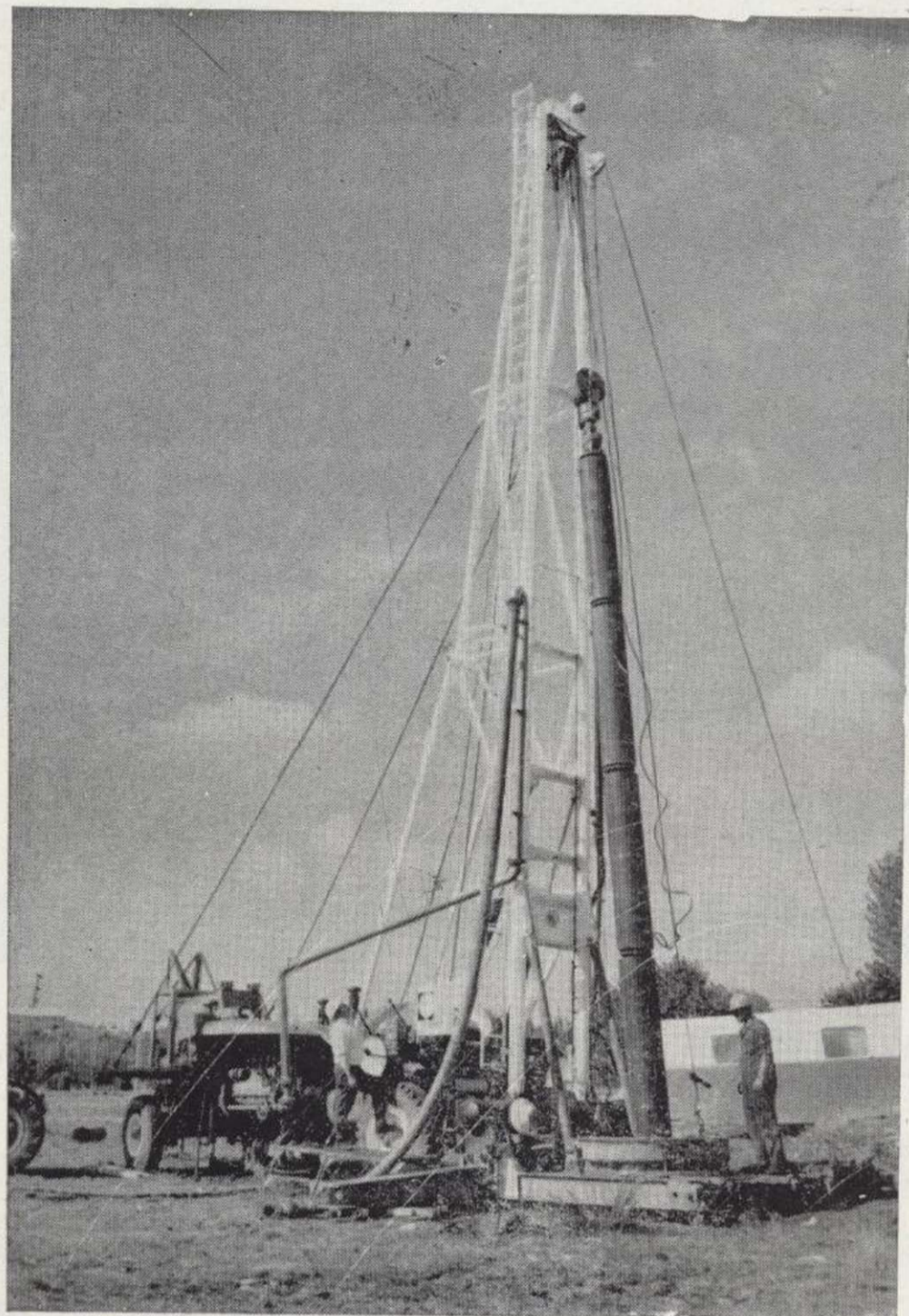
**APARATURA ANTIDIEFLAGRANTE PARA AMBIENTES
 EXPLOSIVOS**



APARATOS DIVERSOS DE
 SEGURIDAD
 SEÑALIZACIÓN
 ALUMBRADO
 DISTRIBUCIÓN Y MANDO
 MATERIAL DE CONEXIÓN
 PARA MEDIA TENSIÓN
 Y BAJA TENSIÓN
 CONTADORES
 CONTROLES



ISODEL SPRECHER, S. A.
 Madrid - Mendez Alvaro, 62 Apartado 7.087



ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS

Sondeos hasta 1.500 mm. de diámetro y profundidades de 300 mts.

Sondas de circulación directa e inversa.

Filtros especiales que garantizan el agua limpia de arena.

Instalaciones completas de pozos y bombas sumergibles.

Equipos propios de aforo y limpieza.

Reacondicionamiento de pozos arenados.

Testificación eléctrica (PS y Resistividad).

Acidificaciones.

AGUA Y SUELO, S. A.

Doctor Fleming, 3-5.º piso

Teléfonos: 457 42 58-62-66, 457 02 30 y 250 27 72

MADRID - 16

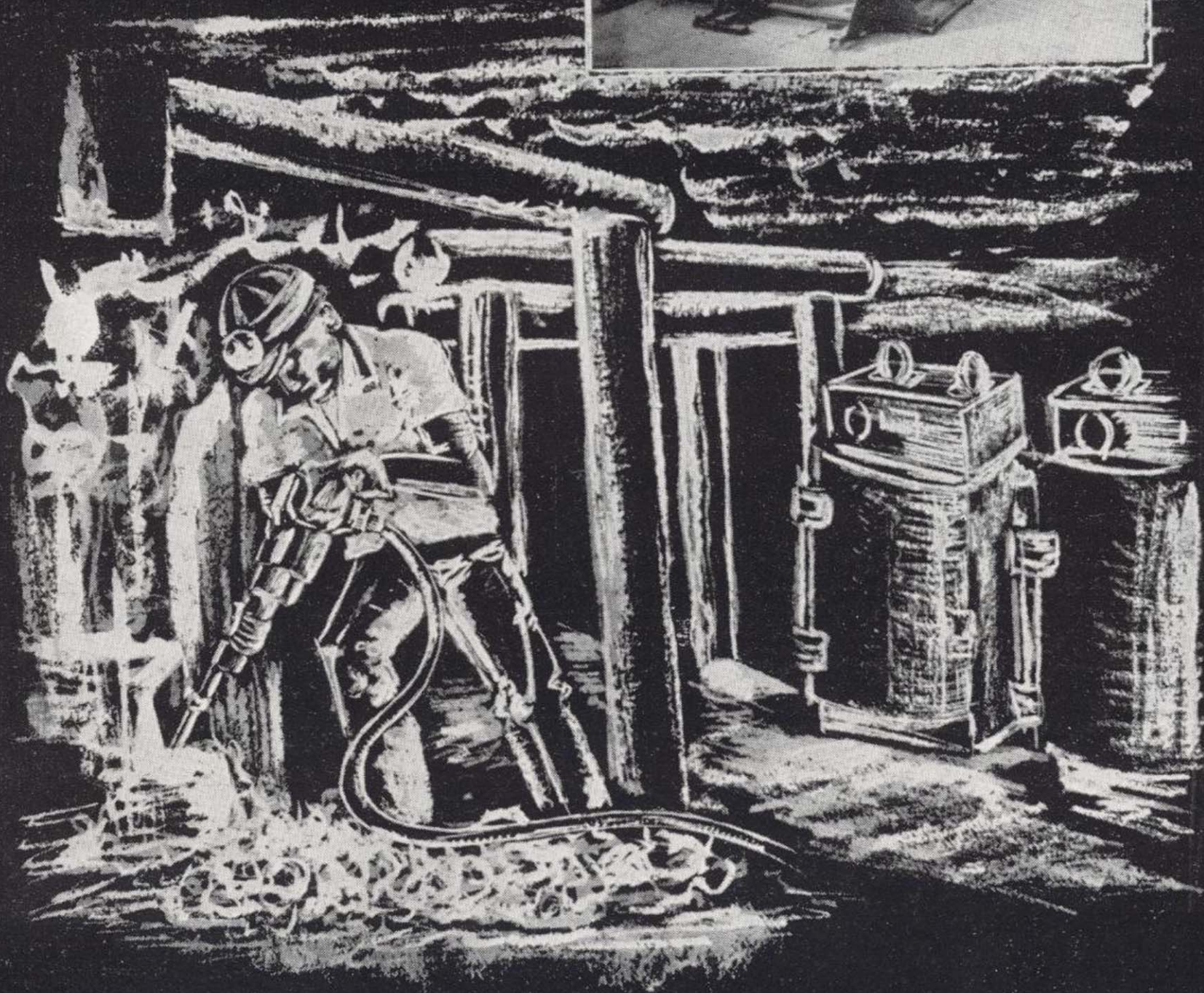
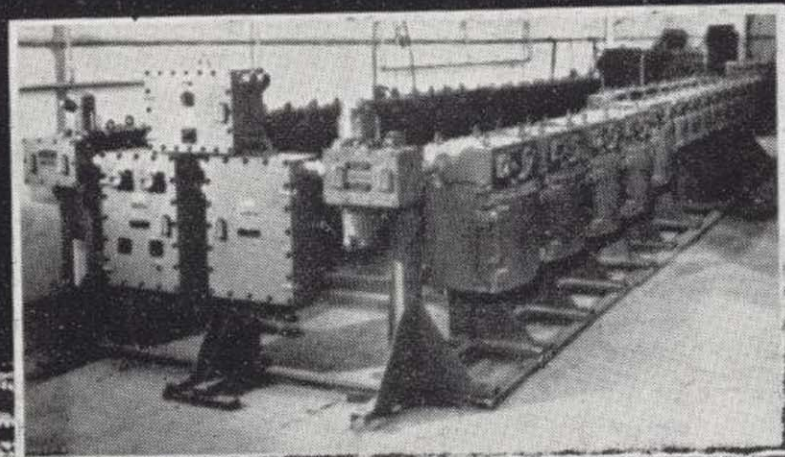
SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

Sondas LONGYEAR con equipos de perforación «Wire-Line System».

Testiguo continuo en diámetros de 36 mm. a 143 mm. Sacamuestras especiales a percusión.

Medidores de inclinación y acimut, tipos Single Shot y Multi Shot.

APARAMENTA ANTIDEFAGRANTE PARA AMBIENTES EXPLOSIVOS



APARATOS DIVERSOS DE
SEGURIDAD
SEÑALIZACION
ALUMBRADO
DISTRIBUCION Y MANDO
MATERIAL DE CONEXION
CELDAS MEDIA TENSION
CONTACTORES
TRANSFORMADORES
CORTACIRCUITOS

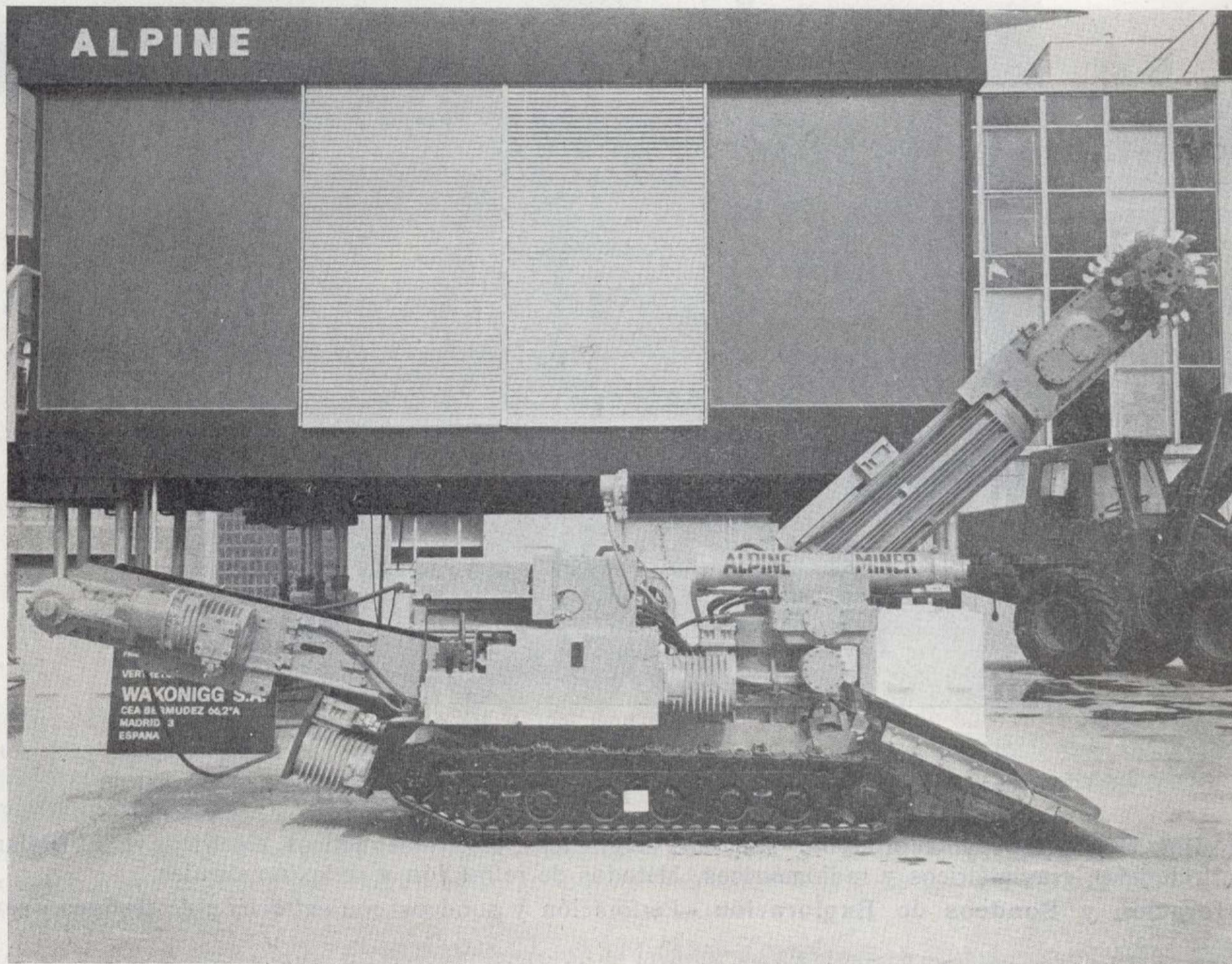


ISODEL SPRECHER, S. A.
Madrid - Méndez Alvaro, 62 Apartado 7.087

Rozadora Cargadora Frontal

ALPINE

Modelo F 6 A



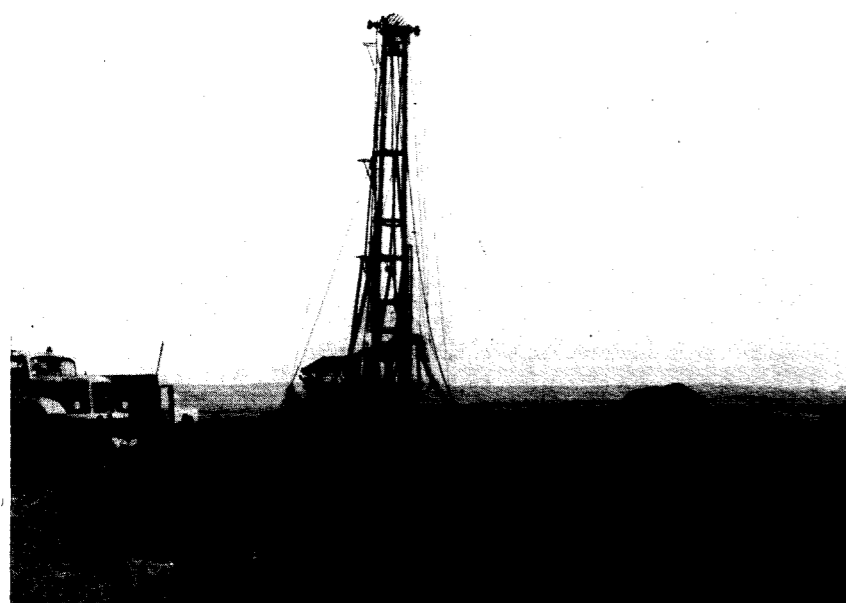
SINDUCOR, S. A. Cea Bermúdez, 66 1.º A MADRID - 3 Teléfono 449 27 00

Representantes exclusivos para España de ALPINE, EICKHOFF y WAGENEDER

¡COMO CONSEGUIR AGUA CON PROVECHO!

USTED PROPONE EL SITIO Y...

C. G. S. HACE EL RESTO



C. G. S.

LA COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS CUENTA CON EQUIPOS DE PERFORACION DE CIRCULACION DIRECTA, INVERSA Y PERCUSION QUE LE PERMITE ADOPTAR LA TECNICA MAS APROPIADA EN CADA CASO PARA OBTENER EL MAXIMO CAUDAL EXISTENTE

CONSULTENOS SIN COMPROMISO,
NUESTRO DEPARTAMENTO TECNICO ESTA A SU SERVICIO

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

PORTAL DE CASTILLA, 66
Teléfono 22 36 04
VITORIA

PADRE XIFRE, 5
Teléfono 415 60 54
MADRID



CHRISTENSEN DIAMOND PRODUCTS S. A.

AL SERVICIO DE LA INDUSTRIA MINERA

- Coronas y demás útiles de diamante para sondeos y perforaciones.
- Equipos y material de sondeos «Longyear», sondas, bombas, accesorios.
- Equipos de toma de testigos sistema «Wire Line», de «Longyear».
- Triconos y demás útiles de sondeo «Security», triconos de aire para grandes voladuras. Perforadoras de tiro hacia arriba, grandes diámetros.
- Útiles para perforación a percusión «Hard Metals», bocas de acoplamiento cónicos y roscadas, bocas para martillos de fondo, etc.
- Toda clase de equipos y materiales para sondeos y perforaciones.
- Sondas industriales para tomas de probetas. Cortadoras de juntas en pavimentos. Discos de diamante, etc.

DIRECCION COMERCIAL:
Telg. «CHRISTENSA»

ALBERTO ALCOGER, 5, 3.º-C
MADRID-16 Tel. 250 34 04



**Empresa
Nacional
Adaro
De
Investigaciones
Mineras
Sociedad
Anónima**

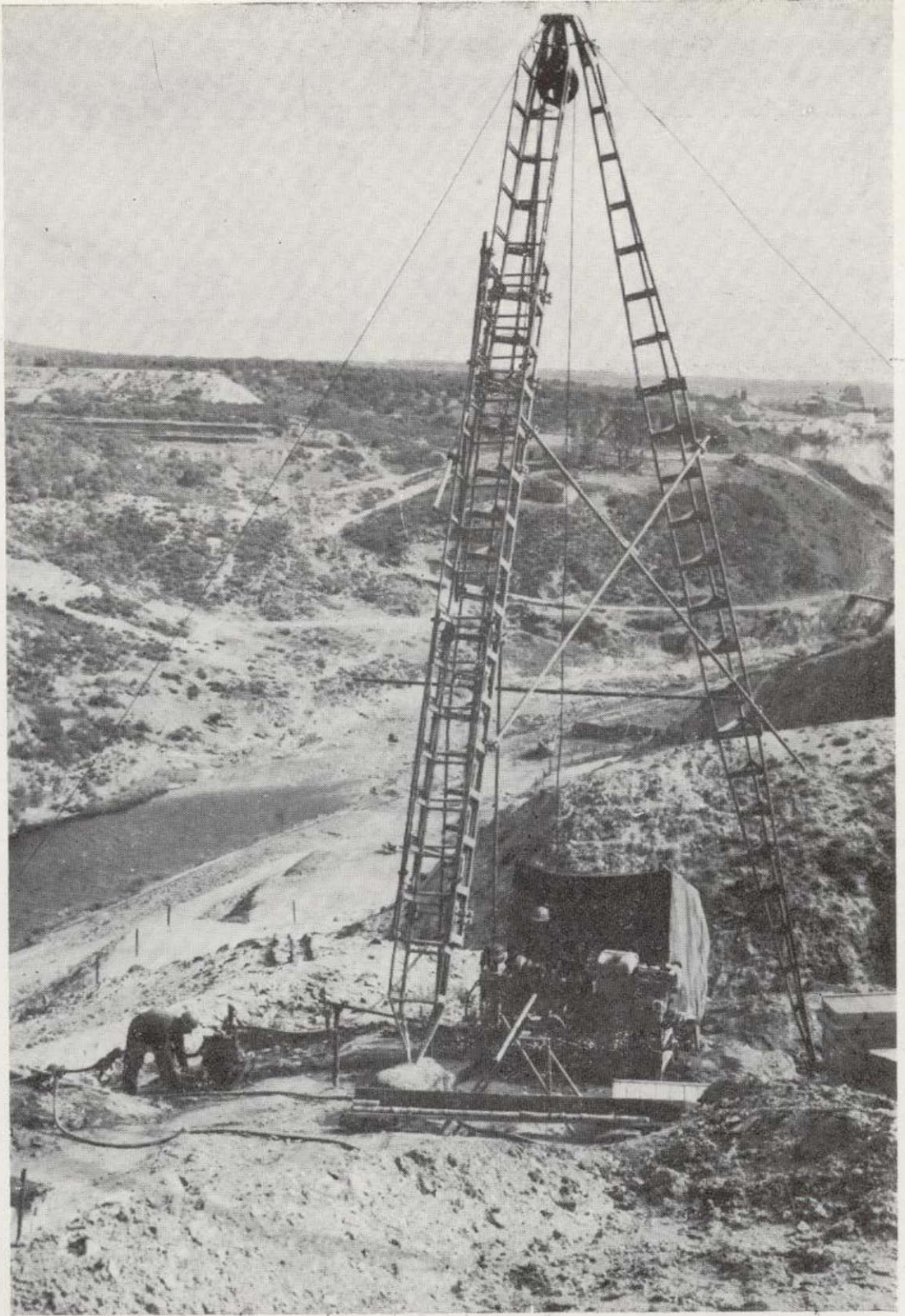
Proyectos de
investigación de
**GEOLOGIA MINERA
HIDROGEOLOGIA
INGENIERIA
de desarrollo minero**

ENADIMSA

Servicios especializados en	GEOFISICA GEOLOGIA FOTOGEOLOGIA ESTRATIGRAFIA PETROLOGIA	SONDEOS METALOGENIA GEOQUIMICA GEOESTADISTICA MINERALOGIA HIDROGEOLOGIA
-----------------------------	---	--

domicilio social: serrano núm. 116, madrid 6. teléfono 261 79 02
oficinas y laboratorios: carretera de andalucía, km. 12 getafe (madrid)
teléfonos 797 09 50/54/58

TERRATEST SU AUXILIAR EN LA INVESTI- GACION MINERA



TERRATEST, S. A.

Estudios Geológicos y Geofísicos. - Métodos magnéticos, electromagnéticos, eléctricos, I. P. (Polarización Inducida), gravimétricos y radiométricos. Métodos de refracción y reflexión sísmica.

Perforación y Sondeos de Exploración. - Perforación y sondeos con extracción de testigos y muestras de suelo.

Estudios y Control de Perforación de Sondeo. - Mediciones de inclinación y desviación, y orientación de testigos, estudios magnéticos.

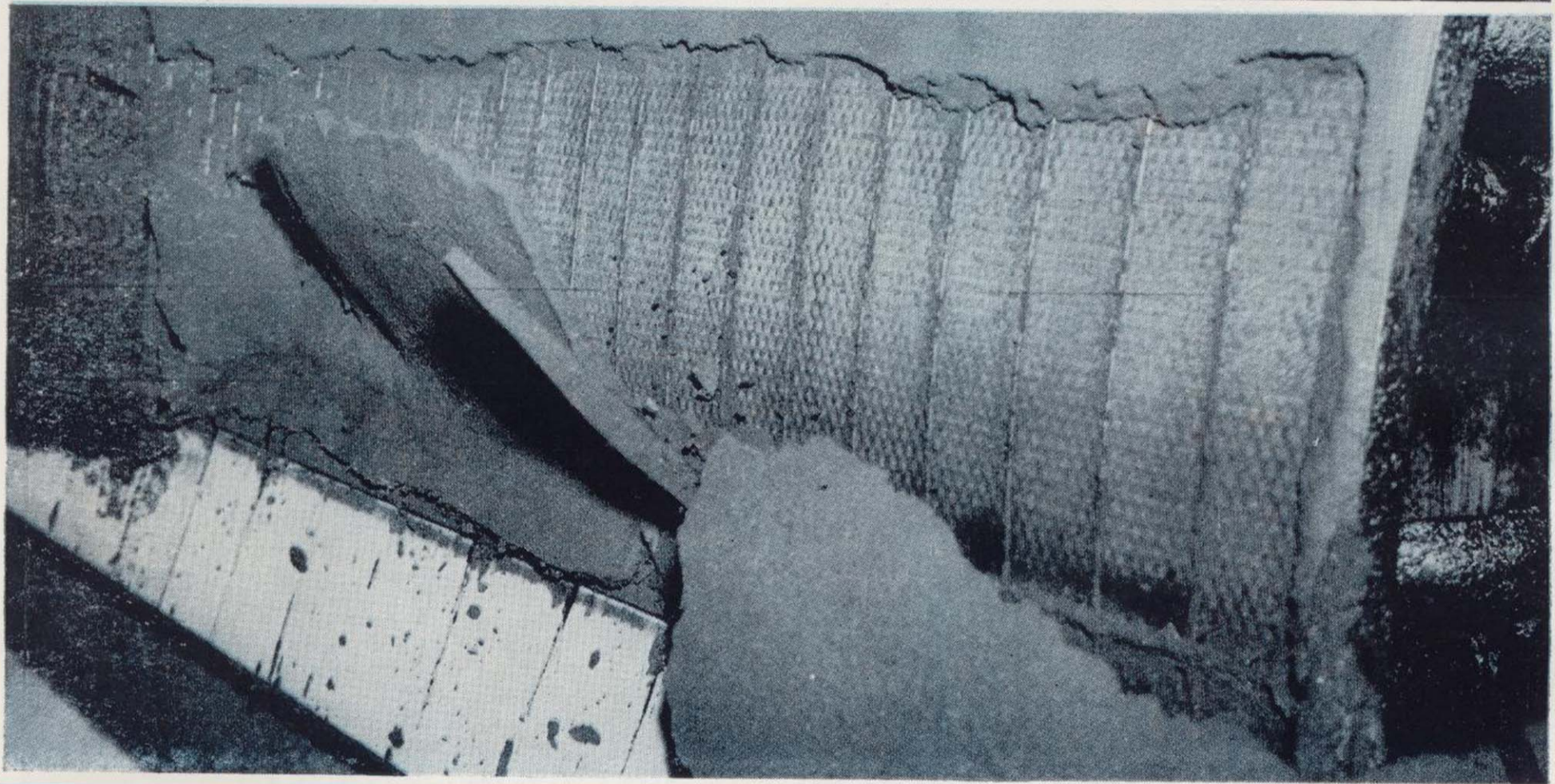
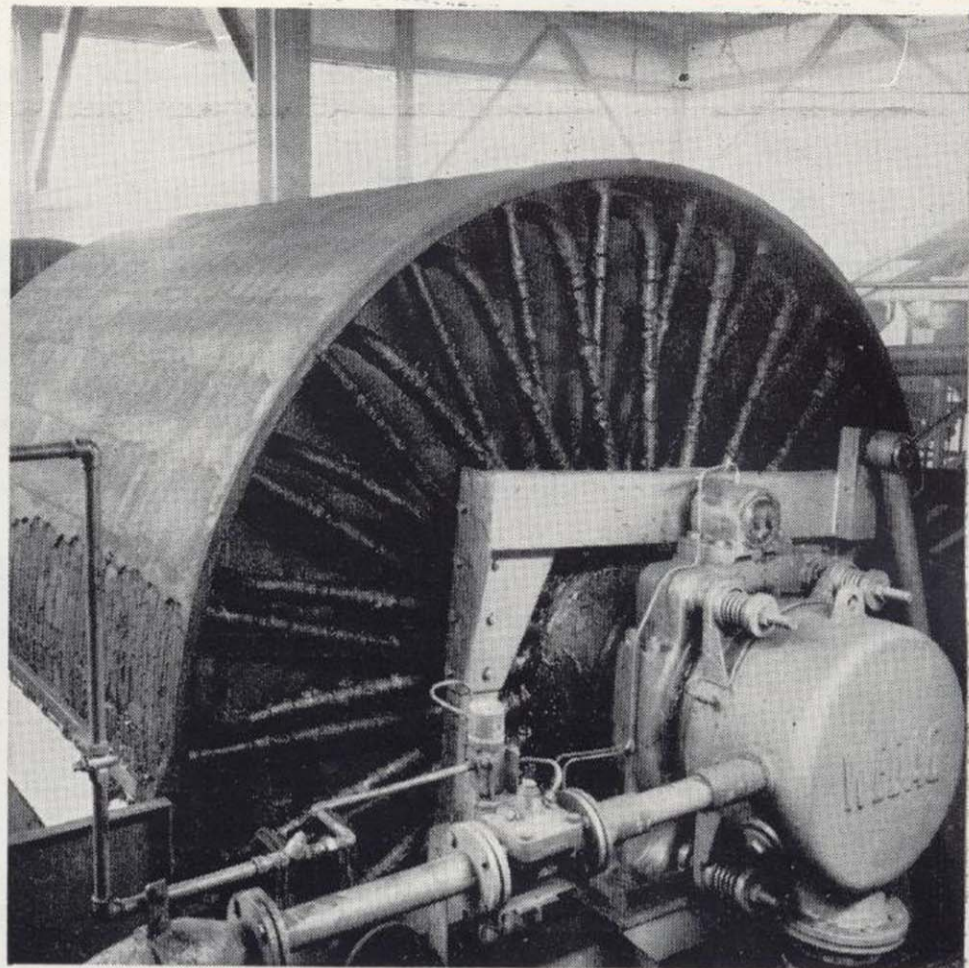
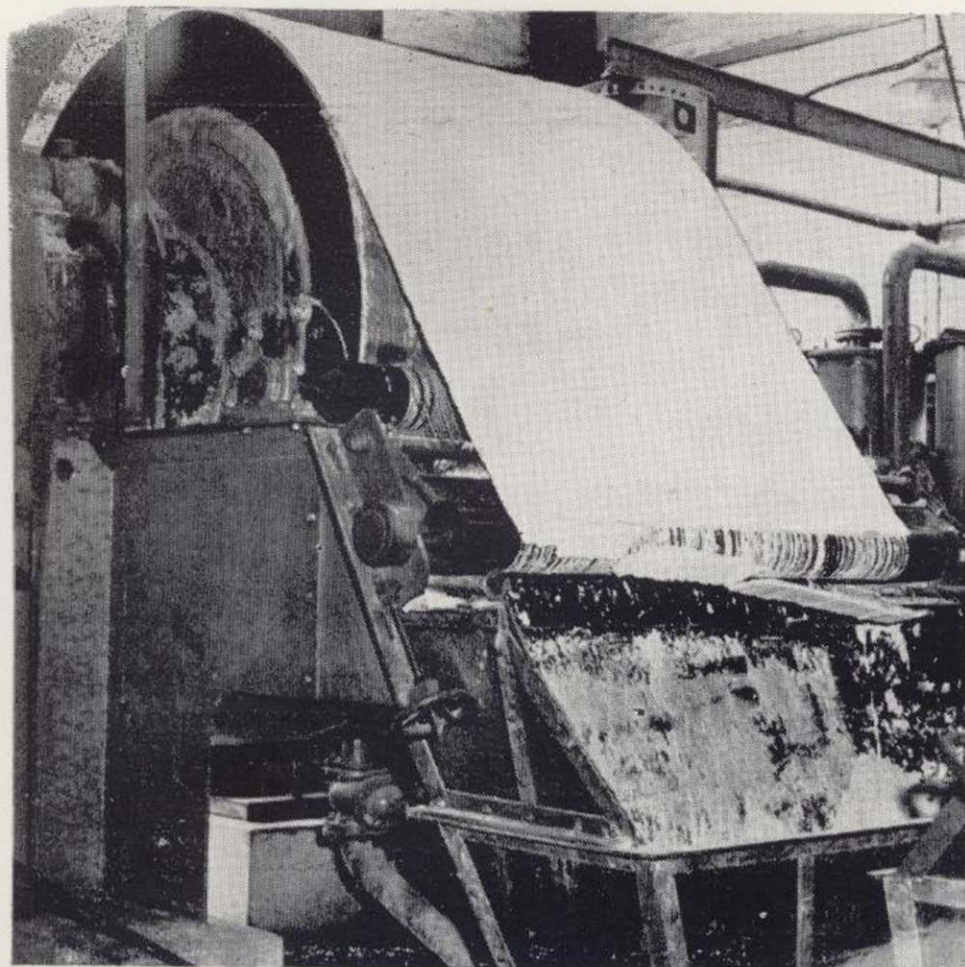
Servicio de Alumbramiento y Captación de Agua. - Prospección de agua del subsuelo, perforación de pozos e instalaciones de bombas.

Perforación de Producción. - Perforación de orificios para barrenos en minas y canteras.

Servicios a la Industria de la Construcción. - Estudios sísmicos, perforación de investigación, cimentación, consolidación del subsuelo y estabilización. También muchos otros servicios como muestras del suelo, tamizado de rocas, cortes y aserrado de materiales de construcción, etc.

Desde la investigación hasta la valoración, TERRATEST, S. A., cubre todo el suelo.

TERRATEST, S.A. Avda. José Antonio, 70 - Teléfono 248 68 00 - Madrid - 13



FILTROS DE VACIO

Resuelven todos los problemas de deshidratación que puedan plantearse en la Industria Química. Filtros de tambor de construcción standard y especial; removedor; descarga por cilindros y por hilos, fabricados en diversos materiales tales como hierro, aleación de acero, hierro ebonita, madera, materias plásticas, etc.

Para filtraciones muy limpias fabricamos tambores-filtradores de tipo precoat. Filtros planos y filtros interiores para casos especiales, p. e. Schlamms de granos gruesos y de peso específico elevado, que no pueden ser aspirados por los filtros del tambor.

Filtros de discos de construcción normal llegando hasta 200 m². de superficie filtrante. Filtros pequeños y tipos para laboratorio y estación de ensayo — diferentes modelos y tamaños fabricados en diversos materiales. Bombas de aire, de anillo líquido para producir el vacío necesario, que han sido probadas y adoptadas en diversas instalaciones, obteniendo caudales de 15 a 4.000 m³./h.

WEDAG

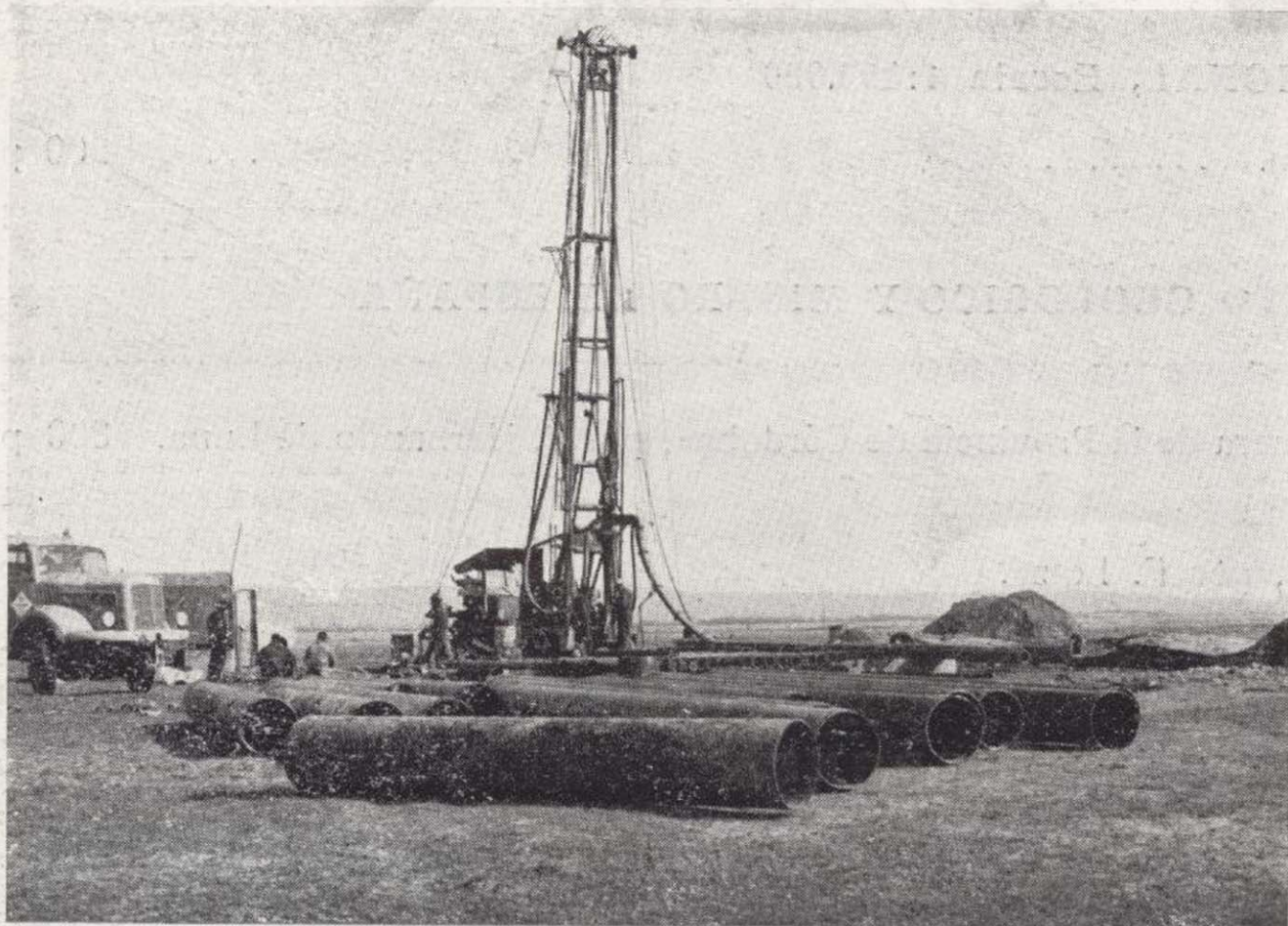
WEDAG ESPAÑOLA, S.A. - MADRID

Guzman el Bueno, 2-2° · Tel.: 2414401, 2484601

¡COMO CONSEGUIR AGUA CON PROVECHO!

USTED PROPONE EL SITIO Y...

C. G. S. HACE EL RESTO



C. G. S.

LA COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS CUENTA
CON EQUIPOS DE PERFORACION DE CIRCULA-
CION DIRECTA, INVERSA Y PERCUSION QUE LE
PERMITE ADOPTAR LA TECNICA MAS APROPIA-
DA EN CADA CASO PARA OBTENER EL MAXIMO
CAUDAL EXISTENTE

CONSULTENOS SIN COMPROMISO,

NUESTRO DEPARTAMENTO TECNICO ESTA A SU SERVICIO

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

PORTAL DE CASTILLA, 66
Teléfono 22 36 04
VITORIA

PADRE XIFRE, 5
Teléfono 415 60 66
MADRID

LABORATORIOS DEL INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Espectrometría de lectura directa.

Espectrometría de absorción atómica.

Espectrografía mediante placas fotograficas.

Análisis por fluorescencia y difracción de Rayos X.

Análisis de Radiactividad de aguas y minerales.

Análisis Químicos.

Microsonda Electrónica.

Metalogenia.

Petrología.

Preparación Mecánica de Minerales.

Mineralogía.

Macro y Micropaléntología.

Geotecnia.

DEPARTAMENTO DE LABORATORIOS IGME

RIOS ROSAS, 23

TELÉF. 254 22 00

MADRID-3



ALLIS-CHALMERS

- TRITURACION Y MOLIENDA.
- AGLOMERACION.
- CLASIFICACION.
- HORNOS, SECADORES ENFRIADORES.
- BOMBAS, COMPRESORES VALVULAS.

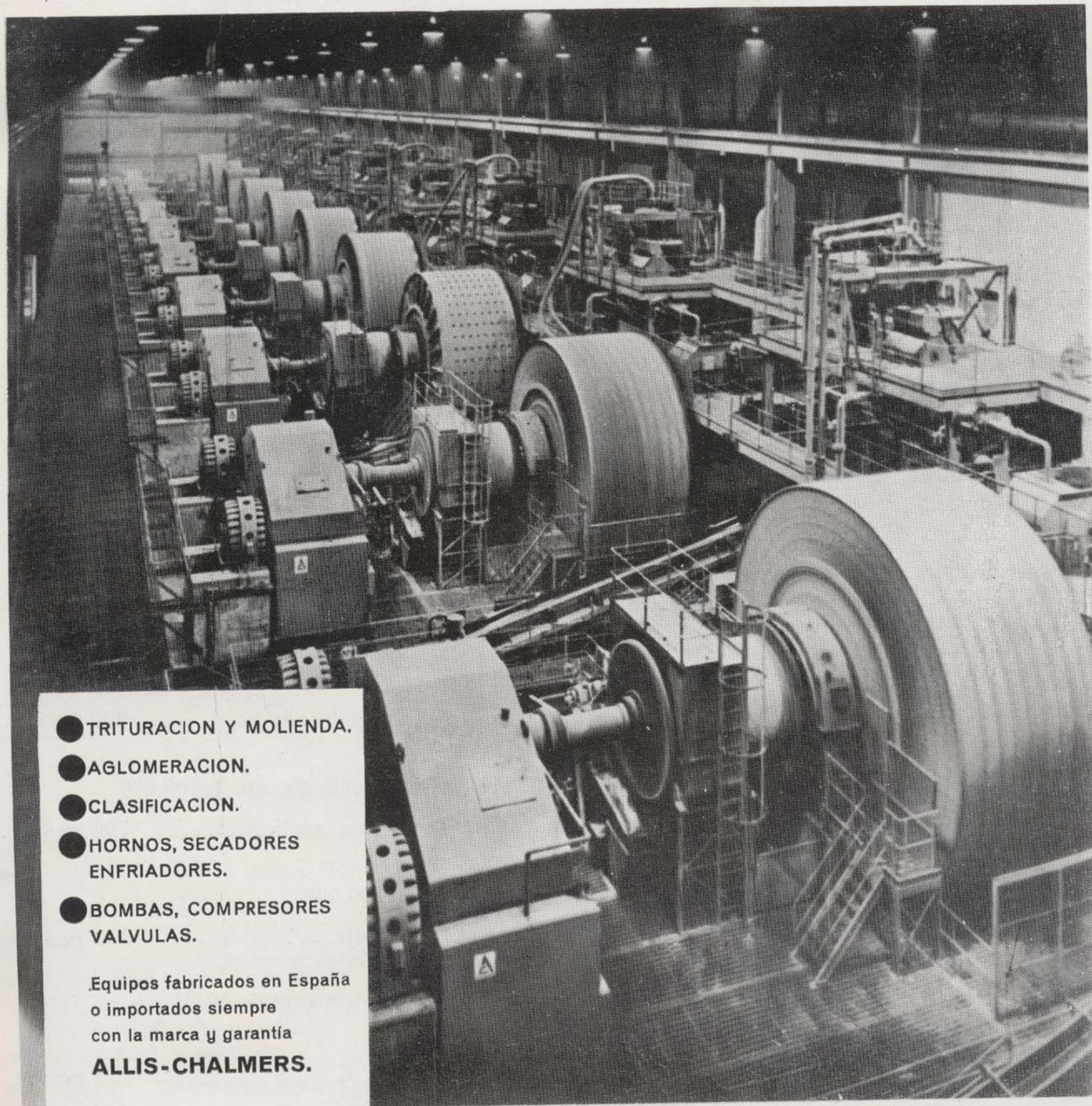
Equipos fabricados en España
o importados siempre
con la marca y garantía
ALLIS-CHALMERS.

A-C IBERIA, S.A.

Av. Generalísimo, 35
Tnos. 270 63 03 - 279 69 43
Madrid-16



ALLIS-CHALMERS



- TRITURACION Y MOLIENDA.
- AGLOMERACION.
- CLASIFICACION.
- HORNOS, SECADORES ENFRIADORES.
- BOMBAS, COMPRESORES VALVULAS.

Equipos fabricados en España
o importados siempre
con la marca y garantía
ALLIS-CHALMERS.

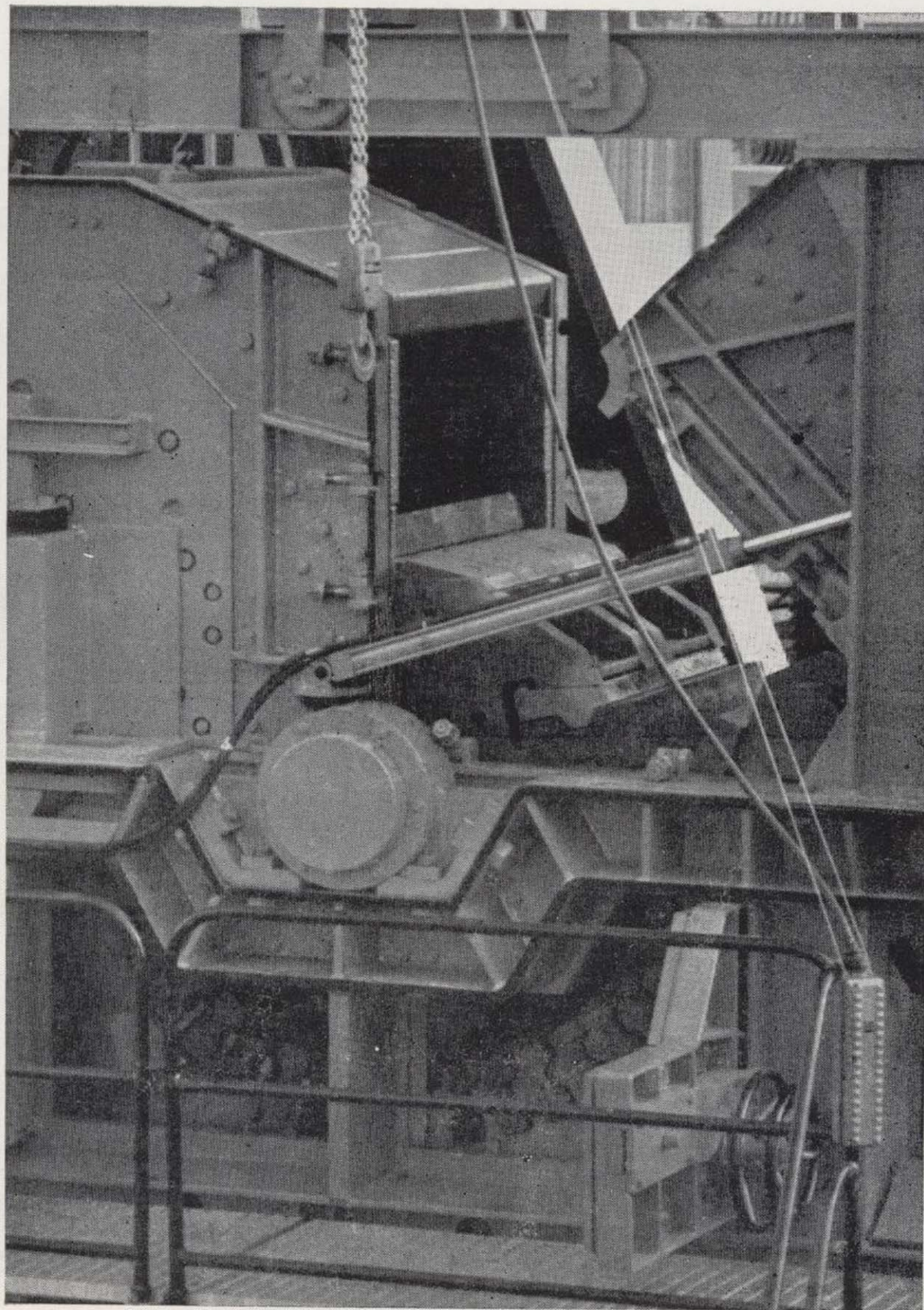
A-C IBERIA, S.A.

Av. Generalísimo, 35
Tnos. 270 63 03 - 279 69 43
Madrid-16

Machacadora - Trituradora de impactos

WAGENER tipo SBM, PMM 12 / 10 / 4

capacidad 200 Tm / h



SINDUCOR, S. A. Cea Bermúdez, 66 1.º A MADRID - 3 Teléfono 449 27 00

Representantes exclusivos para España de ALPINE, EICKHOFF y WAGENER

LA EMPRESA
DE HOY
PARA LA VIDA
DEL FUTURO



Vegarada

● PERFORACIONES ● RIEGO POR ASPERSION ● TRANSFORMACION DE FINCAS
DOMICILIO SOCIAL: GUZMAN EL BUENO, 121 "PARQUE DE LAS NACIONES" - MADRID - TEL. 253 42 00

TOMO LXXXII

Fascículo III-IV

MAYO-JUNIO y
JULIO-AGOSTO, 1971

boletín geológico y minero

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

SUMARIO

	PÁGINAS
Estudio de minerales y rocas	
✓ I. C. GARCÍA DE FIGUEROLA, L. G. CORRETGE y O. SUÁREZ: Estudio petrológico de la formación plutónica de Zarza la Mayor (Provincia de Cáceres)	1
Geología	
✓ J. R. PARGA: Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico	18
✓ L. J. G. SCHERMERHORN: An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt	23
✓ M. GUTIÉRREZ ELORZA, J. L. HERNÁNDEZ ENRILE y R. VEGAS: Los grandes rasgos geológicos del Sur de la provincia de Badajoz y Norte de la de Huelva	53
A. BARROS e CARVALHOSA e A. M. GALOPIM DE CARVALHO: Breve apontamento sobre a geología da região de Moura	58
✓ M. DELGADO-QUESADA: Esquema Geológico de la Hoja núm. 878 de Azuaga (Badajoz)	61
L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA y J. R. PARGA: Características fundamentales de los «sierros» de la provincia de Salamanca	71
F. GONÇALVES e A. V. T. PINTO COELHO: Nota prévia sobre o provável caracteres subvulcánico do maciço granítico de Santa Eulália (Alto Alentejo)	75
✓ S. CADAVID CAMIÑA y M. GUTIÉRREZ ELORZA: El Precámbrico de Puebla del Maestre (Badajoz)	83
✓ L. J. G. SCHERMERHORN: Pyritite emplacement by gravity flow	88
M. FEIO e A. RIBEIRO: Tectónica do Carbónico marinho da região da Carrapateira (SW de Portugal)	93
✓ J. R. PARGA y C. LUQUE: Las series del Cámbrico inferior y Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica	94
✓ R. CABANAS: Observaciones sobre el Cámbrico de la provincia de Córdoba	105
✓ J.-PIERRE BARD: Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes «orthotectoniques»	108
C. TEIXEIRA, M. H. CANILHO et J. C. LOPES: Le gran Dike doléritique de l'Alentejo	130
✓ R. VEGAS: Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N. de la provincia de Cáceres (Extremadura española)	135
✓ J. L. HERNÁNDEZ ENRILE: Las rocas porfíroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del Anticlinorio Olivenza-Monesterio (Badajoz)	143
Información	
I Reunión sobre Geología del SW de la Península Ibérica, 1970.—Noticias.—Estadística y Economía.—Información legislativa.—Notas bibliográficas	155

DIRECCION, REDACCION
Y ADMINISTRACION

Departamento de Publicaciones
del IGME

os Rosas, n.º 23 - Madrid - 3

Editado por el

Instituto Geológico y Minero de España

MADRID

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

Los derechos de propiedad de los trabajos
publicados en esta obra fueron cedidos por
los autores al Instituto Geológico y Minero de
España.

Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE LA PORTADA

Gneis facies «olla de sapo» de Valencia de las Torres (Badajoz).

Foto: J. L. Hernández Enrile

Depósito Legal M. 8.279.-1958

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

Estudio petrológico de la formación plutónica de Zarza la Mayor (Provincia de Cáceres)

por L. C. GARCIA DE FIGUEROLA (*), L. G. CORRETGE (*) y O. SUAREZ (**),

RESUMEN

El estudio del batolito de Zarza la Mayor, situado en la parte nor-occidental de la provincia de Cáceres, ha puesto de manifiesto la presencia de tres tipos de rocas graníticas: granitos moscovíticos de grano grueso, cuarzo-diorita biotítica y granitos aplíticos de moscovita \pm biotita.

Secuencialmente, el granito moscovítico es el más antiguo y está tectonizado. Los granitos aplíticos se han originado por diferenciación cupuliforme a partir de la cuarzodiorita mediante difusión de volátiles. Finalmente, se interpreta la tectónica de este stock y se discuten los posibles mecanismos de emplazamiento.

SUMMARY

The study of the small batholith of Zarza la Mayor, almost unknown previously and located in the northwestern part of the Cáceres province (Spain), has shown the presence of three different granite types. These are coarse-grained moscovite granite, biotite quartz-diorite and aplitic muscovite granites plus or minus biotite.

The coarse-grained granite is the oldest one and has undergone strong deformation. The aplite granites have originated through a dome-like differentiation of the quartzdiorite due to diffusion of the volatile components. The tectonics of these granite stock and its interpretation is also discussed in the paper.

La cartografía y los trabajos de campo, se han realizado en su mayor parte mediante un campamento establecido en las inmediaciones de Ceclavín, en la primavera de 1968.

Con anterioridad ya habíamos efectuado algunas excursiones por la zona, y posteriormente uno de nosotros (L. G. Corretgé) volvió a continuar el trabajo al mismo tiempo que estudiaba otras áreas hacia el Sur. Los trabajos de laboratorio se han realizado en este departamento como parte de un amplio programa sobre las rocas plutónicas de la provincia de Cáceres y Salamanca.

Las formaciones que estudiamos aquí, aparecen como una mancha plutónica que en superficie constituye un solo afloramiento desligado en superficie de cualquier otro afloramiento. En su totali-

dad corresponden a los términos municipales de Zarza la Mayor y Ceclavín, en la parte española, a la que hay que añadir el extremo NW., que se adentra en Portugal, en el pueblo de Salvatierra de Extremo. Como la mayor parte se encuentra en el primer término citado, y el propio pueblo se asienta en estas formaciones, le denominamos formación plutónica en Zarza la Mayor, respetando así el nombre empleado por Lucas Mallada cuando habla del «manchón granítico de Zarza la Mayor» (pp. 44 y sig.).

En el mapa general de la provincia que incluye este autor en su obra, aparece dicho manchón alargado en dirección NW.-SE. y separado de la gran formación de Piedras Albas-Cáceres por una estrecha banda de pizarras. En su lámina dos nos presenta una cartografía, así como el correspondiente corte de parte de la formación con algunos de sus límites por el Sur y Este. Como su trabajo estaba encaminado fundamentalmente al estudio de las fosforitas sólo se preocupó del área donde es-

(*) Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca.

(**) Departamento de Petrología de la Universidad de Oviedo.

taban los diques de cuarzo con este mineral y que son fundamentalmente las situadas entre ambos pueblos. Los límites que señala son muy aceptables, así como la situación de los diques de cuarzo. Sobre todo si tenemos en cuenta que no existía en aquel entonces ningún tipo de cartografía que le sirviera de base. El auxiliar facultativo don Isidro Manuel Pato se la preparó sobre la marcha.

Posteriormente, a este trabajo de Egozcue y Mallada no conocemos ningún otro sobre la cuestión. Thadeu (1951), pp. 45 y 128-129, en su estudio sobre los yacimientos de plomo zinc de Beira, Baixa describe el granito de Salvatierra de Extremo (que cuando más, tiene dos kilómetros de anchura), como un granito moscovítico de grano medio a grueso con oligoclasa y algo de albita, así como con turmalina.

La superficie total que ocupa la formación es de unos 100 km², y es un poco alargada de SE. a NW. (12,5 × 8 km.), lo que le da un cierto aire de concordancia con las direcciones hercínicas al igual que la mayoría de los plutones del W. de Extremadura. Su borde NE. es bastante paralelo al magnífico sinclinal del Boquerón, que desde la fractura de Plasencia (García de Figuerola, 1963), a la altura del Arco, se puede seguir hasta la frontera portuguesa en el castillo de Las Moreras durante más de 40 kilómetros. Pertenece al sistema de alineaciones cuarcíticas que con dirección NW. dividen la parte occidental de la provincia de Cáceres en compartimentos relativamente iguales y son citadas desde antiguo e indicadas en todos los mapas.

En gran parte de estas corridas se puede observar su claro carácter sinclinal. Algunas, incluso llegan a albergar en su eje formaciones devónicas o carboníferas. Es muy probable aparezcan también, en el yaciente de las cuarcitas, consideradas como ordovícicas, estratos inferiores y concordantes con la estructura. En los amplios espacios que quedan entre estas alineaciones se encuentran las rocas plutónicas formando conjuntos alargados en el mismo sentido. Basta ver un mapa de la región para darse cuenta de este hecho. Se deduce entonces que el emplazamiento de las grandes masas plutónicas aquí ha sido condicionado de algún modo por la tectónica hercínica. Pero los problemas inherentes al fenómeno quedan por estudiar, así como todos los concernientes a la petrología de las mismas. Este es uno de los motivos por lo que hemos establecido un programa para su estudio.

El sinclinal del Boquerón se encuentra en parte fosilizado por un terciario detrítico, pero en las proximidades de Ceclavín y Zarza las cuarcitas que lo integran hacia la base constituyen los únicos resaltes importantes. Son las llamadas sierras de la Solana y de la Garrapata.

Las rocas cristalinas de Zarza quedan hacia el SW. en la llanura débilmente ondulada y que seguramente pertenece a la gran penillanura Cacaña de los 350-400 metros bien desarrollada al Sur del Tajo. Sin embargo, aquí encontramos una cierta tendencia a cotas culminantes algo más bajas. Esto corrobora la idea sobre la existencia de depresiones alargadas en sentido ortogonal a la dirección hercínica. La presencia de pequeños retazos terciarios en la zona cartografiada, así como en Portugal desde Villa del Rodao y los de Moraleja Coria en España son sin duda los datos más claros en que se apoya dicha idea. Como dos de estos retazos terciarios se encuentran sobre los 390 metros y están aproximadamente a 100 metros sobre la superficie de la formación plutónica nos parece evidente que toda o cuando menos gran parte de ella debió estar cubierta por el terciario y exhumada luego por la red actual.

Los dos ríos más importantes son el Eljas (o Erjas) y el Alagón. Ambos cortan las rocas plutónicas y se encaja 100 a 120 metros en estrechos valles. El Eljas lo hace de una forma espectacular en el castillo de Peñafiel, contrastando con el valle abierto labrado aguas arriba en las pizarras. También por el sur, una vez atravesado el granito vuelve a tener de nuevo pendientes suaves. Sin embargo, pasado el puente internacional de Piedras Albas lo encontramos nuevamente encajado en las propias pizarras. En el Alagón no existe en esta zona diferencia en cuanto al valle labrado en las rocas plutónicas o en las pizarras. Todo ello parece indicar la existencia de una superficie deprimida hacia la cuenca del Eljas y fosilizada por el terciario. En ella la parte meridional de la formación plutónica vendría a formar como una divisoria de aguas. Aún hoy es aquí donde encontramos las cotas de mayor altitud, mientras que hacia el norte nos queda una llanura, en la que las corrientes de agua se notan imprecisas e incluso dan lugar a pequeñas lagunas en la zona de La Lagunilla. Parte del valle del Alagón hasta la cota 220 aproximadamente, quedará pronto cubierto por las aguas que embalsará el salto de Alcántara. Con ello se perderán algunos afloramientos muy interesantes de rocas básicas.

Las formaciones plutónicas se encuentran encajadas en las pizarras pelíticas y grauwackas que constituyen el sustratum de toda la región. Con una marcada pizarrosidad de NW-SE. y buzamientos verticales aparecen concordantes en este sentido con el sinclinal del Baquerón. Presentan una coloración ocre rojiza o gris rojiza muy constante, pero es probable que en profundidad sean en general de tono gris acero similarmente a lo que acontece en la zona de Alcántara, donde contienen bastante cantidad de piritita

laminar entre los planos de pizarrosidad. Quizás el color rojizo que presentan en su superficie se deba a la limonitación de este mineral. Son las pizarras consideradas como «complejo xisto-grauwackico» por los autores portugueses y como del Cámbrico, Ordoviciense y Silúrico por diversos autores españoles, según indica uno de nosotros en un trabajo anterior (García de Figuerola 1965, páginas 134 y 136). En ese mismo trabajo el autor se inclina por considerar como precámbricas (página 141), lo que no significa que los tres firmanes ahora demos la cuestión por zanjada de forma definitiva.

La textura y composición mineralógica de estas pizarras es muy similar entre sí, lo que nos impide establecer una dirección de estratificación. Solamente hacia el Norte, y como a dos kilómetros del contacto, la carretera de Moraleja a Zarza corta una roca que a simple vista da la impresión de un conglomerado. Tiene una D. de N. 50-60 W. y buza al NE. en el estudio microscópico aparece sumamente alterada, pero permite reconocer unos antiguos cristales grandes, euhedrales o anhedrales de feldespatos, probablemente de plagioclasas, que son los que dan el aspecto de granos detríticos del supuesto conglomerados.

Están sustituidos por agregados de arcillas (caolinita), calcita y en algunos casos de cuarzo. En todos se observan cristales euhedrales de zoisita. La disposición de la zoisita es frecuentemente hacia los bordes de los cristales antiguos, dominando hacia el centro los minerales arcillosos que a veces permiten reconocer un cruceo de exfoliación primitivo. Hay algunos casos en que de forma más externa a los cristales de zoisita hay una neoformación de plagioclasas muy pequeña a modo de una fina corona. En otros casos no existen las plagioclasas nuevas y la zoisita aparece mezclada con los minerales arcillosos, junto con otros de tipo fibroso que se ha identificado como stilbita. Los viejos fenocristales están rodeados por un conjunto igualmente secundario constituido fundamentalmente por clorita, zoisita, epidota, calcita, cuarzo, leucóxeno y apatito. Debían ser minerales félicos por lo que la roca debió tener una composición básica de gruesos elementos y con piroxenos titaníferos.

La presencia de diabasas en estas pizarras del complejo basal es frecuente y forman bandas con bastante riqueza de ellas con dirección NW.-SE. Incluso dentro de las rocas plutónicas que estudiamos aquí, se presentan con alguna frecuencia como citaron ya Egozcue y Mallada (1876). Pero de todo el material que tenemos sobre tales rocas básicas no encontramos ninguna característica común con ésta. Ni por el tamaño del grano ni por el grado de alteración y los minerales secundarios que origina.

Podría quizás interpretarse como una diabasa similar a las otras que ha sufrido un fuerte proceso de alteración por la intrusión plutónica o bien por la génesis de los yacimientos de fosforitas. Pero acabamos de decir que dentro de las rocas plutónicas también se encuentran diabasas, digamos normales, que incluso entran en contacto con los filones de cuarzo y fosforitas. Más bien tenemos la impresión de que se trata de una roca básica y porfiroide más antigua que las otras diabasas sometida al proceso de metamorfismo regional. Falta por aclarar si se trata de una intrusión a través de los sedimentos pelíticos o bien es simultánea con su deposición. De cualquier modo y supuesta anterior al metamorfismo regional se puede afinar un poco mejor el tipo de facies regionales a que pertenece este débil metamorfismo, ya que el resto de las pizarras por ser de carácter pelítico pobre en calcio no da mucho juego.

Con el conjunto fundamental de Clorita-zoisita-caolinita (albita ?)-calcita-(leucóxeno-cuarzo) podemos incluirlas dentro de los exquistos verdes, subfacies B-1 (Cuarzo-albita-Moscovita - clorita), que supone una temperatura inferior a los 400° aproximadamente, ya que a otra más alta pasaría a presentar conjuntos a base de biotita, pirofilita, feldespato potásico..., según Winkler (1967), páginas 154 y siguientes. Estas subfacies corresponden a la zona de la clorita.

Sobre este débil metamorfismo regional se ha desarrollado el de contacto que tampoco origina conjuntos de gran temperatura. Es el signo de buena parte del centro Oeste de la Península, donde las verdaderas corneanas y similares suelen faltar.

Del metamorfismo regional se pasa a las rocas plutónicas a través de pizarras mosqueadas y nodulosas no muy desarrolladas. Aquí en torno a las formaciones plutónicas de Zarza sólo encontramos corneanas de grado medio en las cercanías de Ceclavín, entre el cementerio y el kilómetro 9 de la carretera de Zarza a Ceclavín. En el resto de la aureola, y aunque las observaciones son difíciles, no aparecen más que pizarras mosqueadas y algo nodulosas. También al NW., en el entrante metamórfico que atraviesa el camino de Zarza al castillo de Peñafiel se encuentran unas corneanas de pequeña extensión y es probable que por algún otro punto ocurra lo mismo y no sean visibles en la tierra de labor.

El desarrollo de la aureola representan unos 0,5 a 1,5 kilómetros en el borde septentrional y crece algo hacia el SE. Por el flanco sur su potencia no puede determinarse, ya que se encuentra próxima la gran masa granítica de Cuesta Araya. Por otra parte, es muy probable que aquí exista un contacto anormal de falla con plano buzando al NE., siguiendo a media ladera entre el escarpe de

Paloma y el Canchal de las Monjas por lo menos.

La corneana del cementerio de Ceclavín tiene una composición interesante. Está constituida fundamentalmente por anfíbol y plagioclasas que se dispone sin ninguna ordenación. El primero es en mayor parte hornblenda verde muy anhedra. Frecuentemente aparece con bordes desflecados que pasan a formas algo asbestiformes y de éstas a agujas sueltas. También aparece el anfíbol en formas aciculares, a veces radiadas, dentro de las plagioclasas. Quizás además de la hornblenda haya también actinolita, pero no se puede determinar bien sus caracteres ópticos. Como simultáneamente aparecen plagioclasas dentro de las láminas grandes del anfíbol, deducimos que hay dos generaciones o bien de este mineral, o bien de las plagioclasas. Junto a esos dos componentes dominantes encontramos clorita, cuarzo, un opaco, probablemente ilmenita, apatito y zoisita. El cuarzo y el apatito suelen ir asociados en algunas partes de las preparaciones.

No cabe duda de que esta roca se debe considerar dentro de las facies de las corneanas hornbléndicas, y siguiendo a Winkler p. 59, su temperatura estaría comprendida entre 515° y 560°, según las presiones a que se produzca el fenómeno y a las que le asigna valores de 1.000 a 2.000 bars. Tomemos la temperatura más elevada de las dos 560°, y al mismo tiempo tomemos también la más alta indicada por el mismo autor para los magmas de composición granítica 800°. Según las investigaciones de Jaeger (1958), se admite que inmediatamente al contacto la temperatura alcanzada por las rocas encajantes es equivalente al 60% por 100 de la temperatura de la intrusión, a la que hay que añadir la temperatura «remanente» de campo (TC). Es

$$\text{decir, tendríamos: } 560^\circ = 800^\circ \times \frac{60}{100} + T_c$$

de la que se obtiene un valor T_c de 80° C.

Representa una profundidad de intrusión inferior a los dos kilómetros. Muy poca profundidad al igual que debe ocurrir en otras zonas del W. extremo.

Por las curvas de Winkler, pág. 63 y para profundidades de 1,2 kilómetro, puede verse porqué el desarrollo de las corneanas hornbléndicas es pequeño para estas intrusiones. En el texto indica dicho autor que las corneanas piroxénicas rara vez aparecen en torno a las masas ácidas. Si la potencia máxima de la aureola es de 2 kilómetros como hemos dicho, representa 2/10 del diámetro de la intrusión. En dicho esquema podemos ver que la temperatura de 400° a que se origina la facies más inferior del metamorfismo de contacto, corta a la curva A aproximadamente a esa distancia de 2/10 del diámetro de la intrusión. Por el contrario, esa misma abscisa de temperaturas cor-

ta a la B (de profundidades 5-6 km) a una distancia de 4/10 de diámetro de la intrusión.

Es decir, la aureola llegaría a alcanzar 3,5 kilómetros.

Resumiendo podemos decir que la intrusión se realizó en un metamorfismo de bajo grado, y a una profundidad inferior a los 2 kilómetros.

LOS DIQUES BÁSICOS

La formación plutónica está atravesada por numerosos diques de rocas básicas. Son los considerados por Egozcue y Mallada (1876), como dioritas.

Incluso señalan dos en su mapa en las inmediaciones de los filones de cuarzo y fosforita de San Ignacio-La Seguridad y La Fortuna-La Amistad. En el texto aún citan otros casos en que aparecen dichas rocas en las labores mineras, y que suponen (pp. 167), que la «erupción diorítica» es posterior a los filones de cuarzo con fosforita, ya que según parece los desplazan.

Estas rocas no son desde luego dioritas. Se trata de diabasas muy frecuentes en el Oeste extremo. Por lo que conocemos hasta el momento aparecen muy repetidamente en algunas zonas de forma que existen bandas con diques paralelos entre sí. Hacia el norte podemos citar el haz de Campo Valverde con dirección NW., aunque no exactamente concordante con la pizarrosidad (García de Figuerola, 1966, pp. 65-66). Su tierra de alteración debió de ser explotada quizás como mena de hierro. Hacia el sur aparece otro campo de diques básicos entre Alcántara y Membrio, con Dirección E.-W. que tienden a curvarse luego hacia el NW. cerca de la frontera. El significado de estos haces de diques nos es por el momento desconocido, pero creemos que uno de ellos, situado entre los dos citados antes, afecta a parte de las rocas plutónicas de Zarza.

En espera de mayor número de datos los suponemos más jóvenes que el dique o la formación que corta la carretera de Moraleja a Zarza, que ya comentamos antes, y que aparece afectada por fenómenos de metamorfismo regional, mientras que el resto no lo está aunque presente fuertes procesos de alteraciones. El carácter porfídico de aquél, que le hace parecer un conglomerado es otro signo distintivo.

Las más jóvenes, aquí en la región de Zarza se encuentra encajada, tanto en las pizarras como en las formaciones graníticas. Son en general de potencia pequeña, algunos metros cuando más, y tienen una dirección algo variable. En la parte occidental del mismo pueblo ya aparece uno de 40 centímetros de potencia con D de 30 NW. Siguiendo hacia la frontera hay otra serie de ellos aún de menor po-

tencia la misma D y con buzamiento de 69° al NE. Donde mejor se pueden observar es en el curso del Alagón. Se los ve fuertemente afectados por la tectónica. Seguramente en la parte alta de la penillanura existen igualmente en abundancia, pero no son visibles, excepto en algunos casos que adquieren mayor potencia.

Al microscopio presentan algunas diferencias fundamentalmente en cuanto a textura y procesos de alteración. El grano de los ejemplares estudiados es siempre fino. Pero dentro de este carácter general aparecen distintos grados. Casi siempre hay tendencia porfídica con pasta fina y fenocristales fémicos euhedrales o subhedrales. Frecuentemente recuerdan las texturas de las lavas basálticas. En otros casos la matriz se hace de mayor tamaño con disposición dolerítica como ocurre en el dique de los Corrales en la parte norte del batoli-

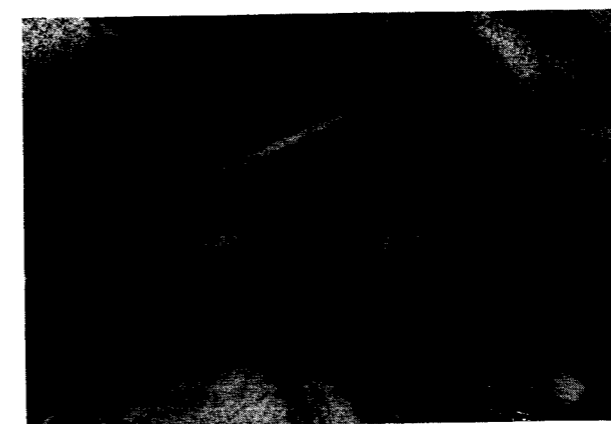


Fig. 1.—Dique de diabasa encajado en la cuarzodiorita biotítica de Zarza la Mayor.

to. Las muestras más frescas se han localizado en el lecho del río Alagón (fig. 1), como son diques de pequeña potencia no encontramos diferenciación entre los bordes y la parte central.

Normalmente la matriz está constituida por cristallitos desordenados de plagioclasas que se cruzan en todos los sentidos dejando entre ellos espacios ocupados fundamentalmente por hornblenda.

Claramente existen dos tipos de hornblenda. La una es de pleocroísmo fuerte en la escala de los tonos castaños con $Z \wedge C$ menor de 5° y birrefringencia elevada. Se considera como hornblenda basáltica. La otra es de birrefringencia menor, pleocroísmo del verde pálido, casi incoloro, al verde hierba intenso, y $Z \wedge C$ aproximadamente de 28°. Algunas veces aparece formando agregados aciculares cortos. Hay además una distinción neta entre ambas; en esta segunda, considerada como hornblenda co-

mún, aparece invariablemente gran cantidad de pequeños e irregulares granos opacos.

Los fenocristales de los fémicos rara vez se encuentran sin procesos de alteración que en la mayoría de los casos comprende todo el cristal. Sin embargo, se pueden encontrar frecuentemente restos del primitivo mineral en el interior e incluso en una muestra del curso del Alagón encontramos cristales de clinopiroxeno casi sin alteración. Estos restos del mineral primitivo presentan maclas poco visibles de tipo reloj de arena, otras según la cara (001) (?). En dos o tres casos tienen extinción ondulante (estructura albardillada), con $Z \wedge C$ de 37-42°, sin pleocroísmo y ángulo de 2 V grande y positivo. Cuando los restos son visibles, el proceso de alteración da hacia los bordes hornblenda verde similar a la que se encuentra en la pasta e incluso con las inclusiones opacas. El íntimo contacto entre la augita y la hornblenda no se observa casi nunca, pues se realiza a través de una zona de color castaño constituida por fibras muy finas y desordenadas. Muchas veces todo el cristal está constituido por el anfíbol o bien conserva en su interior algo de esa zona fibrosa. De esta manera encontramos casi todos los pasos de transformación del piroxeno en el anfíbol.

Coincidiendo con este proceso de transformación frecuentemente en la misma preparación, se encuentra con mucha abundancia agregados actinolíticos que en su conjunto adquieren la forma de fenocristal similar a los de augita. Pueden incluso presentar los límites rectilíneos de los antiguos fenocristales. Dentro de ellos no hemos encontrado nunca restos claros de piroxeno; hay opacos y también a veces calcita. La calcita puede llegar a ocupar todo el espacio del fenocristal, dejando exclusivamente hacia los bordes el anfíbol.

Vemos así que hay dos procesos diferentes de transformación: el uno de augita a hornblenda verde no terminado y otro de un antiguo piroxeno a actinolita-tremolita.

Podemos suponer que se trata de dos piroxenos originales diferentes y también que era uno sólo que en parte se alteró a anfíbol verde (uralitización) en un proceso aun magmático, y que esta hornblenda protegió a los restos de los piroxenos de una transformación posterior del piroxeno a actinolita. Esta actuó, sin embargo, en los piroxenos que no presentaban el proceso de uralitización. Cualquiera de las dos hipótesis puede ser factible. Pero dada la diferencia fundamental entre actinolita y hornblenda respecto a la presencia de aluminio en su composición quizás parezca más oportuno considerar que los fenocristales que han pasado a tremolita-actinota fueran de un piroxeno no aluminico, tal como la pigeonita por ejemplo.

En estas rocas es muy frecuente la presencia de

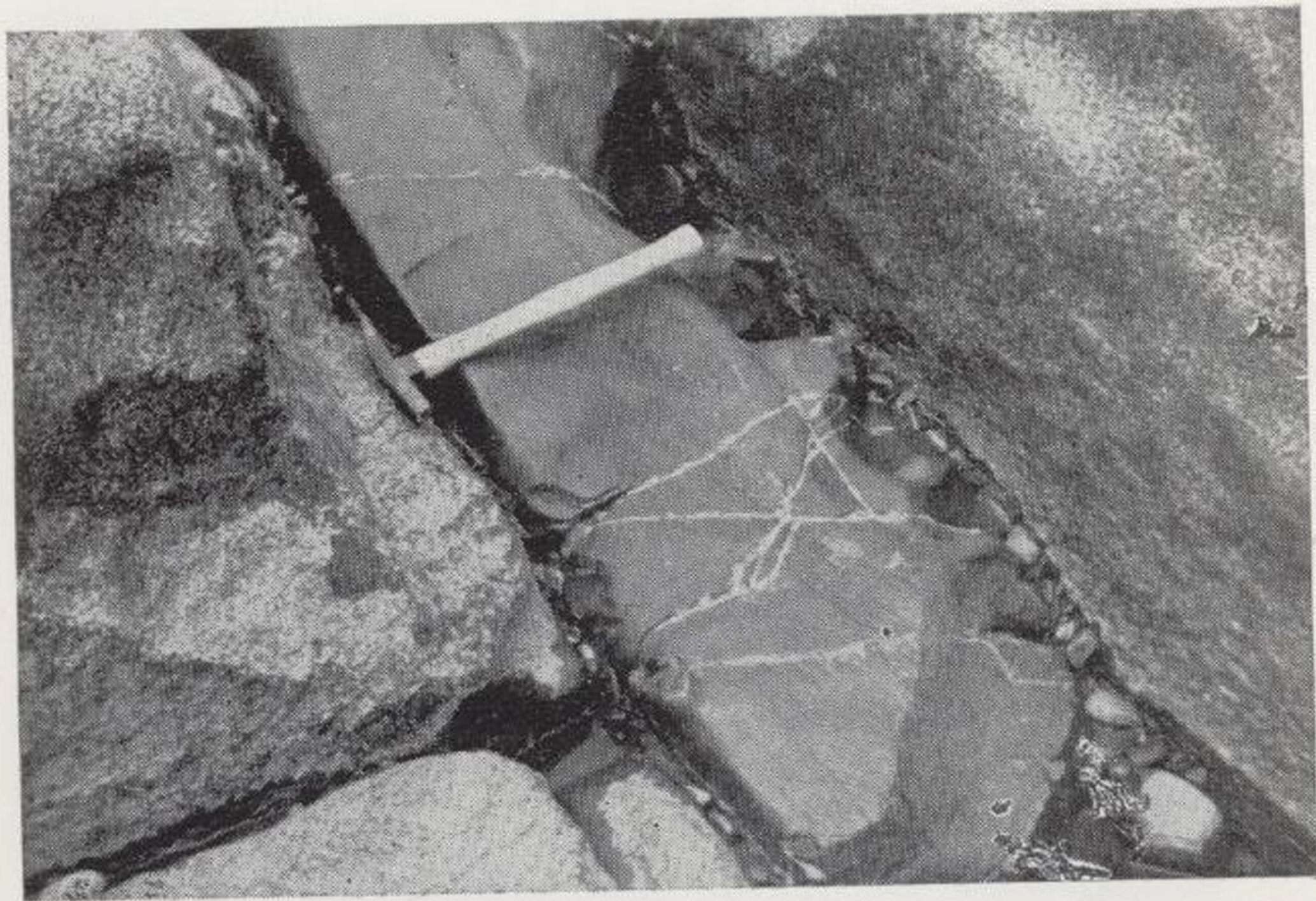


Fig. 1.—Dique de diabasa encajado en la cuarzodiorita biotítica de Zarza la Mayor.

ilmenita en barras y cristales en forma de hojas de helechos, que se encuentran pasando a leucoxeno. También aparecen bastantes cristales de apatito, así como de cuarzo. Este último mineral lo encontramos en algunos casos intercalado y en otros asociado a la calcita que sustituye a los cristales de piroxeno. En algunas preparaciones aparecen pequeños granos de circón dentro de los anfíboles formando una débil aureola pleocroica.

Hay preparaciones en que la clorita pennina es muy abundante y asociada a cuarzo. Se presenta intersticialmente entre las plagioclasas de la matriz como ocurre en el dique citado antes de los Corrales y que pueden proceder de un proceso de alteración simultáneo al de las plagioclasas, ya que en estas preparaciones aparecen muy alteradas. En otras, la pennina se encuentra en filoncillos que atraviesan la roca.

Por último, diremos que algunos diques presentan una alteración serpentínica (antigorita), junto a cantidades subordinadas de clorita, óxidos de hierros, ilmenita leucoxeno, más cuarzo. En este caso no se observa textura porfídica y al parecer no hay rastros de las plagioclasas si es que existieron en la roca primitiva.

ROCAS PLUTÓNICAS

Se pueden establecer dos grupos de rocas plutónicas bien diferenciadas: Los granitos moscovíticos de grano grueso, y las cuarzo dioríticas. El límite entre ambos no es observable, pero el tránsito es siempre bastante rápido y hay lugares en los que en unas decenas de metros se pasa de uno a otro. La distinción además es realizada fácilmente en el campo por el tamaño del grano y sobre todo por las micas que poseen. Además, las cuarzo diorita tiende a una disyunción de tipo boñar. Un tercer grupo de rocas de carácter aplítico está ligada a las cuarzodioritas y hablaremos de ellas más adelante.

En el mapa que presentamos existen dos hechos curiosos. Nos referimos en la apófisis que la cuarzodiorita presenta en las inmediaciones de Ceclavín hacia el cerro Lugar y el profundo entrante de las pizarras al Oeste de Zarza. El primero, y dada su situación parece debiera de ser del granito moscovítico de grano grueso, pero es claramente de cuarzodiorita según los pocos afloramientos visibles, ya que se trata de una amplia vallonada de cultivos y prados. En su presencia quizás esté implicada una banda de artonéis que se observa a media ladera de un profundo barranco, que pasando el Alagón se puede seguir hasta las proximidades del filón de La Pepita, casi en la brusca curva que la carretera tiene en el kilómetro 8.200. Más allá no se aprecia ningún signo del mismo, aunque

no nos extrañaría que el accidente continuara paralelo al viejo camino de La Orden. Precisamente el filón de la Ceclavinaría que señalaron Egozcue y Mallada, y que nosotros no cartografiamos, sufre una fuerte inflexión más o menos por esa zona.

El profundo entrante del metamorfismo al Oeste de Zarza parece establecer el límite entre el cuarzo diorita y el granito moscovítico. Esto, sin embargo, sólo ocurre en parte, pues hay dos afloramientos de granito moscovítico al otro lado de este metamórfico y adosados a la cuarzo diorita según los hemos cartografiado. Desde luego, el contacto entre el granito moscovítico de grano grueso y el metamórfico del entrante que sigue la ladera del cerro Escoba hacia el SE. es rectilíneo y da la impresión de estar de fallado.

La cuarzodiorita

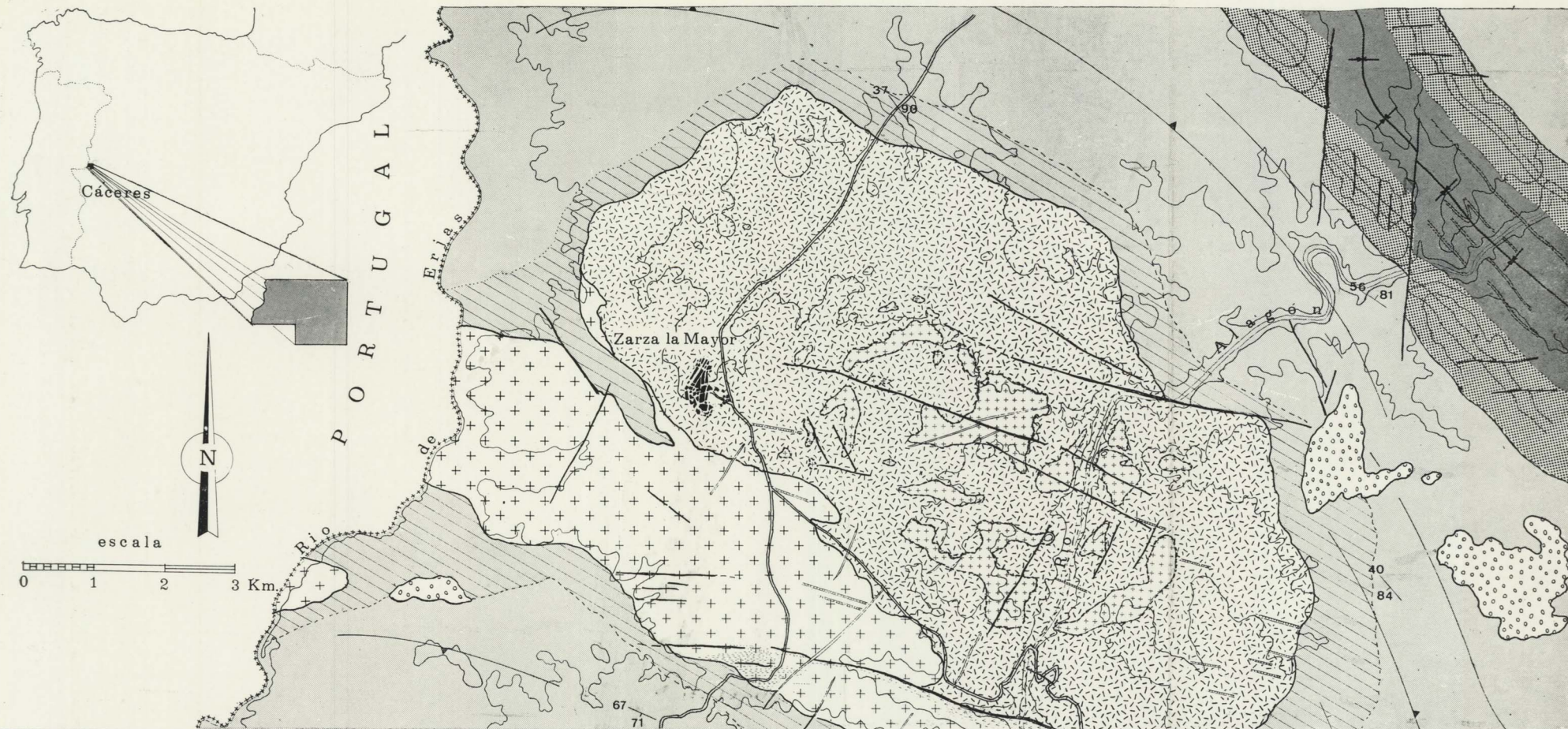
Aparece como masiva, de aspecto grisáceo azulado, muy cuarcífera y de grano medio o grueso. Textualmente se trata de una roca hipidiomórfica granular no completamente homogénea, ya que se dan acumulaciones locales de cuarzo o de biotita, observables, incluso, a escala macroscópica.



Fig. 2.—Cuarzodiorita de Zarza la Mayor. Facies de grano fino (nicols X).



Fig. 2.—Cuarzodiorita de Zarza la Mayor. Facies de grano fino (nícoles X).



LEYENDA DEL MAPA GEOLOGICO DE LA FORMACION PLUTONICA DE ZARZA LA MAYOR (CACERES)

1.—Granito de megacristales feldspáticos (Bi. ± Mos. ± Cor.).
 2.—Granito moscovítico de grano grueso.
 3.—Facies cataclásticas.
 4.—Cuarzodioritas biotíticas.

5.—Granitos aplíticos.
 6.—Ortoneises.
 7.—Complejo esquistograuáquico.
 8.—Metamorfismo de contacto.

9.—Serie cuarcítica tableada (Cámbrico), conglomerados y cuarcitas masivas (Ordovícico).
 10.—Serie pizarrosa con intercalaciones cuarcíticas (Ordovícico-Silúrico).
 11.—Diques de cuarzo.

12.—Diques de diabasa.
 13.—Cobertera arcósico-conglomerática.
 14.—Estratificación.
 15.—Esquistosidad.
 16.—Fracturas.

Está formado por cuarzo, plagioclasas y biotitas como minerales fundamentales y moscovita, feldespato potásico, esfena, rutilo, circón, apatito, ilmenita y anatasa como accesorios más frecuentes (fig. 2). Entre los productos de alteración o transformación abunda la sericita clinozoisita, zoisita, pennina y minerales arcillosos.

Las plagioclasas constituyen más de las dos terceras partes del total de las rocas; los cristales son euédrales o subeuédrales muy zonados (fig. 3) y



Fig. 3.—Detalle de una plagioclase zonada de la cuarzodiorita de Zarza la Mayor (nicoles X).

maclados según las leyes de *albita N*, *Manebah*, *Karsbad*, *Albita-Ala* y *Baveno* con un contenido de anortita que varía de 25 por 100 An, en las zonas periféricas, a un 48 por 100 en el núcleo; sin embargo, los valores más frecuentes oscilan entre un 30-32 por 100 An. En tamaño varía bastante, pueden distinguirse dos tipos de plagioclase. El primero está constituido por cristallitos euédrales prismáticos menores de 0,5 milímetros, formando la trama cristalina junto con el cuarzo y la biotita. El segundo tipo es casi siempre de cristales grandes, euédrales o subeuédrales, casi siempre fuertemente zonados y que incluye frecuentemente cuarzo y biotita. Entre estos dos tipos de plagioclase que podemos denominar plagioclase I y plagioclase II,

parece existir solución de continuidad, ya que encontramos cristallitos de la primera incluidos en la segunda.

En las zonas tectonizadas aparece con frecuencia una maclación mecánica similar a las bandas de kink de las formaciones metamórficas.

Las alteraciones más frecuentes son la sericitización saussuritización y caolinitización. Esta última casi exclusiva de las zonas tectonizadas.

Cuarzo:

Se presenta por lo general formando placas aneuédrales de tamaño variable, han sido sometidas a procesos de tectonización fuerte, formando agregados cristalinos muy pequeños con bordes de sutura muy irregulares.

Además este tipo de cuarzo aparecen otras variedades cristalizadas en diferentes momentos de la evolución de la roca. Los denominaremos cuarzo II y cuarzo III.

El cuarzo II se presenta solo ocasionalmente, incluido en plagioclasas. Se caracteriza por sus formas alargadas con algunos bordes rectos y otros cóncavo convexos. Este hábito es similar al del cuarzo II del granito de Cota estudiado por Schermenhorn (1959) y el «aussenkonkaven Quarzeinschlüsse» de los rapakivis finlandeses, Papoff (1928). Sin embargo, en los ejemplos de estos autores el cuarzo considerado está siempre incluido en feldespato potásico. Por lo tanto, es probable que se trate de un cuarzo metasomático más tardío que sustituye a plagioclase, ya que sigue las direcciones estructurales de cristal incluyente.

El cuarzo III es el cuarzo mirmequítico. Paragénicamente es el más tardío de los tres.

Biotita:

Es el fémico dominante y con frecuencia está asociado a moscovita. Tiene mucho pleocroísmo, su riqueza en inclusiones es extraordinaria, siendo los más abundantes; circón, apatito, esfena, agujas orientadas de rutilo con disposición saagenítica típica y laminillas de moscovita. Se altera con bastante facilidad, transformándose en pennina o simplemente por pérdida de Fe (y Ti) en una biotita menos pleocórica y cristales de ilmenita rodeados de esfena.

Feldespato potásico:

Es muy escaso, totalmente intersticial y desde luego el mineral más tardío dentro de la paragéne-



Fig. 3.—Detalle de una plagioclasa zonada de la cuarzodiorita de Zarza la Mayor (nicos X).

sis. Aunque gran parte del feldespato potásico se presenta con el enrejado típico de la microclina, preferimos utilizar en este caso el nombre general de feldespato potásico, ya que algunos cristales no lo tienen. Los valores medios del ángulo de los ejes ópticos oscilan entre 52-56, debido a la gran dispersión de los valores de 2V en los feldespatos naturales los diagramas de Tuttle (1952), no pueden emplearse para determinar composiciones exactas; no obstante, dan una idea aproximada bastante aceptable.

En casi todas las preparaciones se observan fenómenos de peritización de tipo fibroso (strings).

Moscovita:

Es un mineral accesorio que en las primeras fases magmáticas debió tener alguna importancia. No tiene muchas inclusiones (normalmente circón). Se encuentra formando láminas frecuentemente corroídas por los restantes minerales posteriores. En algunas láminas de biotita aparecen pequeñas laminitas de moscovita, pero normalmente las láminas grandes de este mineral son tardías. Muchas laminitas de moscovita incluídas dentro de las plagioclasas están orientadas según las líneas de esfoliación de dichos feldespatos calcoalcalinos y puede ser por lo tanto el resultado de una moscovitización y seritización.

Como fenómeno marginal destaca la neoforación de una débil orla de moscovita finísima alrededor de algunas placas de biotita.

Circón:

Se encuentra incluído en todo tipo de minerales, de manera especial en la biotita donde produce halos pleocroicos intensísimos. Tienen hábito prismático euhedrales o subhedrales y no son zonados.

Oxidos de Titanio:

Las preparaciones estudiadas son bastantes ricas en minerales de este grupo. Hemos distinguido dos polimorfos de TiO_2 , un mineral titanado con calcio, y un óxido doble de Fe y Ti. El estudiarlos comprendidos dentro de un mismo grupo obedece a las relaciones genéticas que existen entre ambos.

El rutilo es abundante, siempre acicular y tiene disposición sagenítica dentro de las láminas de biotita. Mayor importancia cuantitativa tienen sus polimorfos de color amarillento, a veces débilmente pleocroicos,

El hábito más común es el tabular. Con frecuencia se encuentran asociados varios cristallitos formando agregados.

La determinación de este mineral es difícil, el hábito y características ópticas son las de la anatasa, excepto el signo óptico claramente positivo uniaxial (biáxico de 2V pequeño) y su alta dispersión.

La ilmenita aparece en cristales irregulares en todas las preparaciones. En las biotitas está fuertemente transformada en esfena que forma como una corona difusa de alto relieve y birrefringencia alrededor de la ilmenita.

Existe la evidencia de que las agujas de rutilo se transforman en sus polimorfos (Brokita + Anatasa), fenómeno que queda de manifiesto por la desaparición (o disminución) de la sagenita en las proximidades de los polimorfos. La esfena, sin embargo, se produce casi exclusivamente como transformación de ilmenitas y puede ser un fenómeno simultáneo al anterior y ligado posiblemente a procesos metasomáticos de decalcificación de plagioclasas, moscovitización y de cloritización. No obstante, la formación del polimorfo de rutilo no está necesariamente asociado con un proceso de cloritización, ya que el mineral se encuentra en biotitas completamente frescas.

Entre los procesos tardíos, además de la moscovitización de las plagioclasas, tenemos como importantes la sericitización claramente distinguible de la anterior porque las plagioclasas no se transforman en plaquitas moscovíticas, sino en agregados micáceos, y la colinización parcial en las rocas más tectonizadas.

Granitos aplíticos:

Se distinguen perfectamente de las cuarzodioritas, ya que estas últimas tienden a dar una disjunción en bolas y los aplíticos lo hacen de forma paralelepípedica grosera. No obstante, el rasgo morfológico más interesante es que el granito aplítico siempre se encuentra formando pequeñas colinas con una estructura cupuliforme acentuada por el desarrollo de un diaclasado horizontal.

Topográficamente estos granitos aplíticos se encuentran siempre a alturas superiores a los 300 metros y dada su posición sub-horizontal sobre las cuarzodioritas, la topografía muestra contornos muy sinuosos debido a la erosión que ha respetado retazos irregulares según puede verse en el mapa adjunto.

Conviene resaltar igualmente que los granitos aplíticos no constituyen una formación marginal de borde, sino de techo o cúpula. Recorriendo los contactos de la cuarzodiorita con las diferentes rocas encajantes puede observarse una total ausencia de facies aplíticas. Macroscópicamente tienen un

aspecto blanquecino o amarillento muy similar al de las aplitas. Son bastantes deleznales y se alteran con facilidad. Algunas variedades tienen algo de biotita, pero generalmente el fémico más abundante es la moscovita junto con la turmalina muy constante en todas las preparaciones.

Presentan texturas alotriomórficas e hipiodiomórficas granulares formadas por plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico y moscovita como constituyentes principales y turmalinas, biotita, rutilo, pennina, esfena y apatito como accesorios (fig. 4)

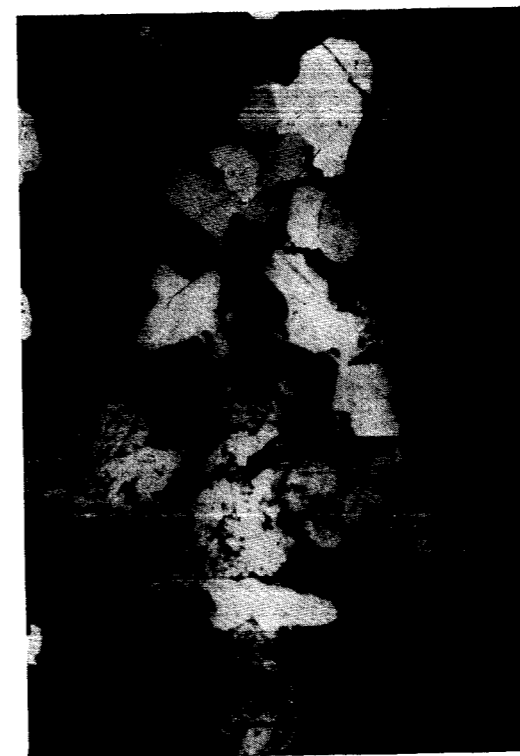


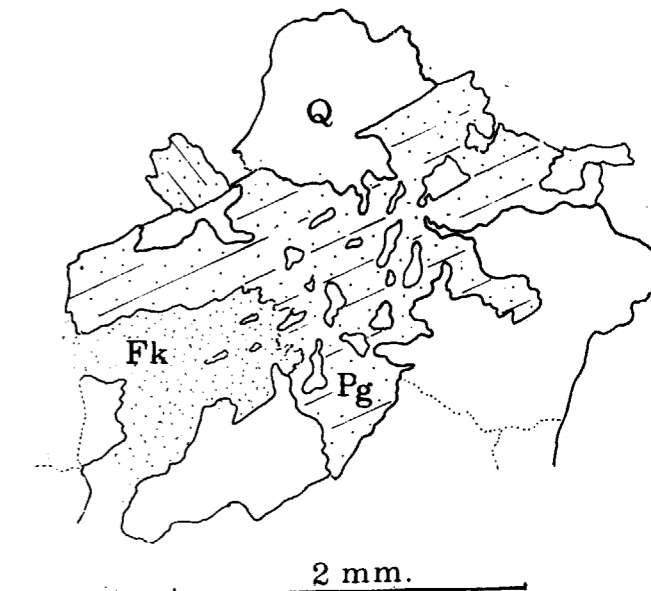
Fig. 4.—Granito aplítico de Zarza la Mayor (nicoles X).

Aunque los granitos aplíticos son claro productos de diferenciación de la cuarzodiorita de Zarza presentan muchas particularidades que procuraremos resaltar al realizar una descripción somera de los constituyentes principales.

Plagioclasas:

Es el mineral más abundante. Los cristales son tabulares subhedrales y nunca están zonados, al contrario de lo que ocurría en las cuarzodioritas. Su superficie nunca está limpia y tienen un ligero tinte amarillo, debido a los abundantes productos de alteración sericítico-arcillosos. La maclación es finísima. Las leyes *Albita-N* y *Albita-Ala* son

muy frecuentes. La composición de las plagioclasas más básicas oscila entre 33 y 36 % An. No obstante, en las variaciones mirmiquitizadas o sustituidas por feldespato potásico hay un descenso brusco en la basicidad de la plagioclasa y se llega a composiciones 16 por 100 An. En muchas preparaciones se observa una sustitución perfecta de plagioclasa por feldespato potásico y una corrosión intensísima por cuarzo endoblástico tardío (figuras 5 y 6).



Figs. 5 y 6.—Fenómeno de corrosión de las plagioclasas del granito aplítico por cuarzo tardío.

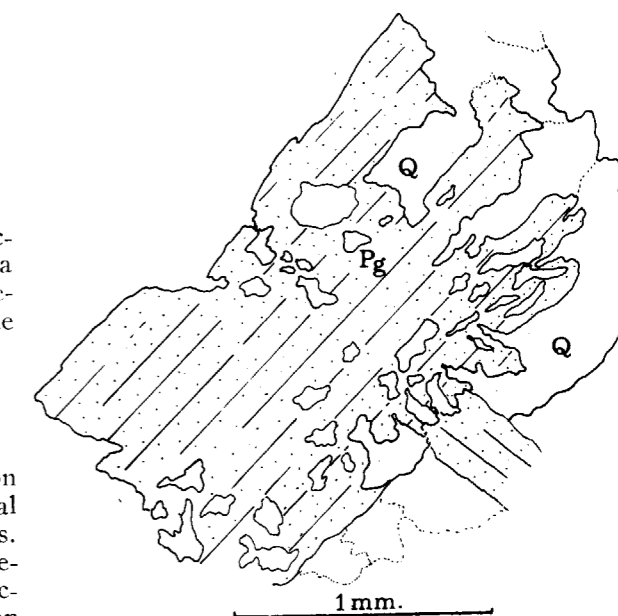




Fig. 4.—Granito aplítico de Zarza la Mayor (nicos X).

Cuarzo.

Existen varias generaciones. El más abundante (cuarzo I) tiene gran variación en cuanto a su hábito. Hay preparaciones en las que abundan cristales subhedrales e incluso euhedrales, mientras que en otras todos los cristales son anhedral. La característica más significativa de este tipo de cuarzo es el poseer inclusiones orientadas de finísimas agujas de rutilo y delgadas laminillas de filosilicatos paralelas a las caras prismáticas del cristal de cuarzo.

El fenómeno está localizado únicamente en una banda amplia del cristal incluyente, muy próxima a la periferia. El núcleo nunca contiene este tipo de inclusión. Esta disposición reproduce perfectamente la simetría exagonal del cuarzo. Además de estas inclusiones contienen cristales de plagioclasas y láminas de moscovita.

Cuarzo II.

Es micropegmatítico y está relacionado con una cristalización tardía de feldespato potásico que sustituye parcial o totalmente a las plagioclasas con formación de cristallitos globulares irregulares o alargados de cuarzo. No puede considerarse como mimerquita en sentido estricto similar al cuarzo III, de las cuarzdioritas anteriormente estudiadas. El cuarzo mimerquítico de dichas rocas que se desarrolla en las partes decalcificadas de los cristales de la plagioclasa es similar a la variedad «Crosskornmyrmekit», de Drescher Kaden (1948); el cuarzo II, sin embargo, invade indiscriminadamente plagioclasa y feldespato potásico.

Cuarzo III.

Es un cuarzo de características morfológicas muy similares a la anterior, pero con formas más ameboides e irregulares. Es el cuarzo más tardío en la paragénesis y corroe intensamente a todos los minerales (figs. 5 y 6). La distinción entre cuarzo II y cuarzo III no es siempre posible.

Cuarzo IV.

Cuarzo filonítico: Pertenece a episodio muy tardío posterior a las fases magmáticas y metasomáticas. Se presenta siempre en pequeños filoncillos en las rocas tectonizadas y es posiblemente el resultado de simple removilización.

Moscovita.

Es el fémico más abundante, no obstante, es bastante escaso. Aquí pueden distinguirse moscovi-

tas jóvenes o tempranas en la paragénesis y moscovitas tardías producto de baueritización o moscovitización de biotitas. Concretamente se encuentran algunas preparaciones bellísimos ejemplos de moscovita incluidos dentro de láminas de biotita y de plagioclasa. En otros casos, el orden de cristalización no puede establecerse con precisión a pesar de que existen moscovitas incluidas en el feldespato potásico. Por su aspecto esquelético con borde simplectíticos ocasionales se puede considerar como moscovita xenoblásticas tardías. El ángulo de los ejes ópticos es bastante pequeño.

Este fenómeno puede estar relacionado con un contenido alto en Na en la moscovita, que aproximaría su composición a términos paragoníticos.

Feldespato potásico.

Es de dos tipos, está siempre presente en todas las preparaciones y tiene una importancia cuantitativa mucho mayor que las cuarzdioritas.

La microclina normalmente es subhedral o euhedral, engloba a todos los demás minerales (excepto los más tardíos) y no suele producir mimerquitiación ni pegmatización; el $2V_x$ oscila entre 78 y 88°. La otra variedad de feldespato no presenta el enrejado típico de la microclina y el ángulo de los ejes ópticos es algo menor, entre 62 y 70°. Tanto uno como otros son minerales póstumos que han crecido en los intersticios o bien como cristales definidos englobando y sustituyendo a los restantes componentes. En cuanto al papel jugado por estos feldespatos, digamos que el segundo es el que desarrolla la máxima actividad, de corrosión y reemplazamiento de minerales.

Granitos moscovíticos de grano grueso

Forman una estrecha y alargada banda al sur de Zarza la Mayor, que se extiende desde el río Alagón hasta Portugal, donde penetra escasamente dos kilómetros. Muy similar a él es el pequeño afloramiento que aparece un poco más al sur, en la misma frontera portuguesa y que en su borde meridional contiene un dique de cuarzo brechiforme cementado parcialmente por óxido de hierro. Inmediatamente a este dique el granito está muy triturado o es completamente néisico con procesos de recristalización.

Su composición es bastante constante, sin embargo, hay alguna variación en cuanto al tamaño de grano, proporción mineralógica y aspectos estructurales, consecuencia, más de la tectónica posterior al reemplazamiento que queda reflejada en las zonas ortoneísicas y miloníticas que de evoluciones postmagmáticas y magmáticas.

No hemos localizado el granito anfibólico que citan Egozcue y Mallada (op. cit.) en algunos puntos que debieran quedar dentro de éste establecido por nosotros, aunque lógicamente, de encontrarla, el lugar más idóneo debiera ser la cuarzdiorita de Zarza.

Los granitos moscovíticos turmaliníferos de grano grueso están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita como minerales fundamentales. Entre los accesorios y accidentales se encuentran turmalina, biotita verde cloritizada, circón, esfena y vesuvianita.



Fig. 7.—Granito moscovítico de grano grueso. Detalle de los feldespatos (nicos X).

Debido a su mineralogía tienen un cierto parecido con los granitos aplíticos, aunque textualmente distan muchos de ellos, sobre todo por la escasez de fenómenos postmagmáticos tan importantes en las facies aplíticas anteriormente citadas.

Las plagioclasas son subhedrales o euhedrales, la maclación es muy fina, siendo las leyes más frecuentes las de la *Albita*, *Albita-Karlsbad* y *Albita-Ala*, con un contenido en anortita muy bajo (*albita*, *albita-oligoclasa*). Los procesos de sericitización son similares a otras rocas estudiadas. Casi todas las muestras estudiadas tienen una tectonización incipiente o avanzada. En las plagioclasas estas

acciones mecánicas se manifiestan por una flexión muy débil en los planos de maclas.

El feldespato potásico es anhedral y pertítico, aunque en algunas preparaciones tiene un cierto idiomorfismo. Las medidas efectuadas sobre cristales del extremo sureste de la formación dan valores de $2V$ comprendidos entre 44 y 48, más en consonancia con las microclinas sódicas que con las microclinas y ortosa. En algunas preparaciones se ven inclusiones de cuarzo idiomorfos; dada su escasez no podemos precisar demasiado sobre el significado de estos cuarzos.

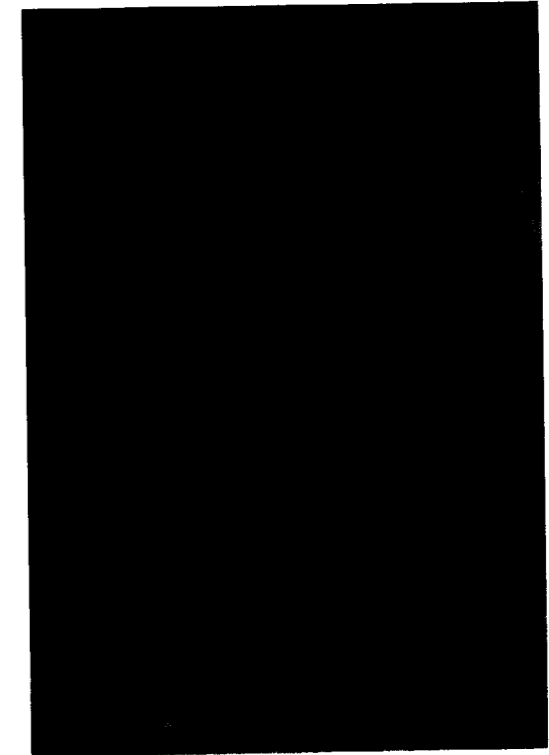


Fig. 8.—Apófisis dactilíticas de moscovita microcristalina en feldespato potásico (nicos X)

El feldespato potásico engloba y sustituye a la plagioclasa, pero no lo hace de forma tan difusa como en los granitos aplíticos.

El cuarzo se encuentra cristalizado en granos irregulares con bordes festoneados y extinción ondulante o bien formado un mosaico de cristales pequeños con bordes de sutura. Este tipo de cuarzo es posiblemente posterior al encontrado como inclusión en el feldespato potásico.

En cuanto a la moscovita pueden distinguirse dos variedades. La primera cristaliza en placas grandes con bordes desflecados y $2V$ muy variables, pero generalmente muy bajos. En alguna preparación hemos encontrado láminas uniaxiales

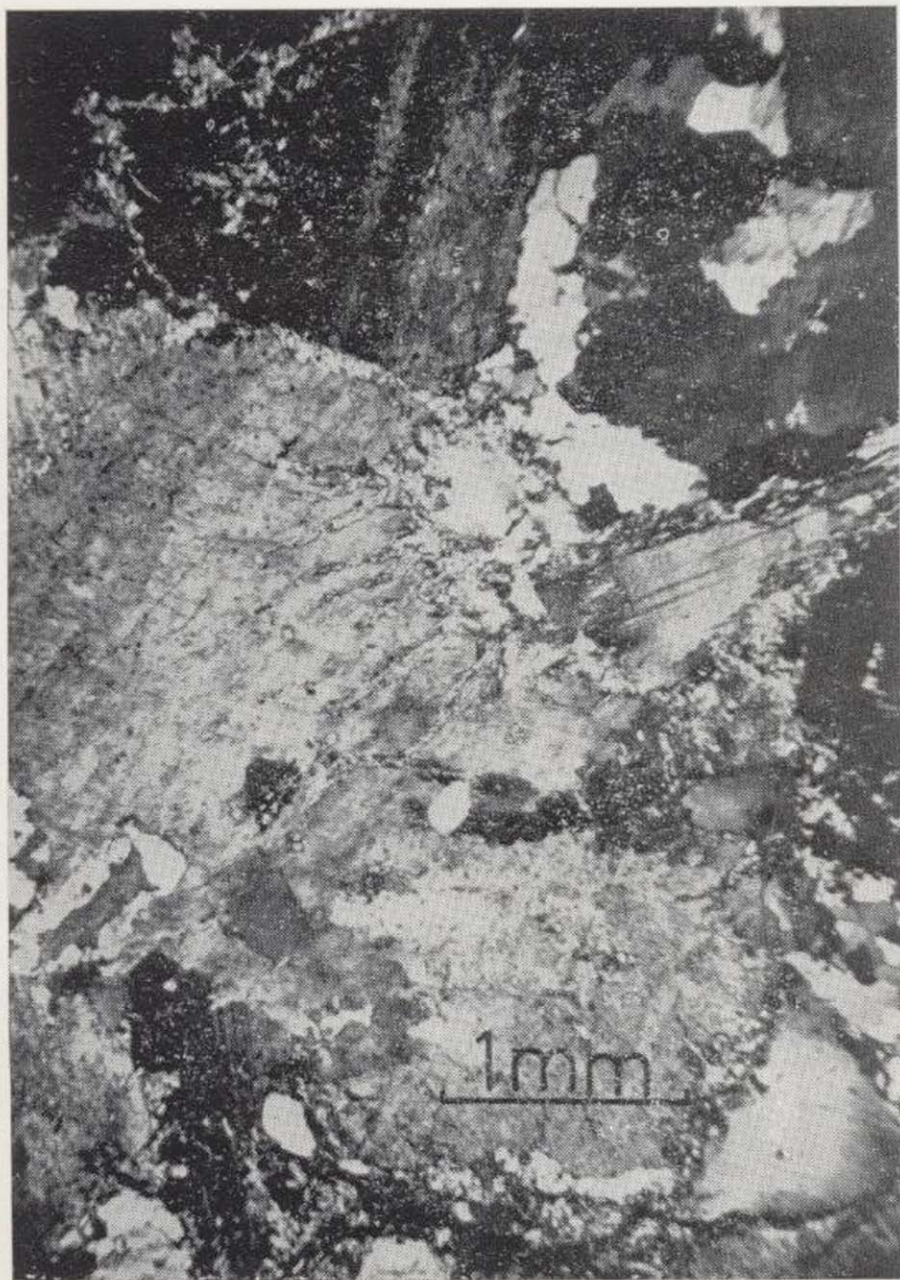


Fig. 7.—Granito moscovítico de grano grueso. Detalle de los feldespatos (nicosles X).



Fig. 8.—Apófisis dactilíticas de moscovita microcristalina en feldespato potásico (nicosles X)

que nos impide considerarlas como moscovita. Las segundas cristalizan en pequeñas laminillas de aspecto sericítico a lo largo de las fracturas de feldespato potásico, el cuarzo y las plagioclasas (figs. 7 y 8). La moscovita I realiza un verdadero efecto de corrosión sobre las plagioclasas. A tal efecto, las láminas grandes en las proximidades de algunas plagioclasas y feldespato potásico, se desflecan, se convierten en un agregado finísimo de laminillas micáceas y origina un festoneado simplectítico a pequeña escala.

La biotita es anhedral muy escasa y está cloritizada en algunas preparaciones. En otros casos la cloritización es más aparente que real, ya que se trata de una variedad de biotita verdosa. En cualquiera de los casos son muy ricas en circones y esfena.

Como resumen final de la petrografía de las rocas integrantes del complejo plutónico de Zarza La Mayor hemos realizado cómputo modales en algunas muestras representativas. En el caso de los granitos moscovíticos de grano grueso hemos preferido dar una media sobre varias preparaciones sobre 4.500 puntos en cuadrícula de 0,5 mm., debido a su variabilidad y tamaño de grano. (Cuadro 1).

Relación cuarzodiorita granito aplítico:

En una publicación anterior de uno de nosotros (L. G. Corretgé, 1969), se da una interpretación a la disposición espacial de los granitos aplíticos y su significado petrogenético. El tema es interesante y queremos tocarlo de nuevo. En la problemática que plantea y la relación cuarzo diorita-granito aplítico debemos considerar una serie de fenómenos, tanto macroscópico como microscópicos. Entre los primeros cabe destacar:

- 1.º La disposición cupuliforme de los granitos aplíticos.
- 2.º Total ausencia de los mismos en los bordes del plutón.
- 3.º Contacto bastante neto entre ambos.

Este tercer hecho nos llamó profundamente la atención, puesto que en principio creíamos que el carácter granítico se alcanzaría simplemente por una feldespatización paulatina. En la figura 9, entre las proyecciones de unas y otras, no aparecen términos intermedios granodioríticos que indicarían claramente un tránsito progresivo. Hay por tanto una discontinuidad feldespatítica.

CUADRO 1

	Cuarzodioritas biotíticas					Gran. aplíticos					Gran. moscovit.
Plagioclasa.....	42.0	48.9	51.0	53.9	44.5	41.3	34.25	36.7	39.2	35.5	25.59
Cuarzo.....	36.2	27.0	27.6	26.7	34.9	33.0	32.2	33.0	27.0	30.2	37.05
Biotita.....	16.0	17.4	14.4	9.2	12.9	—	0.65	1.62	2.24	1.82	—
Moscov. ser.....	2.07	2.96	3.8	3.2	3.5	6.2	7.35	5.5	8.7	10.5	8.68
Feldesp. K.....	1.58	2.82	3.8	4.0	3.4	17.7	22.7	22.2	20.8	20.1	27.01
Otros.....	0.83	1.38	0.2	3.0	0.8	0.1	2.85	0.55	1.3	1.7	1.70

De la observación del cuadro adjunto puede apreciarse el carácter leucocrático, sobre-saturado y monzonítico de los granitos moscovíticos turmalíferos. Se trata claramente de granitos monzoníticos: Monzogranite de Streckeisen (1967) o bien adamellititas de Williams, Turner y Gilbert (1958). Las cuarzodioritas biotíticas tienen naturaleza fuertemente cuacíferas leucocráticas y holoplagioclásica. Proyectados dichos análisis modales en un triángulo Cuarzo—feldespato-alcálico—plagioclasas caen todas en el campo de las tonalitas Streckeisen (op. cit.).

Los granitos aplíticos aparecen dentro del campo de los granitos. Pueden considerarse por lo tanto como granitos moscovíticos de carácter aplítico

Los fenómenos microscópicos de mayor interés son:

- 1.º Aumento brusco en la proporción de feldespato.
- 2.º Abundancia de minerales ricos en H₂O y otros volátiles, tales como moscovita y turmalina.
- 3.º Gran importancia de fenómenos postmagmáticos; sustituciones de plagioclasa por feldespato potásico, corrosiones muy intensas, etc. Ante esta serie de hechos cabe hacerse la pregunta sobre el significado de esta diferenciación.

Es conocido el hecho de que los magmas graníticos conteniendo agua y otros volátiles tienden a concentrar, como norma general, a los silicatos alcalinos en fase líquida durante la cristalización;

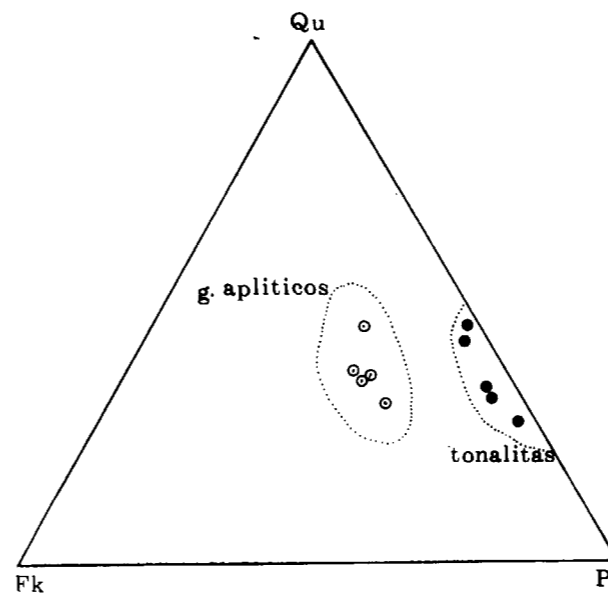


Fig. 9.—Proyección triangular (cuarzo-plagioclasas-feldespatos alcalinos) de diez análisis modales.

esto daría como resultado la aparición de fases cada vez más próximas a la composición granítica. Este mecanismo, a pesar de su concepción teórica adecuada, no explicaría satisfactoriamente la transición brusca de la formación cuarzodiorítica a los granitos aplíticos y no considera la acción de los volátiles que indudablemente han jugado, en nuestra opinión, un papel importantísimo. Los conocimientos teóricos que se tienen sobre el comportamiento de los volátiles apoyan esta teoría. Tuttle y Bowen (1958) indican que entre 700-800°, y a una presión de H₂O, que oscila entre 1 y 3 kb. la fase de vapor en un sistema granítico es más rica en sílice que el líquido y también algo más rica en ortosa que en albíta, siendo el Ca, Mg, y P₂O₅ relativamente insoluble en esta fase vapor. Orville (1959-1960), ha señalado que puede existir cierta diferencia entre la relación molar de feldespatos alcalinos disueltos en una mezcla fundida y los disueltos en la fase vapor coesistentes. Vemos, por lo tanto, en la concepción de estos autores la importancia que puede tener esa fase vapor. Años antes (Kennedy, 1955), llamó la atención sobre las fases condensadas ricas en H₂O como mecanismos importantes de transporte de alcalis.

«La transferencia gaseosa» de Fenner no puede ser considerada a escala megascópica debido a la alta viscosidad de los magmas silicatados y al hecho de que la difusión siempre suele ser más lenta que la velocidad de enfriamiento. De esta forma creemos que existe una «concentración» previa de volátiles mediante el mecanismo que Bowen (1928) define como «silicate transfer of the volatiles».

Realizada esta concentración, la transferencia gaseosa a media y pequeña escala ha sido la determinante de la diferenciación.

Como estas fases deben difundirse de tal forma que el potencial químico tiende a igualarse en toda la cámara magmática, tenemos según esquemas termodinámicos ideales:

$$\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln P \text{ Ni fi (fase vapor)}$$

$$\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln Ni fi (fase condensada)$$

Igualando μ_i en cualquier punto de un sistema cerrado es perfectamente explicable que gracias a este mecanismo, la fase volátil tiende a concentrarse en las zonas de menor presión temperatura. Indudablemente estas condiciones se satisfacen ópticamente en la parte apical de la formación cuarzodiorítica.

Los fenómenos de feldespatización:

No hay duda de que existen. El problema está en admitir bien una procedencia externa ajena a la masa cuarzodiorítica diferenciada o bien una procedencia interna del mismo plutón.

El carácter intersticial del feldespato potásico, sus formas anhedrales y los fenómenos de reemplazamiento sobre las plagioclasas, que hemos descrito antes, sin pruebas de que ha habido una generación tardía de feldespato K. Sin embargo, la fuente de los elementos necesarios para esta génesis no es extraplutónica, y muy bien se puede explicar por un metasomatismo originado precisamente por la movilidad de las fases vapor y/o condensados póstumos que reaccionan en su difusión con los minerales originados en la fase ortomagmática. Los procesos de moscovitización y decalcificación de los granitos aplíticos evidencian igualmente un metasomatismo alcalino. Sería, pues, un proceso diferencial en un sistema en cierto modo cerrado y no un metasomatismo en el verdadero sentido del término, de una procedencia externa al sistema.

ANÁLISIS DE FACTURAS Y SISTEMAS DE DIACLASAS

Diaclasas:

Genéticamente pueden considerarse como fracturas, fisuras y planos potenciales de ruptura a lo largo de los cuales el desplazamiento ha sido nulo o muy reducido. La diaclasiación en la formación plutónica de Zarza la Mayor es difícil de interpretar. Existe una clara convergencia de los procesos de tectonización debido a la actividad interna del granito en sus fases de emplazamiento y de los posteriores de tectonización de las masas plutónicas. Consideramos separados los sistemas de diaclasas en cada una de las formaciones estudiadas.

Diaclasas en los granitos moscovíticos-turmalíferos.

Estas rocas presentan dificultad de estudio desde el punto de vista estructural, debido a la escasez de buenos afloramientos. Únicamente se han podido tomar datos de cierto valor en los valles del río Eljas y Alagón que permiten distinguir dos sistemas principales de diaclasas. Uno con un centro de gravedad máximo en dirección N-32-W, 75-N, y otro N-35-W, 85-N. Aparece también otro sistema con planos de dirección N. - W., 60 S., que pueden considerarse como planos de deslizamiento, ya que se aprecian desplazamientos relativos de alguna estructura de la masa plutónica; quizá estén relacionados con los que se observan más hacia el centro de esta formación, donde se manifiestan como claros planos de fractura con direcciones que oscilan entre N-70-W y E-W, que han producido frecuentes milonitizaciones, zonas de granito cataclástico orientado e incluso, verdaderos ortoneíses. Por todo esto hay que reconocer que la tectónica del granito moscovítico del sur de Zarza la Mayor presenta bastante complicación y que es difícil distinguir predominancia de cualquier sistema de diaclasas como hace notar Thadeu (op. cit.). El sistema en dirección N-35-E. puede considerarse como un sistema de diaclasa transversales (Cross joints), aunque la ausencia de una verdadera línea primaria en estas masas ígneas nos impide precisar si se trata de un sistema de diaclasas transversales en el sentido de H. Closs. En cuanto al sistema de planos deslizantes con dirección muy próxima al E-W, hemos podido comprobar que en líneas generales coincide con diaclasas en esa misma dirección; parte de estos planos han jugado posteriormente transformándose en fallas muy similares a las «marginal Thrust» de muchos plutones.

Las diaclasas de la cuarzodiorita de Zarza la Mayor presenta unas variaciones notables en las distintas estaciones donde se han efectuado medidas. En todas ellas se observa claramente dos sistemas. No obstante, en algunos puntos aparece otro tercer, de significado problemático, ya que pudiera tratarse de planos S deslizantes posterior a los sistemas constantes de diaclasas.

Los dos sistemas presentes cambian las direcciones en los distintos puntos, según nos desplazamos de norte a sur, produciéndose una débil rotación hacia el Este. En un diagrama polar unitario efectuado con 180 polos de diaclasas de cuatro estaciones próximas al borde oriental del plutón hemos podido ver la tendencia general. Se han observado tres zonas máximas de concentración de polos correspondientes a dos series de planos. Una con dirección N-20°-30-E y buzamiento de

70° a 90 al Este o al W. Imagen que corresponde a una serie de planos conjugados con una componente de tensión máxima vertical o subvertical. El otro sistema, o serie de planos, tiene una frecuencia máxima de los polos correspondientes a direcciones próximas a E-W (E-W a N-75-E), su buzamiento es casi siempre de componente sur.

La relación de este sistema con los planos deslizantes del granito adamellítico y con los sistemas de fracturas tendidas con direcciones N-75-W a E-W no creemos que sea casual y conviene tomarla en cuenta.

El sistema con direcciones N-45-W, aunque presente en algunas estaciones tiene pequeña importancia cuantitativa.

Los sistemas de diaclasas en las formaciones del granito aplítico se adaptan más a la morfología de los sistemas estudiados por Cloos. Hemos realizado un diagrama unitario de todas las estaciones, ya que no hay variaciones muy notables en ellas. Existen dos sistemas ortogonales con direcciones aproximadas NE-SW y NW-SE y un tercer sistema subhorizontal. Este último tiene poca importancia cuantitativa en el diagrama, pero ello se debe a que muchas de estas diaclasas ofrecen dificultad de observación y no son idóneas para tomar datos muy exactos con la brújula. La génesis de estos sistemas en un claro fenómeno de compresión y de fractura de bóveda (fig. 10). La tectónica posterior queda muy mal reflejada en estos granitos aplíticos.

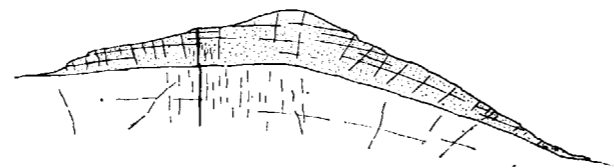


Fig. 10.—Esquema estructural de los granitos aplíticos (punteado), situados encima de las cuarzodioritas (blanco).

Tectónica de fracturas:

En las formaciones graníticas de Zarza la Mayor se aprecian con claridad tres sistemas de fracturas no simultáneas que han actuado de diversas formas. El más importante es el E-W, N-75-W, representado por zonas o bandas trituradas alineadas, de varios kilómetros de longitud. Se trata de fallas con una componente horizontal importante que se manifiesta por desplazamiento del granito en el borde sur de la formación adamellítica, en algunos diques de cuarzo dentro de los granitos aplíticos y en el borde N-E de la cuarzodiorita. Los efectos de este sistema de fallas son muy va-

riados. Como antes hemos apuntado, el granito se presenta muy triturado en las zonas de tectonización, pero el hecho más importante es la presencia de una banda ortoneísica flanqueando el borde sur de la gran falla situada en el flanco meridional del plutón que hacia el occidente se resuelve en una amplia zona de granitos cataclásticos orientados.

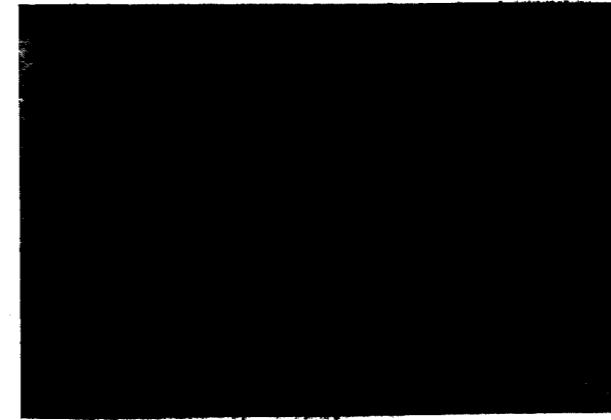


Fig. 11.—Diques de granito de grano fino desplazados por fracturas N-25-30-E. (fot. L. G. Corretgé).

El segundo sistema con dirección N-25-30-E es mucho menos importante que el anterior; en cuanto a su interpretación únicamente podemos decir que algunas fracturas asociadas a él cortan las diabasas verticales o subverticales y que tienen igualmente una componente horizontal importante. Ahora bien, no debemos olvidar que este sistema de fracturas ha rejugado con toda seguridad, como más adelante veremos y que, por lo tanto, al cortar las diabasas no quiere decir forzosamente que haya sido posterior a ellas.

El último sistema es el N-30-35-W es el sistema macroscópicamente más importante, aunque a menor escala se ven alineaciones de microgranito con estas direcciones que parecen indicar una relación de causa-efecto. Un hecho es bastante claro; el entrante metamórfico al occidente de Zarza se ha debido producir con toda probabilidad a dos fracturas de este sistema.

Por último, fuera ya del dominio granítico y prescindiendo de los plutones situados al sur de Caclavín, que serán objeto de próximos trabajos, observamos una marcada tectónica N-S y E-W de «dicrochements». En el granito nunca hemos observado grandes fracturas con dirección N-S; sin embargo, analizando con cuidado los afloramientos de las márgenes del río Alagón se ve con claridad que el sistema ha actuado produciendo desplazamiento en los diques de diabasa y granito

de grano fino (y posiblemente ha producido una reactivación de fracturas N-25-30-E) (fig. 11). En nuestra opinión son las fallas más tardías.

De la observación macroscópica de los sistemas de fallas y del análisis del río Alagón, hemos podido sacar una secuencia de fenómenos que nos ha permitido reconstruir parcialmente la historia tectono-magmática del complejo granítico.

a) Intrusión de graníticos moscovíticos turmalíferos de grano medio. Están muy tectonizados; es posible que los sistemas de fracturas E-W sean anteriores al N-65-W y posteriormente hayan rejugado por la acción de este último sistema.

b) Intrusión del conjunto cuarzodiorítico; diferenciación aplítica, emplazamiento de diques de granito, y muy posiblemente de los diques de cuarzo con direcciones N-60-E sin mineralizaciones de fosfatos.

c) Diques de granito de grano fino con dirección N-35-E. Estos diques no han sido estudiados lo suficientemente como para afirmar que se trata de verdaderos diques ortomagmáticos; han podido originarse debido a efectos de milonización de todas formas algunos ejemplos parecen confirmar lo primero, ya que no desplazan lo más mínimo a otros diques anteriores de granito.

d) Emplazamientos de diques de cuarzo con mineralizaciones de apatito y otros fosfatos, simultáneo a la fase tercera o inmediatamente posterior.

e) Tectonización de todas las formaciones plutónicas de Zarza la Mayor por fracturas N-70-W.

f) Introducción en la fase de distensión, de diques de diabasa con esa dirección. Las diabasas son claramente posteriores a las fracturas N-80-W y a los diques de microgranito (fig. 12).

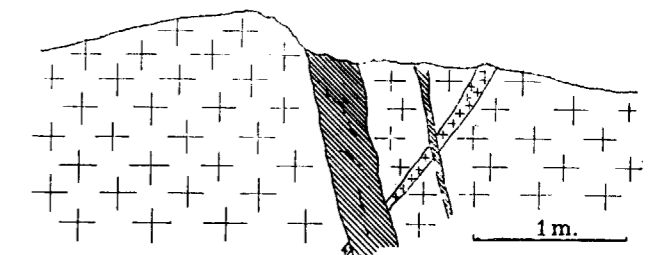


Fig. 12.—Diques de diabasa posteriores a los diques de microgranito.

g) Tectonización de los diques de diabasa (y de todo el conjunto plutónico) por fallas con dirección N-S a N-E. Como antes hemos apuntado, con toda seguridad el sistema de pequeñas dicrochements N-S ha podido movilizar otras fracturas

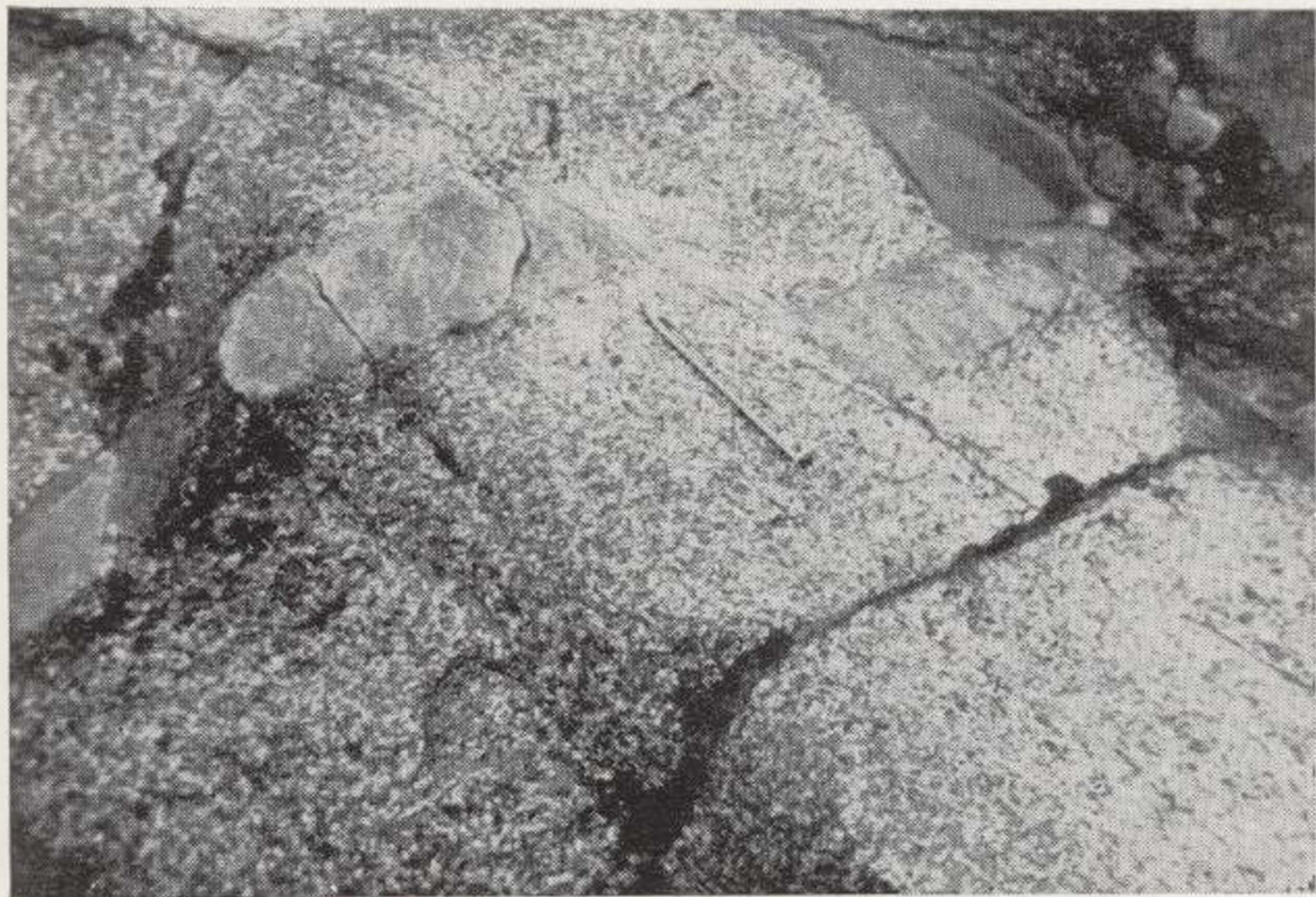


Fig. 11.—Diques de granito de grano fino desplazados por fracturas N-25-30-E. (fot. L. G. Corretgé).

antiguas próximas a esa dirección, tal como el sistema N-25-30-E.

Consideraciones finales:

Del estudio del sistema de diaclasas y de las grandes líneas de tectónica regional se saca la firme convicción de que las acciones tectónicas posteriores al desplazamiento del granito han jugado un papel importantísimo en la micro y mesotectónica de estos macizos. El paralelismo de los principales sistemas de diaclasas y las grandes líneas de fractura tardías, es demasiado constante como para ser casual, de tal forma que actualmente los sistemas de diaclasas en gran parte no representan el resultado de la actividad mecánica interna del plutón si no la tectónica posthercínica y tardihercínica que ha sido el factor decisivo para la aparición de los sistemas más importantes.

Relación de la cuarzodiorita de Zarza con otros complejos plutónicos:

En los estudios efectuados por nosotros en el complejo plutónico de Zarza la Mayor una de las cuestiones de mayor importancia ha resolver es la relativa al mecanismo de emplazamiento de estas masas graníticas y su relación con otras áreas del plutismo hercínico.

Aisladamente el plutón cuarzodiorítico presenta todas las características de una ascensión en la que la inyección forzada ha jugado papeles significativos. Durante mucho tiempo este mecanismo de intrusión se ha considerado incompatible con la sucesión de rocas de contacto no distorsionadas, con la presencia de contactos suaves entre el granito y las rocas encajantes y con la escasez o ausencia de estructuras de flujo cerca de dichos contactos. En este sentido podemos adelantar, que en efecto el plutón de Zarza dista mucho de ser un ejemplo de plutón emplazado por inyección forzada, mecanismo que satisface mejor las condiciones de emplazamiento de los granitos sincinemáticos en la mayoría de los orógenos. Nuestro punto de vista se funda casi exclusivamente en estos tres aspectos:

a) Evidencia clarísima de un efecto de «doming» sobre las rocas encajantes. La cuarzodiorita de Zarza lejos de actuar de forma pasiva, ha abombado considerablemente las rocas encajantes, de tal forma que la esquistosidad sufre una distorsión y se acopla a la forma del plutón. Este efecto que en Zarza la Mayor no es espectacular lo es, sin embargo, en otros plutones postectónicos, estudia-

dos por nosotros como ejemplo significativo podemos citar el granito moscovítico de «Casa Clemente» al W., de «Arroyo de la Luz» de cuyo estudio se saca la conclusión de que el techo ha sido levantado en anticlinal por efecto de la intrusión, al igual que ocurre con las intrusiones lacolíticas Colorado y Utaht.

b) No existe evidencia de grandes fracturas por lo que las masas graníticas hayan iniciado su ascensión y emplazamiento.

c) Este plutón muestra una alineación paralela con respecto a la dirección hercínica que nos inclina a pensar en una compresión crustal al menos en profundidad.

El papel del «piecemeal stopping» a pesar de la presencia de xenolitos y de efectos de offset en los contactos es de una importancia muy secundaria y nunca conduciría al total emplazamiento de una masa de dimensiones batolíticas. El «piecemeal» puede ser un mecanismo de gran efectividad y de importancia decisiva en partes más profundo donde se producen los fenómenos de asimilación y anatexia de rocas regionales.

En un interesante trabajo sobre mecanismo de intrusiones graníticas (Oen, 1960), se proponen los procesos de «mayor Stopping» y «cauldron subsidence», como los responsables principales de intrusión de los granitos postectónicos del norte de Portugal. La expresión «cauldron subsidence» (Clough, Maufe y Bailey 1909), o la de «central subsidence» (Kingsley 1931), se han usado como sinónimos de formaciones «ring-dike». En el Norte de Portugal existen varios complejos con formas circulares o elipsoidales sin forma definitiva de diques. Oen les da el nombre de intrusiones centrales en el caso de que exista simplicidad petrográfica y complejos centrales para las intrusiones mixtas con las características anteriormente citadas, pero con varios tipos de granito introducidos en diferentes momentos. La gran similitud entre los complejos graníticos circulares en el norte de Portugal y los complejos circulares de Gran Bretaña estudiados por Richey (1937), han inclinado a Oen a considerar varios complejos portugueses como complejos o intrusiones centrales. En efecto, el plutón de Castro Daire parece un caso clarísimo de complejo central y las intrusiones de granodioritas de Arouca y de cuarzodioritas de Fundao pueden considerarse como centrales por la presencia de tabiques o bandas pizarrosas en forma circular englobado por la masa de cuarzodiorita. La cuarzodiorita de Zebreira es otra de las intrusiones centrales en las que hemos comprobado una similitud petrográfica con las intrusiones de Fundao y Zarza la Mayor.

Atendiendo a estas comparaciones es muy difícil conciliar la idea de que en Portugal el mecanismo

íntimo de la intrusión sea una cauldron subsidence y en España un «doming». La subsidencia en caldera está aparentemente reñida con un efecto de empuje al final de la ascensión. Este último fenómeno es evidente que ha actuado en las últimas etapas de evolución del Macizo de Zarza la Mayor y es observable por el simple hechos de que dicha cuarzodiorita está apenas exhumada y únicamente ha sufrido una erosión incipiente que no ha arrastrado todavía la cobertera de granitos aplíticos.

BIBLIOGRAFÍA

- BOWEN, N. L. (1929): *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton Univ. Press, «Princeton, N. J.», 334 pp.
- CLOUGH, C. T., MAUFE, H. B. and BAILEY, E. B.: *The cauldron subsidence of Glen Coe and the associated igneous phenomena*. «Quart. Journ. Geol. Soc. London», vol. 56, pp. 611-678.
- CORRETGE, I. G. (1969): *Las diferenciaciones aplíticas cupuliformes en la tonalita de Zarza la Mayor-Ceclavín (Cáceres) y su interpretación petrográfica*. «Acta Geológica Hispánica», t. IV, núm. 5, pp. 119-123.
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1948): *Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise un ihre genetische Bedeutung*. «Springer-Verlag, Berlin-Göttingen-Heilderberg», 259 pp.
- EGOZCUE, D. J. y MALLADA, D. L. (1876): *Memoria Geológica Minera de la provincia de Cáceres*. «Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España» (Madrid).
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1963): *El dique diabásico del Norte de Extremadura*. «Notas y Com. Inst. Geol. y Minero de España», núm. 69, pp. 43-78.
- (1965): *La continuación hacia el S. W. del dique básico de Plasencia (Cáceres)*. Nota y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, núm. 77.
- (196): *Datos petrológicos de la Sierra de Gata (Cáceres)*. «Revista de la Facultad de Ciencias», vol. VII, núm. 1, Oviedo.

- JAEGER, J. C. (1968): *Cooling and solidification of Igneous Rocks*. «The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition», vol. 2. Interscience Publish. New-Yor-London-Sydney.
- KENNEDY, G. C. (1955): *Some aspects of the role of water in rocks melts*. «Geol. Soc. America» (Special paper), 62.
- KINGSLEY, J. (1931): *Cauldron subsidence of the Ossiipee Mountains*. «American Journ. Science», vol. 22, pp. 139-168.
- OEN ING SOEN (1960): *The Intrusion mechanism of the Late-Hercynian post-tectonic granite plutons of Northern Portugal*. «Geologie en Mijnbouw», 39, pp. 257-296.
- ORVILLE, P. M. (1959-1960): *Alkali feldspar -alkali choride hydrothermal ion exchange*. «Ann. Rept. Geophys. Lab.».
- POPOFF, B. (1928): *Mikroskopische Studien am Rapakivi des Wiborger Verbreitungsgetes*. Fennia, 50, núm. 34, páginas 1-43.
- RICHEY, J. E. (1937): *Tertiary ring structures in Britain*. «Trans. Geol. Soc. Glasgow», vol. 19, pp. 83-124.
- SCHERMERHÖRN, L. J. G. (1959): *Igneous metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro de Sul-Satão Región*. Thesis, Univers. of Amsterdam y Com. Serv. Geol., Portugal, vol. 37 (1956), 617 pp.
- STRECKEISEN, Albert L. (1967): *Classification and nomenclature of Igneous rocks*. M. Jb. Miner. Abh., 107, Stuttgart.
- THADEU, D. (1951): *Geologia e jazigos de chumbo e zinco da Beira baixa*. «Bol. Soc. Geol. de Portugal», vol. IV, fascículos I-II.
- TUTTLE, O. F. (1952): *Optical studies on alkali feldspars*. «Am. Journ. Sci. Bowen.», vol. pp. 553-567.
- — — BOWEN, M. L. (1958) *Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si₃O₈ K Al Si₃O₈ - Si O₂ - H₂ O*. «Geol. Soc. Am. Mem.», 74.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. and GILBERT, C. M. (1958): *Petrography*. «Freeman and Co San Francisco».
- WINKLER, H. G. (1967): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Revised second edition. «Springer verlag», Berlin.

Recibido: 18-I-71.

Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico

por J. R. PARGA (*)

RESUMEN

Basándose en consideraciones paleontológicas, de acuerdo con los trabajos existentes, se considera necesario precisar como límite inferior del Cámbrico, por comparación con las series de Centro y Nord Europa, U. R. S. S., etc., las capas que contienen la fauna más baja de trilobites y sus series análogas.

Esto permite datar estas capas con las edades de 550 a 570 m. a. aceptadas actualmente en otras partes del mundo para este límite inferior del Cámbrico.

Sobre esta base se consideran como eocámbricas las series estratigráficas situadas entre el Epiprotozoico superior y las capas correspondientes a la fauna más baja de trilobites.

La discordancia encontrada en algunos puntos en la base de las series consideradas eocámbricas, podría así equipararse a la datada con edades de 600 a 620 m. a. en otras regiones.

Las capas basales de este Eocámbrico no son sincrónicas, reposando distintos niveles de este conjunto sobre las series consideradas precámbricas. No es posible, por el momento, establecer niveles sincrónicos correlacionables dentro del Eocámbrico entre los distintos dominios del Macizo Hespérico.

En el estudio de los numerosos trabajos que se han realizado sobre el límite inferior del Cámbrico o sobre las series de tránsito Cámbrico-Precámbrico, se observa que los autores están de acuerdo en incluir en el Cámbrico hasta los niveles correspondientes a las faunas más bajas de trilobites, por debajo de estos niveles y cuando hay transición gradual hacia series más inferiores comienza una zona generalmente amplia dentro de la cual los distintos autores sitúan el límite inferior del Cámbrico a distintos niveles y por debajo de esta zona comienza de nuevo el acuerdo de incluir en el Precámbrico las formaciones más inferiores.

Esta zona de transición ha recibido muy diversos nombres locales o regionales, siendo quizá la del Eocámbrico la más extendida. No creo conveniente la denominación de Eocámbrico para estas series de tránsito entre un Epiprotozoico y un Paleozoico. La utilizo aquí porque define más ampliamente y claramente la idea que se pretende en este trabajo y permite la paralelización con otras series. No creo que las series dadas como Eocámbricas

se deban incluir en el Cámbrico, pero quizá pudiesen situarse en el Paleozoico como otro sistema más.

Su denominación y definitiva posición corresponden lógicamente a la Comisión Internacional de Estratigrafía.

Es F. Lotze en 1958 y más ampliamente en 1961 quien precisa con una visión de conjunto el límite inferior del Cámbrico en las series de los distintos dominios del Macizo Hespérico. Sus observaciones, que en alguna ocasión le permiten confirmar las precisiones ya establecidas por otros autores, son generalmente aceptadas de manera especial para las regiones N. y S., con ciertas reservas para la región Central (Cáceres, Toledo, Ciudad Real).

De este modo se aceptan como series del Cámbrico inferior aquellas que contienen fauna de arqueociátidos o trilobites pertenecientes a este sistema y las formaciones detríticas inferiores que generalmente contienen en su base capas conglomeráticas. Por debajo de estas últimas se sitúan series precámbricas.

La composición esquemática del Cámbrico infe-

rior así considerado viene reflejada en el cuadro I.

Las series precámbricas que se sitúan por debajo de este límite son potentes series formadas por esquistos y grauvacas y sólo se han observado claras discordancias, correspondiendo con este límite fundamentalmente en la región Cantábrica (Asturias y N. de León), si bien algunos autores han sugerido su existencia también en otros puntos.

La idea principal de este trabajo es intentar llevar a discusión la correlación de las series inferiores a los niveles correspondientes a las faunas más

las regiones donde los depósitos del Epiprotozoico y Cámbrico inferior están más enteramente representados el límite del Cámbrico definido por los primeros restos antiguos de forma esquelética (arqueociátidos, braquiópodos, trilobites), es situado algo más alto de una discontinuidad significativa o discordancia angular».

Según los extractos que acompañan al código estratigráfico provisional de la Sociedad Geológica de Londres (George, 1967), la Escala Estratigráfica Standar, que se propone construir, cubriendo todo el tiempo geológico para referencia común,

CUADRO I

Series estratigráficas del Cámbrico inferior, según F. Lotze (1961)

Galicia oriental	Asturias y N. León	S. de la Demanda y Cadena Celtibérica	España central	Córdoba	Sevilla y Badajoz	N. de Huelva
		Capas inferiores de Murero.	Pizarras arcillosas con bancos de calcarenitas subordinadas.	Serie clástica superior	Pizarras y grauvacas	Capas de Lobo. Capas de Molinos. Capas de Pino.
		Cuarcita de Daroca.				Capas de Rincón. Margas de Herrera.
		Pizarras de Huermeda.				
Dolomitas de Vegadeo.	Dolomita de León.	Dolomita de Ribota.	Dolomitas y calizas.	Serie caliza	Calizas de Agua.	Calizas de Cañuelo.
Capas de Barrios.	Capas de Barrios.	Capas de Jalón.	Pizarras bandeadas.	Serie clástica inferior	Capas rizadas	Capas de Cam-poalla. Capas de Tambor.
Serie de Candana	Serie de Candana	Capas de Embid. Cuarcita de Bombola.	Pizarras con areniscas subordinadas.		Pizarras y grauvacas	Capas de Los Bornaes.
(Conglomerados)	(Conglomerados)	(Conglomerado)	Capas de transición con conglomerados.	(Conglomerados)	(Conglomerados)	(Conglomerados)

S E R I E S P R E C Á M B R I C A S

bajas de trilobites del Macizo Hespérico con otras series establecidas en el mundo, con objeto de poder utilizar los datos de cronología absoluta que se han obtenido en estas últimas.

Los recientes trabajos que tratan sobre el problema del límite inferior del Cámbrico tienden a apoyarse en datos o criterios paleontológicos, igualmente que se realiza en todos los demás límites establecidos en el resto del Phanerozoico, abandonando de este modo los criterios basados en una discordancia mayor significativa o en datos paleoclimáticos. Recientemente Salop (1968), refiriéndose al menos a las regiones de la URSS comenta que «en

vendría definida por puntos marcadores y el principio o base de cada división debe ser definida por referencia a un punto marcador seleccionado dentro de una sección-tipo específica. El fin o techo de cada división debe ser establecido por referencia al principio o base de la siguiente división.

La tendencia actual es admitir como comienzo del Cámbrico los niveles correspondientes a la aparición de las primeras formas esqueléticas (fundamentalmente de los primeros trilobites).

Los criterios paleontológicos se van últimamente reforzando por gran cantidad de datos de cronología absoluta.

(1) Laboratorio Geológico de Lage, Lage (La Coruña).

Se sitúan así por debajo del Cámbrico inferior, el Eocámbrico (Varegiense o Serie de Cuarcitas) de Escandinavia, el Vendianense de la Plataforma Rusa, Series de Asha en los Urales, Series de Yudoma y equivalentes en la Plataforma de Siberia, el Sistema Charnico de Inglaterra, el Brioveriense en Francia, el Ediacarico en Sud-Australia, etc.

El límite del Cámbrico con estas series se viene datando en todos estos puntos alrededor de 550-560 m. a.

Según Sokolov (1968), las peculiaridades importantes que caracterizan paleontológicamente estos pisos son:

1.º Fuerte predominancia de formas sin esqueleto (principalmente pelágicos) o con débiles trazas de esqueleto.

2.º Pertenecientes a los tipos que en general son bien conocidos desde el Cámbrico.

3.º Adquisición rápida de un alto nivel de divergencia de táxones en el rango de tipos.

4.º Localización rara, escasos.

Según todo esto no se puede considerar como definitivo que toda forma esquelética deba pertenecer al Cámbrico o a sistemas superiores. El límite inferior del Cámbrico debe seguir siendo establecido, tal como se tiende actualmente, en los niveles correspondientes a las faunas más antiguas de trilobites, los cuales constituyen los fósiles característicos más significativos de este sistema.

Siguiendo a Sokolov (op. cit.), por encima del Vendianense se sitúa el Cámbrico inferior: la etapa Báltica de la Plataforma Rusa, la etapa de Tommot de A. V. Rozanov o etapa de Aldán en la nueva interpretación de K. N. Konjushkov, en la Plataforma de Siberia, en donde aparecen con algunas zonas de arqueociátidos los más antiguos trilobites (Fallotaspis y otros).

Después de Lotze y Sdzuy (1961), en líneas generales se puede decir, como hemos visto, que en el Cámbrico inferior del Macizo Hespérico por debajo de los niveles carbonatados (Dolomita de León, Calizas de Vegadeo, Dolomita de Ribota, Calizas de Alconera, Calizas de Cañuelo, Calizas de Agua, etc), se sitúan unas capas de transición entre la serie detrítica inferior y la serie dolomítico-calcareá, en las cuales, al menos en el N. de la Península Ibérica se han localizado los niveles más bajos de trilobites pertenecientes a la familia de los Dolerolenidae, de acuerdo con Sdzuy, y que Lotze equipara por la gran semejanza de los dominios con los niveles del Amouslekiense de Marruecos, donde Hupe sitúa las biozonas con Fallotaspis tazemmourttensis, Choubertella y Daguinaspis.

Todos los niveles de arqueociátidos que se han encontrado en el Macizo Hespérico se sitúan según Lotze (en F. Debrenne y F. Lotze, 1963) entre las bandas de trilobites 1 a 12 de Lotze.

Esto nos permite, con bastante probabilidad poder considerar como límite inferior del Cámbrico un nivel situado en la base de las capas de transición por debajo de las faunas más bajas de trilobites. Este límite así establecido habría de ser datado con las edades que recientemente se dan para el mismo en otros puntos del mundo, es decir, al rededor de 550 a 570 m. a.

Quedaría así un Cámbrico inferior A en facies condensada, representado por estos niveles de tránsito exclusivamente.

Por debajo del límite inferior del Cámbrico así establecido, se sitúan capas generalmente detriticas, como hemos visto. Estas series que se sitúan entre este límite y las series consideradas precámbricas se deberían, pues, atribuir al Eocámbrico, ya que pueden ser equiparadas al Eocámbrico de Groenlandia y Escandinavia (Varegiense o series de Cuarcitas), al Vendian (o por lo menos a las series de Valday) de la Plataforma Rusa, o las series de Asha en los Urales y las de Yudoma y equivalentes en la plataforma de Siberia y aún por extensión y comparaciones análogas al sistema Charnian de Inglaterra y Ediacarico de Sud-Australia.

En líneas generales podemos decir que las series consideradas de este modo Eocámbricas en el Macizo Hespérico se caracterizan por el predominio de facies groseras de cuarcitas areniscas arcosas con componentes derivados de vulcanismos ácidos hacia la base y algunos niveles lenticulares de carbonatos en su parte inferior en los dominios N. y S. del Macizo y predominio de facies alternantes pelíticas y detríticas con pizarras, areniscas y grauvacas en las regiones centrales. En todas se encuentran conglomerados basales que demuestran una transgresión inicial y que parecen diacrónicos, situándose como decimos siempre en la base de las series locales. Es característica la falta de algunos términos fundamentalmente, los inferiores y, sobre todo hacia los bordes del geosinclinal que se inicia, demostrando la posición diacrónica de las series basales. A su vez estas lagunas y las facies de borde de cuenca en el N. y S. muestran la inestabilidad cortical en los márgenes del futuro geosinclinal.

Es interesante resaltar la existencia de participaciones de vulcanismos ácidos hacia la base de estas series que han sido puestas de manifiesto por Comte (1959), Lotze (1961), Matte (1968) y otros autores en la Cordillera Cantábrica y nosotros hemos podido observar no sólo en los conglomerados basales, si no también en las areniscas y cuarcitas de las capas inferiores de la serie de Candana.

En el sur nos las han mostrado recientemente J. L. Hernández Enrile y R. Vegas, el primero de los cuales ha realizado un interesante estudio so-

bre este vulcanismo y sus series derivadas (J. L. Hernández Enrile, 1971).

Queda por precisar la significación de este vulcanismo frente a la evolución geotectónica regional, pero podemos, no obstante, sugerir que viene a constituir los magmatismos póstumos de un ciclo anterior de deformación cortical del que no se aprecia en el Macizo Hespérico una maduración tectónica total.

El límite inferior de las series referidas al Eocámbrico está sujeto a discusión en el mundo y no parece presentarse clara una resolución de este problema. La mayor parte de las dificultades estriban en la falta de datos paleontológicos y de cronología absoluta lo suficientemente seguros y generales que permitan correlaciones amplias y estables.

A la vista del trabajo de Salop (1968), parece ser que en las plataformas de Rusia y Siberia hay datos suficientes para establecer estas correlaciones. Según este mismo trabajo las series Valday + Volyn incluyen un momento diastrófico muy ampliamente difundido y muy constante que viene datado entre 600 y 620 m. a., y que separa ambas series. Este mismo autor considera como Eocámbrico sólo las series de Valday, mientras incluye en el Epiprotozoico las series de Volyn, dando dataciones para esta última de hasta 810 m. a.

Sin embargo, Sokolov (1968), considera que el Vendian (series de Valday + Volyn) está comprendido entre 570 y 675 m. a. Pero en 1958 equiparaba Vendian a Valday y en 1968 Vendian a Asha Yudoma, Verigiense, Charniense, Ediacarico, lo cual equipara Salop a las series de Valday.

Por todo esto y sin datos más precisos se prefiere paralelizar aquí las series Eocámbricas del Macizo Hespérico con las de Valday, lo cual puede reforzarse con la presencia de la discordancia que en ocasiones se presentaba bajo ellas y las series de Volyn ser equiparadas al menos a la parte superior de las series con pizarras y grauvacas predominantes que se sitúan por debajo del Eocámbrico, tal como se ha establecido aquí, es decir, de las series que anteriormente he paralelizado con un Brioveriense sup. (J. R. Parga 1970).

El Varegiense de Groenlandia y Escandinavia (Serie de Cuarcitas), tiene en su base series tillitoides demostradoras de un clima frío.

También esto nos permite paralelizar con algunas de las series basales del Eocámbrico del Macizo Hespérico, dado ya que Lotze (1956) comentó este tema considerando que los materiales detríticos y conglomerados sueltos de las series basales (Series de transición en España Central), en los que falta la caliza y la sílice de cementación, dada su escasa clasificación permitía considerarlos como depósitos fluvio-glaciares demostradores de un clima frío. Asimismo E. Bouyx (1970), comenta am-

pliamente la analogía de estas formaciones conglomeráticas (en el S. de Argamasilla de Calatrava), con los niveles de conglomerados por los que comienza el Brioveriense superior en Normandía («Tillitas de Saint Germain d'Ectot») y sobre todo el complejo de «Brandville», consideradas constituidas con gran probabilidad en un clima glaciario, y también compara aquellos conglomerados con las «capas con cantos» de las series Tilidine (Precámbrico superior de Anti-Atlas) interpretadas como una tillita. Sin embargo, Bouyx dice que si bien algunos cantos presentan un aspecto que puede relacionarse a la morfología glaciario, los índices de aplanamiento y desgaste sugieren un origen fluvio-glaciario, tal como había ya sugerido Lotze.

Hay que recordar aquí también que en la base del Brioveriense superior se localiza un vulcanismo riolítico y rocas derivadas del mismo al igual que el Macizo Hespérico (Cogne, 1965).

Las edades absolutas dadas por Leutwein (1968), para el Brioveriense superior (550 a 615), también concuerda con las generalmente aceptadas para otras formaciones eocámbricas.

Así, pues, los datos paleoclimáticos, fases diastróficas y los vulcanismos ácidos nos permiten considerar, al menos por el momento, que las capas inferiores de esta serie del Macizo Hespérico pueden paralelizarse con la base del Eocámbrico de otras regiones.

CONCLUSIONES

De acuerdo con la tendencia a situar el límite inferior del Cámbrico coincidiendo con la aparición de los representantes más antiguos de trilobites, se pueden establecer los siguientes puntos, los cuales, indudablemente, quedan sujetos a discusión y a las revisiones necesarias que podrían sugerir nuevos datos y nuevas precisiones al respecto.

Estos puntos son:

1.º En el Macizo Hespérico se encuentran faunas de trilobites pertenecientes a la familia de los Dolerolenidae, y que pueden con gran probabilidad equipararse a los niveles más bajos de trilobites localizados en otras regiones del mundo (siguiendo a F. Lotze y K. Sdzuy 1961).

2.º Las capas en que se localizan estas faunas más antiguas de trilobites y las estratigráficamente correlacionables con ellas, se sitúan debajo de los niveles de dolomitas y calizas tan constantes en el cámbrico inferior, constituyendo alternancias pizarroso-arenosas con un significativo contenido de carbonatos y generalmente se puede considerar que representan facies condensadas.

3.º Sólo estos estratos deben ser atribuidos al Cámbrico inferior A, en el concepto de K. Sdzuy.

4.º Por debajo de estos niveles se localizan capas concordantes y en aparente transición en muchos puntos, de composición fundamentalmente detritica, que deben ser paralelizadas con las series intermedias entre el Epiprotozoico y Paleozoico localizadas en otros lugares como son las denominadas Eocámbrico (Veregiense), Series de Valday y Yudoma, Ediacárico, Brioveriense superior, etcétera.

5.º Se debe, pues, considerar el limite inferior del Cámbrico en el Macizo Hespérico con una edad probable de 550-570 m. a. en la base del nivel más bajo de trilobites de la familia Dolerolenidae y considerar como Eocámbrico las capas inferiores a este limite que hasta ahora se incluían en el Cámbrico inferior.

6.º La base de este Eocámbrico marcada por conglomerados basales y vulcanismos riolíticos o niveles con participaciones efusivas ácidas, puede equipararse con la base del Brioveriense inferior con edad de 615 m. a. aproximadamente y, por consiguiente, con la discordancia mayor significativa con edad entre 600 y 620 m. a., que se presenta en las plataformas de Rusia y Siberia, según Salop (1968).

7.º Bajo este Eocámbrico se sitúan series de pizarras y grauvacas predominantes que deben ser paralelizadas en consecuencia, al menos en su parte más alta con el Brioveriense medio.

REFERENCIAS

- BOUYX, E. (1970): *Contribution a l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)*. «Mem. Inst. Geol. Min. de España», t. 73, 263 págs.
- COGNÉ, J. (1965): *Les gneiss ocellés de Languidou (Sud-Pinistère): un jalon nouveau de la base du Briovérien su-*

périeur dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale. «C. R. Acad. Sc. Paris», t. 261, pp. 3849-3852.

COMTE, P. (1959): *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. «Mem. Inst. Geol. Min. España», t. 60, 404 págs.

GEORGE, T. N. (1967): *Report of the Stratigraphical Code Sud-Comité*. «Proc. Geol. Soc. Lond.», núm. 1.638, pp. 75-87.

HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1971): *El límite Cámbrico-Pre-cámbrico en el flanco meridional del anticlinorio Olivenza-Monesterio*. «Bol. Geol. Min.», t. 82, fascs. 3 y 4. Comunicación presentada a la I Reunión sobre Geología del SW. de la Península Ibérica, en septiembre de 1970.

LEUTWEIN, F. (1968): *Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du massif Armoricaín*. «Sciences de la Terre», Memorie número 11, 84, pág. Nancy.

LOTZE, F. (1956): *Das Prækambrium Spaniens*. «N. Jb. Geol. Pal. Mh. I», 8.

— (1958): *Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums*. «Geologie», 7, H. 3-6, pp. 727-750.

— — y SDZUY, K. (1961): *Das Kambrium Spaniens*. «Abh. d. Math. Natur. klasee», núm. 6, pp. 285-498.

MATTE, P. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. «Travaux du laboratoire de Geologie de la Fac. des Scienc. de Grenoble», t. 44, 157-280.

SALOP, L. I. (1968): *Pre-Cambrian of the U. S. S. R.* XXIII Internat. Geol. Congr., vol. 4, «Geology of Pre-Cambrian», pp. 61-73.

SOKOLOV, B. S. (1958): *Le problème de la limite inférieure du paleozoique et les dépôts les plus anciens sur les plates-formes antesiennes de l'Eurasie*. Les relat. entre Pre-cambrien et Cambrien. «C. N. R. S.», t. LXXVI, pp. 103-128.

— (1968): *Stratigraphic Boundaries of lower Paleozoic Systems XXIII*. «Internat. Geol. Congr.», vol. 9, pp. 31-41.

Recibido: 18-I-71.

An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt

by L. J. G. SCHERMERHORN (*)

RESUMO

Faz-se a revista da lito e cronoestratigrafia, condições de deposição, e proveniência das rochas do Devónico e Carbónico na Faixa Piritosa Ibérica. Estas, depositaram-se num geossinclinal secundário, desenvolvido quando o Geossinclinal Hercínico Ibérico se diferenciou num bloco central e em duas bacias subsidentes, que o ladeiam. A bacia do sudoeste é o eugeossinclinal da Faixa Piritosa, estendendo-se através do Sul de Portugal e do Sudoeste da Espanha.

A sucessão litoestratigráfica da Faixa Piritosa é constituída por três grupos: o Grupo Filádio-Quartzítico (PQ), em baixo, o Complexo Vulcânico-Silicioso (VS), e o Culm, em cima. A base do PQ não aflora, sendo o topo de idade Devónico superior. A Formação do Pulo é igualmente considerada como fazendo parte do PQ. O PQ está recoberto, em concordância, pelo VS, correspondendo o contacto ao limite Devónico-Carbónico. Este complexo, o portador dos jazigos estratiformes de sulfuretos e de minérios de manganés, compõe-se de fácies vulcânicas e não-vulcânicas. A deposição do VS foi iniciada com um período de vulcanismo félsico, explosivo, largamente repartido. As erupções produziram tufo marinhos, em grande parte quartzo-queratófiros, passando a riolitos, interdigitando-se com os xistos depositados entre os centros eruptivos. Outras rochas características do VS são chertes, radiolaritos, e jaspes. Encontram-se também lavas espiliticas, soleiras de diábase, e rochas máficas a intermédias, relacionadas entre si. Os vulcanitos máficos ocorrem principalmente na base do VS em Espanha, e no seu topo em Portugal. Camadas de grauvaque, precursoras do influxo principal de grauvaques nos tempos do Culm. encontram-se, localmente, perto do topo do VS. A idade do VS é Tournaisiana e Viseana inferior.

Na Faixa Piritosa, VS está recoberto, concordantemente, pelos grauvaques e xistos do Culm, que são de idade Viseana superior. A litofácies dos grauvaques, assentando sobre VS na parte noroeste da Faixa Piritosa, recobre xistos do Culm para sudoeste para este.

O geossinclinal da Faixa Piritosa está confinada, ao norte, pelo Geoanticlinal de Beja, que foi activamente elevado durante o Carbónico inferior e médio, fornecendo detritos para o Culm e para as formações de fácies Culm, mas de idade anterior ao Culm, ou seja os Grauvaques de Ficalho e os Grauvaques de Terena, que ladeiam o geoanticlinal a sul e a nordeste, respectivamente. Depositaram-se os turbiditos do Culm numa bacia profunda, fortemente subsidente. No extremo sudoeste de Portugal, os estratos do Viseano são calcáreos e pouco possantes, estando recobertos por uma sequência espessa de grauvaques de idade Namuro-Westefaliana, o que indica que subsidência e deposição de turbiditos progrediram para o sudoeste, a partir do Geoanticlinal de Beja.

A primeira e principal fase da Orogenia Hercínica, terminando a sedimentação no geossinclinal da Faixa Piritosa, é de idade Westefaliana média. Foi complexa, ocasionando dobramentos, com xistosidade associada, carreamentos, e desligamentos, e estava associada a um metamorfismo regional de baixo grau (zona da clorite) que vai diminuindo para o sul. Está representada também uma fase orogénica posterior, mais fraca.

ABSTRACT

Rock and time-stratigraphy, conditions of deposition, and provenance of the Devonian and Carboniferous rocks of the Iberian Pyrite Belt are reviewed. They were deposited in a secondary geosyncline developed when the Hercynian geosyncline of Iberia differentiated into a central block and two flanking subsiding basins, the southwestern one of which is the Pyrite Belt eugeosyncline stretching across South Portugal and Southwest Spain.

(*) Sociedade Mineira de Santiago, Grândola, Portugal.

The Pyrite Belt succession is divided into three groups: the Phyllite-Quartzite Group (PQ) below, the Volcanic-Siliceous Complex (VS), and the Culm above. The base of PQ is not exposed but its top is of Upper Devonian age. The Pulo Formation is also regarded as belonging to this group. PQ is conformably overlain by VS and the junction corresponds to the Devonian-Carboniferous boundary. VS, the bearer of the stratiform sulphidic and manganese ores, is made up of volcanic and non-volcanic facies. Its deposition started with a period of widespread explosive felsic vulcanicity. The eruptions produced submarine tuffs which are largely quartz keratophyres, grading to rhyolites, interfining with the slates deposited between the eruptive centres. Other rock types characteristic of VS are cherts, radiolarites and jaspers. Spilitic lavas, diabase sills, and related mafic to intermediate rocks are also represented. The mafic volcanics occur mainly at the base of VS in Spain and at its top in Portugal. Greywacke beds are found locally near the top of VS and are precursors of the main greywacke influx of Culm times. VS is of Tournaisian and Lower Viséan age.

In the Pyrite Belt, VS is conformably overlain by Culm greywackes and slates which are of Upper Viséan age. The greywacke lithofacies, resting on VS in the northwest part of the Pyrite Belt, overlaps onto Culm slates to the southwest and to the east.

The Pyrite Belt geosyncline is bounded on the north by the Beja Geanticline which was actively elevated in Lower and Middle Carboniferous times, acting as a source area to the Culm and to earlier formations of Culm facies, the Ficalho Greywackes and the Terena Greywackes which border the geanticline on the south and on the northeast, respectively. The Culm turbidites were deposited in a deep, strongly subsiding basin. In the extreme southwest, the Viséan rocks are thin and calcareous, but are covered by a thick greywacke sequence of Namuro-Westphalian age, indicating that subsidence and turbidite deposition spread southwestwards, out from the Beja Geanticline.

The first and main Hercynian orogenic phase, terminating sedimentation in the Pyrite Belt geosyncline, is of Middle Westphalian age. It was complex, giving rise to folding with associated cleavage, thrusting and wrench-faulting, and was associated with weak regional metamorphism (chlorite zone) diminishing in a southerly direction. A mild later phase is also represented.

INTRODUCTION

The Iberian Pyrite Belt is the zone of Upper Paleozoic eugeosynclinal rocks containing pyritic orebodies which stretches across South Portugal and Southwest Spain (figs. 1, 2). This arcuate belt, about 230 km. long by up to 35 km. wide, trends westwards from near Seville in Southwest Spain, bending around to northwest in South Portugal. The largest pyrite deposits in this metallogenic province are, from east to west, Río Tinto, Perrunal-La Zarza and Tharsis in Spain, and São Domingos (now worked out), Aljustrel and Lousal in Portugal.

The stratigraphic succession of the Pyrite Belt is made up by rocks of Devonian and Carboniferous ages, deposited in the Pyrite Belt geosyncline. The pyrite bodies are in Lower Carboniferous sediments and volcanics.

To the north of the Pyrite Belt lies an area of older, more strongly metamorphosed strata containing Lower to Upper Paleozoic eruptive rocks. This is the Évora-Beja Massif in South Portugal, continuing in the Sierra de Aracena in Spain. To the south the pyrite-bearing beds disappear beneath the younger Culm which covers an extensive area in South Portugal and Southwest Spain. In the northwest, the Pyrite Belt strata are buried below Tertiary beds, and in the east they are cut off by the Tertiary of the Guadalquivir basin.

The Pyrite Belt succession was deposited in a longitudinal basin, parallel to the orogenic strike, and is now in tectonic contact with the older rocks to the north. The Pyrite Belt rocks were folded and weakly metamorphosed during the Hercynian orogeny, the first and main phase of which is of Middle Westphalian age.

This paper outlines the general stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt in the light of the lithostratigraphical succession developed during the systematic detailed survey of the Sociedade Mineira de Santiago concessions in South Portugal, carried out by Dr. W. I. Stanton and the writer. Subsequent study and field observations showed that this succession is valid for the whole Pyrite Belt and its application should aid prospecting. New views on stratigraphy, depositional environment, role and age of the vulcanicity, paleogeography and tectonism are presented.

The succession consists of a lower Phyllite-Quartzite Group, a middle ore-bearing Volcanic-Siliceous Complex, and an upper Culm group. The chronostratigraphical correlation of these rock units is also discussed.

GENERAL SETTING

The broad tectonic framework of Hercynian Iberia underwent a differentiation into three main units during the Upper Paleozoic. These are an

emergent central block and two adjacent subsiding basins.

The Hercynian geosyncline began with the deposition of a very thick sequence of strata during the Cambrian (possibly initiated in Late Precambrian times). The phase of strong subsidence was over at the end of the Cambrian, and during the Ordovician, Silurian and Devonian the sedimentary environment was an unstable platform. Thus, while the thickness of the Cambrian rocks reaches many kilometres, the thicknesses of the following systems are measured in the hundreds of metres only.

Then, at the end of the Devonian, two subsiding external basins, or secondary geosynclines, formed on either side of a large central block which emerged. They are the Cantabrian trough in North Spain and the Pyrite Belt basin in Southwest Iberia (fig. 1). The central block, itself composite (containing internal basins), was later affected by extensive Hercynian plutonism (granite emplacement and regional metamorphism locally attaining a high grade) which the adjacent basins were not, though all three units were strongly folded. The central block also acted as hinterland to the folding in the external basins, the fold vergences being away from it.

The Pyrite Belt disappears beneath younger beds at either end, and is thus only a segment of the southwestern secondary geosyncline.

The older rocks on the north of the Pyrite Belt, namely, the Évora-Beja Massif and the Sierra de Aracena, are here taken together as the Beja-Aracena Geanticline, or *Beja Geanticline* for short, a designation stressing the tectonic role played by this uplift during the later evolution of the Pyrite Belt basin. This geanticline, forming the southwest border of the central block, was active in Carboniferous times and served as source area for the thick Culm in the Pyrite Belt.

GENERAL STRATIGRAPHY

The lithostratigraphical succession erected on the basis of geological mapping and the study of subsurface data in and around the Sociedade Mineira de Santiago concessions in South Portugal, since 1966, is composed of three groups. This succession, together with its time-stratigraphical correlation, is as follows.

In the following, Volcanic-Siliceous Complex and Phyllite-Quartzite Group will be abbreviated to VS and PQ, respectively. They may be taken together as *sub-Culm*.

The junctions between the three divisions, Culm, VS and PQ, are conformable; they are expressed in breaks in lithofacies or in rapid tran-

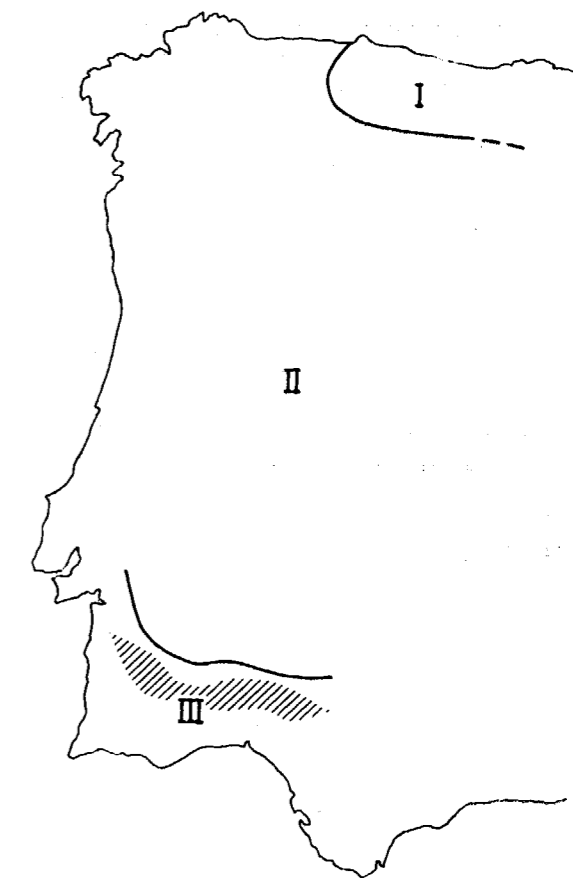


Fig. 1.—Tectonic framework of Hercynian Iberia. I. Cantabrian basin; II. central block; III. Pyrite Belt basin (hatched: Pyrite Belt).

sitions. The whole succession is characterized by a framework of slates, representing a pelagic sedimentation of muds which are generally somewhat carbonaceous, possibly due to marine microorganisms. The rocks are now grey to black slates or phyllites. Incursions of quartz sands took place in PQ times and occasionally in VS times, interruptions due to submarine volcanism occurred in VS times, and large quantities of polygenic sands were swept in during the deposition of the Culm.

Earlier authors generally distinguished two sequences, taking VS and PQ together as Nereites Slates (Nery Delgado 1876, 1910) and assigning this older sequence to the Devonian or, in Spain, to the Silurian; other authors simply referred to it as Devonian (Carrington da Costa 1931, Teixeira and Thadeu 1967). The overlying Culm was called Carboniferous.

Mac Gillavry (1961a) introduces the lithostratigraphic designations of Pomarão Group and Mértola Group for these two sequences (though even

after this publication the fundamental distinction between rock-stratigraphic and time-stratigraphic units was generally ignored).

Strauss (1965) divided the rocks around Lousal pyrite mine in South Portugal into Corona Series, Lousal Complex and Culm, and considered them to be, respectively, of Lower to Middle or Upper Silurian age, of Upper Devonian age, and of Viséan age.

THE PHYLLITE-QUARTZITE GROUP (PQ)

The lowest exposed rock unit recognized in the Pyrite Belt is PQ. Most of it consists of grey *phyllites*, generally somewhat silty and often slightly carbonaceous. They carry varying proportions of lumps, lenticles and layers, occasionally large masses, of *quartzite*, ranging from

ROCK UNITS	TIME UNITS	
~~~~~ <i>First Hercynian phase</i> ~~~~~	Middle WESTPHALIAN	CARBONIFEROUS
CULM: greywackes and slates; rare conglomerates and tilloids	Upper	
..... Conformable junction .....	..... VISÉAN	
VOLCANIC-SILICEOUS COMPLEX: slates, radiolarian slates and cherts, siliceous slates; jaspers; greywackes and quartzwackes; quartzites; rare thin limestones; felsic volcanics (mainly submarine flow tuffs); mafic volcanics (mainly spilite flows and albite diabase sills); sulphidic and manganese ores	Lower	
..... Conformable junction .....	TOURNAISIAN	
PHYLLITE-QUARTZITE GROUP: phyllites, quartzites; quartzwackes; rare conglomerates and limestones		
	DEVONIAN	
<i>Base non seen</i>		

Febrel (1967), in the area between Tharsis, Calañas and Sotiel mines in Southwest Spain, distinguished a Prevolcanic Formation (including pyrite deposits), a Volcanic Formation (both of these formations thought to be of Devonian age) and Lower Carboniferous (Viséan in Culm facies). For the Río Tinto region, Rambaud (1969) recognized Devonian, Volcanic Levels (regarded as being of Devonian-Carboniferous age) and Carboniferous.

Traditionally, the Tournaisian was supposed to be absent, due to regression or to orogeny (the Bretonic phase), as only Upper Devonian and Viséan fossils had been found (Carrington da Costa 1931, Teixeira 1954, Strauss 1965, Febrel 1967). This was refuted by Mac Gillavry (1961b).

Detailed mapping shows in fact that there is complete conformity in the Pyrite Belt succession from PQ through VS into the Culm. Considering the geological, paleontological and radiometric evidence, discussed below, it must be concluded that VS represents the Tournaisian and Lower Viséan.

pure or calcareous, generally fine-grained quartzite to quartzitic siltstone. There also occur beds of quartzitic greywacke or *quartzwacke*, varying from fine to coarse-grained. The clastic grains in the quartzwackes consist largely of quartz, with variable amounts of slaty to quartzitic sediments and flakes of detrital biotite. There are few or no feldspar grains or volcanic fragments; this serves to distinguish these rocks from Culm and Upper VS greywackes. *Conglomerates* are very rare. Near the top of PQ occur small *limestone* lenses in several localities in Southwest Spain and the adjacent part of South Portugal.

Thin graded bedding may occur in the phyllites, and graded bedding, crosslamination and sometimes flute casts are found in the sandy beds.

The base of this group is not seen exposed but its thickness reaches at least several hundred metres.

PQ comprises several locally named formations, outcropping in the cores of anticlinal structures. These are the Corona Formation in the area bet-

ween Lousal and Caveira (called «Series» by Strauss (1965), a time-stratigraphic term best not applied to a rock unit), the Gomes Quartzitic Formation northeast of Aljustrel (Schermerhorn and Stanton 1969), the Pernilhas Formation north of Mértola (Pfefferkorn 1968) and the Eira do Garcia and Nascédios Formations at Pomarão (van den Boogaard 1967). In Spain this unit has so far not been distinguished from overlying VS slates when volcanics only appear at higher levels in VS. Thus, PQ makes up the larger part of the Prevolcanic Formation of Febrel (1967) and the Devonian of Rambaud (1969).

The lithofacies of PQ is similar all over the Pyrite Belt; only the limestones near the top seem to be more frequent in Spain than in Portugal. PQ is often strongly sheared due to its predominantly shaly lithology. Yet it is typically the most resistant to erosion of the three groups, forming the highest hills and ridges.

The curious, locally abundant trace fossils known as *Nereites* were first described by Nery Delgado (1876) from the area between São Domingos and Aljustrel. They occur in both PQ and VS and are found mostly on the surfaces of quartzite or quartzitic slate layers and laminae enclosed in slates or phyllites. Nery Delgado (1910) regarded them as true fossils (annelids) but they are now considered to be trails without stratigraphic significance. They were exhaustively restudied by Perdigo (1961) who concluded that they were traces made by annelids, gastropods and other organisms.

AGE OF THE PHYLLITE-QUARTZITE GROUP

Near Pomarão, small limestone lenses enclosed in phyllites near the top of PQ contained Famennian fossils (*Clymenia laevigata* Münt., *Phacops granulatus* Münt. and others) determined by Pruvost (1912). These occurrences were studied by van den Boogaard (1963, 1967) who on the basis of their content of conodonts refined their age as Middle to Upper Famennian.

In Spain, Meseguer Pardo et al. (1945) found *Clymenia* sp. (and also, disturbingly, *Glyphioceras crenistria* Phill.) in phyllites with limestone nodules south of Río Tinto. They concluded to an Upper Devonian age.

Doetsch (1953) also refers to limestones in the Puebla de Guzmán region and Höllinger (1959) relates that one of these, west of Cabezas del Pasto mine, contains conodonts indicating an Upper Famennian age.

The top of PQ is thus of Upper Devonian age, in these occurrences, but the downward extension of the group remains unknown.

DEPOSITION OF THE PHYLLITE-QUARTZITE GROUP

The lithological characteristics of PQ—predominance of muds with subordinate, generally fine-grained sands—point to low relief and tectonic quiescence of the land areas adjacent to the PQ basin, supplying little terrigenous detritus. The occurrence of plant debris is referred by van den Boogaard (1967) and Pfefferkorn (1968). On the other hand, the lithic fragments in the quartzwackes must have derived from erosion of earlier sediments, denoting uplift of the source area. The varied nature of the detritus making up the quartzwackes, its angularity and coarser grain size, when compared to the quartzites, show that these two rock types stem from different sources. It is therefore thought that the pure, fine quartz sands (producing the quartzites and quartzitic siltstones) derived from shelves and beaches where they were well winnowed, and that the quantitatively less important quartzwackes derived from preceding intrabasinal sediments, eroded in consequence of local uplift and emergence. This elevation of part of the Hercynian geosyncline could well have taken place in the general area of the Beja Geanticline, as a precursor, since similar sedimentary detritus persists in the quartzwackes and the greywackes of the succeeding clastic formations.

The discontinuous character of the silty and sandy layers may have been accentuated by tectonic disruption and boudinage but is partly at least a primary feature, due to irregular, agitated sedimentation (slumping) as was pointed out by Pfefferkorn (1968).

The depth of the PQ sea is disputed. Perdigo (1961) considered that the *Nereites* trails were produced in shallow water by a benthonic fauna, their preservation being due to rapid burial by fine sediment under tranquil conditions; yet he referred also to the existence of trails in deep water. According to Seilacher's (1953, 1964) classification of trace fossils, *Nereites* would mostly belong to the Pascichnia which are traces of feeding organisms, occurring in flysch sequences and indicating deep water in a geosynclinal environment. The *Nereites* trails of PQ and VS, as pascichnid trace faunae, would therefore be of fairly deep-water origin (although belonging to the pre-flysch stage; in the Pyrite Belt the Culm represents the flysch stage).

As van den Boogaard (1967) points out, clear indications in favour of either a shallow or a deeper-water environment are still lacking. Yet, there is some admittedly circumstantial evidence which suggests deeper-water sedimentation. The quartzwackes, though of rather local distribution, being fairly abundant in some regions and rare to lacking in others, may exhibit turbidite features such as graded bedding and flute casts, and these are also found in some of the quartzites and siltstones. There is a general lack of carbonate rocks (excepting the local small limestone lenses near the top of PQ) such as would be expected to occur in a wide epicontinental sea. Elsewhere in the Peninsula the Devonian generally contains carbonate beds, often biogenic. Also, the Devonian beds elsewhere are generally fossiliferous, unlike PQ. Thus, PQ is strikingly different as regards its biofacies and its thick monotonous lithofacies from the thin, lithologically varied, fossiliferous epicontinental Devonian strata on the central Iberian block.

The thickness of PQ and its time span are not known, its base not being exposed, so that the rate of subsidence of the basin cannot be estimated. It seems likely however that the group accumulated in a slowly sinking trough, with subsidence keeping pace with sedimentation, possibly in shallow water under conditions of restricted sediment supply, but more likely in fairly deep water. This subsiding basin must have existed during the Upper Devonian and possibly already earlier.

#### THE PULO FORMATION

On the north, the Pyrite Belt proper (i. e. the zone of pyritic deposits, as marked in fig. 2) is bordered by a large elongate outcrop represented as «crystalline» on the Geological Maps of Spain and Portugal. In Portugal and the adjacent part of Southwest Spain it consists of a monotonous sequence of weakly metamorphosed, strongly deformed *phyllites* and minor *quartzites*. This is the Pulo Formation, as named by Pfefferkorn (1968) after the Pulo do Lobo rapids in the Guadiana river. This formation is here regarded as probably belonging to PQ since it displays a similar lithology in a similar setting. In its continuation in Southwest Spain appear granites. Here the rocks seem to become schists to which Bard (1969) assigns a Silurian age.

The Pulo phyllites vary from silvery to dark bluish grey (somewhat carbonaceous) phyllites (derived from shales) to quartz phyllites (origi-

nally silty shales) and phyllites carrying very fine-grained quartzitic lenticles to laminae. They are mostly severely sheared, microfolded and crinkled, containing an abundance of quartz lenticles (exsudation veins). The quartzites range from very fine-grained to, more rarely, medium-grained. There also occur impure quartzites to quartzwackes.

On the north the Pulo outcrop is separated from the Beja Geanticline by a narrow strip of greywackes and other rocks, the Ficalho Zone (fig. 2). To the south the formation is thrust over VS and Culm.

The Pulo Formation was first recognized as a separate unit by Nery Delgado (1876, 1904) who referred to it as azoic sericitic phyllites belonging to the Archean. Zbyszewski et al. (1964) described part of the formation, northeast of Castro Verde, as «complexo xistoso antigo».

Pfefferkorn (1968) mapped the formation along the Guadiana between Serpa and Mértola, and described phyllites, quartz phyllites, schistose quartzites and some massive quartzite, strongly folded and sheared. He showed that the severe, multiple deformation affecting the Pulo rocks took place in a deep structural level.

The northern boundary of the Pulo Formation outcrop is represented as a fault on the Geological Map of Portugal but Pfefferkorn considered that although poorly exposed it was a conformable transition into his Santiria Formation (forming part of the Ficalho Zone). This led him to equate the upper part of the Pulo Formation with his Carvoeiro Group, i. e. VS. On the other hand, this boundary could be a disconformity separating overlying Culm-type Ficalho Greywackes from underlying Pulo rocks. This is considered most likely, in view of the absence of volcanics and other characteristic VS rocks, and makes the Pulo Formation of PQ age, i. e. Upper Devonian and older.

#### THE VOLCANIC-SILICEOUS COMPLEX (VS)

This heterogeneous group contains sediments and felsic to mafic volcanics, and its lithology and thickness are strongly variable. The sedimentary framework of VS is formed by slates, with varying admixtures of coarser terrigenous detritus and of biogenic, chemical and volcanic components. The characteristic rocks from which the complex derives its name are volcanics and siliceous rocks.

The thickness of VS ranges from 50 m. to about 750 m. VS sequence vary from almost

entirely volcanic, as at Rio Tinto or Aljustrel, to non-volcanic, as northeast of Aljustrel where the lower half of VS is formed by the Seixo Siliceous Formation which contains only traces of volcanics while the upper half of VS, the Vale de Agua Formation (Schermerhorn and Stanton 1969), has no volcanics. Between these extremes all transitions are found.

tiago. The main lithofacies are the felsic tuffs, the mafic extrusives and intrusives, and the slaty sediments; minor lithofacies are the coarser clastics, the siliceous sediments and the jaspers.

At the beginning of VS times the deposition of PQ was abruptly terminated by the eruption of *felsic tuffs*, produced by explosive volcanism at many different centres and forming thick ac-

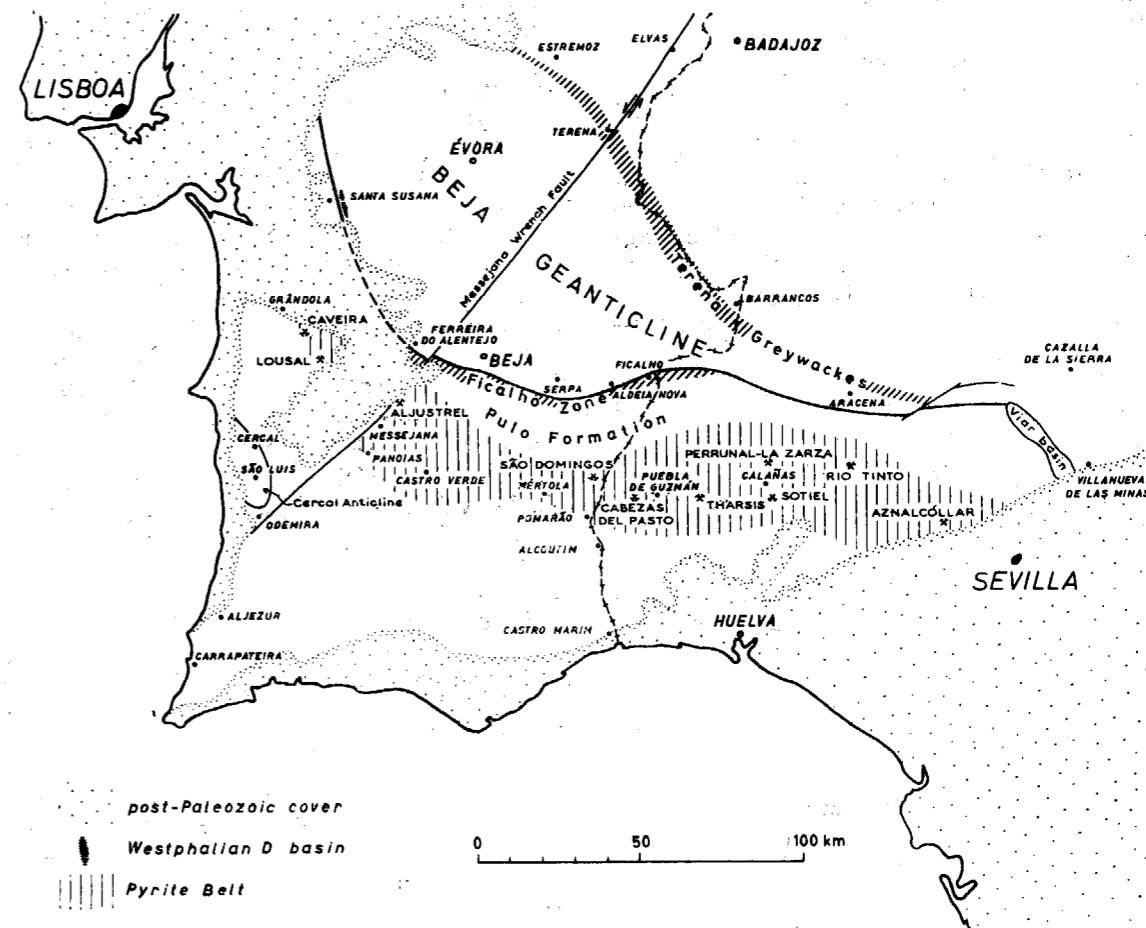


Fig. 2.—Location map for the Iberian Pyrite Belt and adjoining regions.

The felsic and mafic volcanics occur in lenses and levels up to several hundred metres thick, contained in the sedimentary framework of VS. No volcanism is known from the preceding PQ or the succeeding Culm.

The lenticular development of the various rock types and the resulting strong lateral facies changes mean that locally set up formations cannot be regionally correlated. Geological mapping is therefore best done on the basis of lithofacies, as is the present practice of Sociedade Mineira de San-

cumulations. They are paleotuffs, belonging to the folded Hercynian sequences; in another sense they are metatuffs, affected to varying degrees by deformation and low-grade metamorphism. They vary strongly in texture and structure but not in composition, being mostly leucocratic *quartz keratophyres* (probably albitized dacites), with lesser amounts of rhyolites, quartz latites and keratophyres (much of what has been called rhyolite in the literature is in reality quartz keratophyre, sometimes potassic quartz keratophyre).

According to grain size, the rocks are lapilli tuffs to tuffs and dust tuffs, with rare tuff-breccias (clast size over 64 mm.).

The high original content of glass in many of the tuffs is evidenced by frequent microfelsitic devitrification textures. The finest-grained volcanics are felsophyres (with microphenocrysts) and felsites, deposited as a volcanic dust. These are hard, compact, flinty rocks, mostly crystal-vitric and vitric tuffs, at times difficult to distinguish from cherts.

The coarser tuffs are often faintly to markedly porphyritic due to the presence of phenocrysts of albite (often sericitized), in many cases accompanied by quartz phenocrysts, sometimes by potash feldspar phenocrysts, and rarely by a few phenocrysts of (altered) biotite. These rocks frequently carry varying proportions of lithic fragments deriving from earlier volcanics, and are crystal-vitric-lithic tuffs. Other types only consist of vitric and lithic fragments with few crystals. The matrix filling the spaces between crystals, lithic and originally glassy or pumiceous fragments may be scanty or abundant, and varies from felsitic or sericitic-felsitic to coarser granular. Chlorite may occur in addition.

Some tuffs are massive through great thicknesses, others are well stratified and may exhibit graded bedding.

These felsic tuffs are regarded as being essentially flow tuffs, namely submarine ashflow pyroclastics (i. e. volcanoclastic sediments), as has been argued elsewhere (Schermerhorn 1970a).

No felsic intrusives or lavas are so far known with certainty. The fine-grained rocks sometimes described as lavas are felsite and felsophyre tuffs lacking the fluidal structures characteristic of felsic lavas. Ignimbrites are absent as the whole volcanic sequence is submarine (Schermerhorn 1970a).

*Tuffites*, consisting of non-volcanic, mostly slaty, sediments mixed with some volcanic material (generally small phenocrysts), occur in minor amounts interbedded among slates. (The Águia Tuff at the top of VS at Pomarão, described as a tuffite by van den Boogaard (1967), possibly on account of its sedimentary structures (graded bedding, current lamination, convolute lamination, load casts), is a tuff as it is composed of volcanic material though deposited as a flow tuff or pyroturbidite; graded tuffites described from Alcoutim by Frischmuth (1968) are likewise flow tuffs).

The felsic volcanics are thickest around the presumed eruptive centres (no vents or necks

have been found as yet), reaching at least several hundred metres in thickness, as at Rio Tinto and Aljustrel (in both occurrences the base of the volcanics is unknown). Away from the eruptive centres the volcanics thin gradually and pinch out among slates.

When mapped in detail, it is possible to subdivide the felsic volcanics into local formations and facies. For instance, at Aljustrel a central lower division of Megacryst Tuffs (AV₁-M), with some minor subdivisions, is overlain by Green Tuff (AV₂-gt), and flanked on either side, with overlap, by felsophyres, felsites, and felsitic to felsophyric tuffs and breccias (AV₁-ff) overlain by Mine Tuff (AV₂-mt), the whole covered by the slates, jaspers and other sediments, with some tuffs and tuffites, of the Paraíso Siliceous Formation (cf. Schermerhorn and Stanton 1969).

Related to the felsic volcanicity are the stratiform pyrite deposits of the Pyrite Belt. These can form enormous sheets and should be treated as rocks in their own right. This kind of sulphidic rock has therefore been called *pyritite* and its origin and mode of deposition are discussed elsewhere (Schermerhorn 1970a; this congress).

Between the felsic eruptive centres, PQ is overlain by VS slates. These show a greater diversity than either the PQ or the Culm slates. Typical are dark grey to black slates or phyllites which are only seen to exhibit these colours when fresh, as in deep cuts, mine workings or drill cores. They owe their dark shade in part to carbonaceous matter (sometimes strongly so), in part to finely divided ferruginous material so that they characteristically weather in pink to reddish tints. When more strongly sheared they become grey phyllites and may then be rather similar to PQ phyllites or to severely sheared Culm phyllites. Owing to deformation stratification is often hard to discern but thin graded bedding is not uncommon.

These slates grade into *siliceous slates* by the admixture of microcrystalline cherty quartz. This may be due partly to biogenic activity (some slates contain traces of radiolaria), partly to silica of volcanic origin. There also are red slates and siliceous slates in which the colour appears to be original; these mostly occur in the higher levels of VS but are also known near its base. Both the slates and the siliceous slates often show varicoloured Liesegang rings on weathering. Locally they contain thin layers, nodules or veins of manganese ore.

*Cherts* and *slaty cherts* represent phases of stronger siliceous precipitation and/or reduced terrigenous or volcanic supply. They often con-

tain radiolaria and when these become abundant they pass into *radiolarites*.

*Jaspers*, mainly dark grey (magnetic) or red (hematitic), to a much lesser extent also green or brown in colour, occur associated with the felsic and mafic volcanics. The thickest, most extensive jasper lenses (though never attaining the sizes of the largest pyrite bodies) are found covering the felsic tuffs, and may be associated with manganese ores. They are due to ferruginous silica precipitation related to the volcanism, and are generally later than the formation of pyrite. A detailed comparative study of jasper, chert and radiolarite from north of Mértola was made by Pfefferkorn (1968). He concluded that the cherts precipitated from solutions poorer in silica than those which produced the jaspers.

*Silty slates* and *siltstones* are found interbedded among the VS slates.

*Quartzites* also occur. Van den Boogaard (1967) describes quartzites from the Touril Formation which forms the middle part of VS at Pomarão. This formation is overlain and underlain by felsic tuffs and consists largely of phyllites, containing some interbedded impure quartzites which appear to be turbidites. The fine-grained quartzites and quartzitic siltstones in the Seixo Siliceous Formation northeast of Aljustrel (Schermerhorn and Stanton 1969) and farther to the southeast may show flute casts and Nereites trails.

Quartzites are abundant throughout VS in the large Cercal anticline (fig. 2) which although lying to the southwest of the Pyrite Belt proper is composed of VS rocks in fairly comparable volcanic-sedimentary facies (but lacking cherts, jaspers, radiolarites or siliceous slates). The south half of the anticline was described in much detail by Kleyn (1960). The core of the structure is occupied by the thick São Luis Formation consisting of alternations of rhyolitic extrusives (with quartz, albite and some potash feldspar phenocrysts), phyllites and fine-grained impure quartzites to quartzwackes. The base of the formation is not exposed and its thickness is estimated as between 625 and 2000 m. It is conformably overlain by the Torgal Formation, many hundred metres thick. This is a sequence of alternating very fine-grained quartzites in beds up to 50 cm. thick and dark phyllites up to a few metres thick. The formation is locally overlain by a lens (75 m. thick) of conglomerate, the Vale Longo Formation. There follow Culm phyllites.

*Quartzwackes* very like those in PQ are also found in VS. Locally, they occur interbedded among slates or phyllites in the lower part of VS

(as in the Seixo Siliceous Formation northeast of Aljustrel). These rocks are of fine to very coarse sand grade and consist mostly of grains of quartz and of slaty to quartzitic sediments, with flakes of detrital biotite, and sometimes with some grains of chert. They contain virtually no feldspar or volcanic fragments.

*Greywackes* appear locally in the upper part of VS. At Aljustrel, boreholes show that high up in the Paraíso Siliceous Formation, at the top of VS, there may occur some thin graded layers of albite-lithic greywacke identical with Culm greywacke. These are interbedded, together with occasional layers of chert, radiolarite, limestone, tuff and tuffite, among the phyllitic slates making up the bulk of the Paraíso Formation. Northeast of Aljustrel, the Vale de Água Formation, constituting the upper half of VS (Schermerhorn and Stanton 1969), contains thicker beds of Culm-type albite-lithic greywacke. Greywacke intercalations have also been noted near the top of VS in the area south of Grândola. These VS greywackes are forerunners of the massive impouring of Culm greywackes.

*Limestones* form a very minor part of the VS assemblage. Especially in drill cores, thin layers or small lentils and nodules of very fine-grained limestone are in places seen to occur in slates. Strauss (1965) described thin sideritic-dolomitic beds intercalated, together with pyritite, in carbonaceous slates at Lousal; they contain crinoid stem fragments, often very abundant. At Sotiel Coronada occur bioclastic calcarenites (with crinoid debris), in part interbedded with pyritite.

North of Mértola several limestone lenses are found near the top of VS; their fossil content is discussed below. According to Pfefferkorn (1968) these lenses, up to 50 m. long by 8 m. thick, consist of fine-grained crinoid limestone.

*Mafic volcanics* appear in many parts of the Pyrite Belt and may locally become prominent. They have been described in more or less detail by several authors. The mafics are mostly *spilitic flows* (with *pillow lavas*) representing submarine effusion and *albite diabase sills* intruded at no great depth when the spilitic magma did not reach the surface. Some other types of closely allied mafic to intermediate volcanics are also present.

In South Portugal the spilites occupy a zone stretching from Castro Verde to north of Lousal. They occur at the top of VS (indicating a Lower Viséan age), while the albite diabases are found in stratigraphically lower horizons. The diabases mainly intruded VS strata but some sills invaded the top of PQ. Locally the intrusions coalesce to levels several hundreds of metres thick, always

below the spilites at the top of VS. Albite diabases are also encountered in a much larger area surrounding the central spilite zone (and extending into Spain) but become less and less frequent away from the spilites. The mode of occurrence of the mafic volcanics has been described elsewhere (Schermerhorn 1970b), and it has been pointed out that the stratigraphic position of the mafics is different in the eastern and western parts of the Pyrite Belt. In the spilite province of South Portugal the spilites are found at or near the top of VS, above the felsic volcanics where these are present, and are overlain by up to a few tens of metres of slates with some jasper, followed by Culm; locally the spilites are covered by Culm slates.

In Southwest Spain the spilites and associated mafic rocks are mostly found at the base of VS, overlying PQ, and are succeeded by felsic volcanics. In the western part of the Spanish Pyrite Belt, Febrel (1965, 1967) mapped spilites, doleritic basalts (with albite) and some spilitic tuffs, overlain by felsic volcanics.

From the region around Rio Tinto, Rambaud (1969) describes flows of spilite (with pillow structures) and andesite (without amphibole, pyroxene or biotite; Rambaud considers them to belong to the spilites), mafic pyroclastics, and sills of spilitic dolerite (i. e. albite diabase), associated with slates, jaspers and radiolarites. This assemblage is intercalated between underlying slates and quartzites (PQ) and overlying felsic volcanics. North and northwest of Rio Tinto runs a zone of felsic tuffs and felsophyres which contain lenses of mafic volcanics ranging from albite diabase to spilite (chilled diabase?), described in detail by Soler (1969). They form two main alignments and seem to be confined to the deeper levels of the felsic volcanics.

Elsewhere in the Pyrite Belt the felsic tuffs rarely contain mafic rocks. Although there is some overlap of felsics onto mafics or vice versa, the felsic and mafic eruptive centres are well separated.

#### AGE OF THE VOLCANIC-SILICEOUS COMPLEX

PQ is variously overlain by VS slates, felsic tuffs or mafic volcanics. It is therefore difficult to decide whether the PQ-VS contact is a time horizon. However, the sudden appearance of explosive felsic volcanism at the same level all over the Pyrite Belt seems to indicate a certain synchronicity.

At Pomarão, the Middle to Upper Famennian

limestone level near the top of PQ is separated by 30-40 m. of phyllites from the basal VS volcanics (van den Boogaard 1967). Assuming that these phyllites were deposited during the remainder of the Famennian, it may be concluded that the junction between PQ and VS here corresponds to the boundary between Devonian and Carboniferous, or is not far removed from it.

Comparable thicknesses of phyllites intervene between the Famennian limestones of upper PQ and overlying VS in Southwest Spain.

Quiring (1936) found brachiopods (*Spirifer venenuli* var. *archiaci* Murch. and *Productella* cf. *caperata* Sow.) in phyllites near São Luis in the Cercal anticline, indicating a Strunian age. (The Strunian, or Étroeungt Stage, representing the transition between Devonian and Carboniferous, is considered to be topmost Devonian by German stratigraphers and lowermost Tournaisian by French, Belgian, Russian and most other stratigraphers.) Moreover, from a site 4 km. north of São Luis, Carrington da Costa (1943) described a brachiopod similar to certain types of *Pugnax pleurodon* Phill., a Lower Carboniferous fossil. These fossil localities are in the São Luis Formation defined by Kleyn (1960), in the axis of the Cercal anticline. The fossils may be taken as dating the oldest rocks exposed in this area.

Priem (1968) referred to isotopic age determinations (by whole rock Rb-Sr) made on two samples from the felsic volcanics in the São Luis Formation. One specimen yielded ages of  $344 \pm 15$  m. y. and  $330 \pm 15$  m. y., the other  $390 \pm 85$  m. y. (the large range of error renders this age determination less useful). The ages obtained from the first sample point to deposition during the Tournaisian, putting the base of the Carboniferous at 345 m. y. (according to new data (Lambert 1970) this age should be increased to 360 m. y.). This supports the fossil evidence, assigning a Carboniferous age to VS.

Mafic volcanics occur at the base of VS over large areas of the Spanish part of the Pyrite Belt. As related, Meseguer Pardo et al. (1945) discovered fossils considered to indicate an Upper Devonian age in phyllites with limestone nodules 3 km. southeast of Nerva (near Rio Tinto). According to the map of the Rio Tinto area by Rambaud (1969), this is in the Devonian (i. e. PQ) of the core of the large anticline passing south of Rio Tinto. The Devonian is flanked on the north and on the south by mafic lavas which are overlain by felsic volcanics. Therefore, the mafic volcanics are posterior to the fossiliferous Upper Devonian PQ, and probably of lower Tournaisian, or at most uppermost Devonian, age.

Though these data are scanty, they tend to indicate that all over the Pyrite Belt the PQ-VS boundary corresponds more or less precisely to the base of the Carboniferous.

From a crinoid limestone lens outcropping near Carvoeiro, 4½ km. north of Mértola, van den Boogaard (1963) determined conodonts which indicated an uppermost Tournaisian to lower Viséan age, corresponding to II β/γ of the cephalopod zonation. Van den Boogaard (1967) therefore considered that the boundary between the Pomarão and Mértola Groups, as defined by Mac Gillavry (1961a), i. e. between sub-Culm and Culm, should be placed within the Tournaisian or even the Lower Viséan. Subsequently, the area was surveyed by Pfefferkorn (1968) and he showed that this limestone belongs to a horizon of limestone lenses near the top of his Carvoeiro Group, i. e. VS. Conodonts from another limestone lens yielded a Lower Viséan age (II γ to lower II δ).

Moreover, the base of the Culm in the Pyrite Belt, as discussed below, may be put at or possibly somewhat above the base of cephalopod zone III α, that is to say, at (or above) the base of the Upper Viséan. Therefore, as within the Pyrite Belt there is conformity between VS and Culm, VS extends up to the middle of the Viséan.

Thus, on the evidence available, it can be concluded, (1) that the base of VS coincides with the base of the Carboniferous, (2) that the top of VS lies at the base of the Upper Viséan (or slightly above it), and (3) that VS is of Tournaisian and Lower Viséan age.

#### DEPOSITION OF THE VOLCANIC-SILICEOUS COMPLEX

At the Devonian-Carboniferous boundary, suddenly starting explosive felsic vulcanicity produced thick piles of submarine tuffs in many places. In Southwest Spain a phase of mafic eruptivity preceded the felsic volcanics. This widespread volcanism, following PQ sedimentation, indicates renewed tectonic mobility during a tensional phase. Between and away from the eruptive centres deposition of muddy sediments went on, undisturbed except by the finest, farthest-travelled volcanic dust.

The volcanics are geosynclinal; a submarine environment is indicated by pillow lavas, cherts and radiolarites. As the felsic volcanics are largely submarine ashflow tuffs of considerable lateral extent, it appears that the depositional basin was deep between the volcanic centres. Most of the felsic eruptions took place during the earlier part of VS time.

The shales accumulating between the zones of volcanic activity, from the start of VS times on, are fine-grained, with cherty and radiolarian interbeds. The prevalence of clayey sediments, with biogenic and volcanic admixtures, shows that the shaly facies is pelagic. Locally there are quartzites and quartzwackes representing occasional incursions of coarser clastics into the VS sea; their sedimentary structures suggest deposition in relatively deep water. For the impure quartzites in the Touril Formation at Pomarão, van den Boogaard (1967) concluded to deep-water deposition by turbidity currents from the north-western quadrant. The overlying Aguia Formation, composed of flow tuffs interbedded with radiolarite and phyllite, must likewise have been laid down in fairly deep water.

The provenance of the coarser clastics is not clear but may well be related, as was argued for the quartzwackes in PQ, to a geanticline, possibly an early nucleus in the area later to become the vast Beja Geanticline of Culm times.

The upper part of VS is mostly shaly, and the felsic volcanics, even where they are very thick, are generally overlain by shales with thin radiolarian cherts. The graded Culm-type greywackes in upper VS, thickening towards the source area (the Beja Geanticline), are turbidites. All this indicates deep-water sedimentation during a period of fairly quiet conditions when little terrigenous detritus reached the area of deposition. The chemical and biogenic siliceous accumulation evidence by siliceous slates, cherts and radiolarites may have been fostered by volcanic activity enriching the seawater in silica. The occurrence of Culm-type greywackes shows that the Beja Uplift (whence they and the later Culm greywackes derive) began its rise and erosion in pre-Culm time, shedding Culm-type detritus into the Pyrite Belt basin already in upper VS times.

Locally in South Portugal, most or all of upper VS consists of spilitic lavas. These mafic effusions only took place when the felsic volcanism had largely died down, though the intrusion of diabase sills may have started somewhat earlier. In Southwest Spain the mafic volcanism is mostly earlier than the felsic eruptions but continued for some time during the felsic activity in the zone northwest of Rio Tinto.

It has been concluded, on these and other grounds (Schermerhorn 1970b), that there was no close genetical relationship, in the sense of a «spilite-keratophyre suite», between the felsic and the mafic vulcanicity in the Pyrite Belt, with felsic magmas deriving by magmatic differentiation



and/or crustal contamination from a parent spilite magma. It seems on the contrary that the felsic and mafic magmas developed and erupted separately, and that their association in the Pyrite Belt is due to geosynclinal crustal tectonics facilitating the ascent of magma.

On the Beja Geanticline episodes of mafic (spilitic) and minor felsic volcanism are known from the Cambrian on (Carvalhosa 1965, Soares de Andrade 1969, Bard 1969), i. e. during the evolution of the Hercynian geosyncline, and mafic magmas were still available for dyke intrusion in post-Hercynian times.

Therefore, it appears likely that the spilite magma derives from the upper mantle, and that the felsic magmas were produced by melting in the deep crust, in local magma chambers.

the Culm in the Pyrite Belt. They are discussed separately owing to the controversy about their age.

Similarly, the Culm-like Namuro-Westphalian flysch sequence in the southwest is described afterwards. Thus, the name Culm is here used only for the greywacke-slate succession overlying the VS of the Pyrite Belt. It must be realized however that the lower boundary of the Culm greywacke lithofacies is diachronous (fig. 3).

The Culm greywackes are mostly medium-grained sandstones, occurring in beds up to several metres thickness, often graded. They are typically albite-lithic greywackes, containing abundant grains of albite and felsic volcanics, in addition to quartz and sedimentary grains. Flakes of detrital muscovite and more or less altered

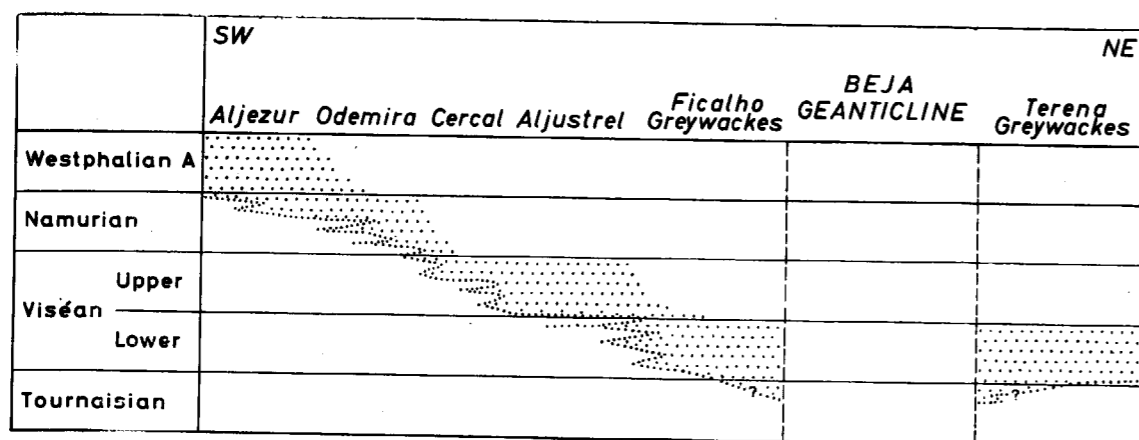


Fig. 3.—Diagrammatic cross-section to show the diachronous spread of greywackes out from the Beja Geanticline.

#### THE CULM GROUP

The Culm is a thick, well stratified, monotonous succession of alternating greywackes and slates or phyllites, with rare conglomerates and tilloids. This group represents the flysch phase of this geosyncline, deposited in a strongly subsiding deep basin along a rising geanticline.

Culm strata are well represented in the Pyrite Belt, between outcropping sub-Culm (PQ plus VS) anticlinoria, and cover a large area to the south of this belt. North of the Pyrite Belt, along the Beja Geanticline, is a zone containing Culm-type greywackes and slates, the Ficalho Greywackes. Similar Culm-type strata, the Terena Greywackes, occur on the northeast flank of the geanticline (fig. 2). The Ficalho and Terena Greywackes belong to the Culm greywacke lithofacies but started their deposition earlier than

biotite, up to 1.3 mm. in diameter, are usually present. Fragments of potash feldspar and chessboard albite are very rare; all potash feldspar noted is untwinned and consists as far as can be determined of orthoclase; it may be slightly perthitic. The rareness of potash feldspar is characteristic for the Culm greywackes, contrasting with the abundance of albite. No potash feldspar at all is mentioned from the greywackes studied in thin section by Kleyn (1960), Febrel (1967), Frischmuth (1968) and Pfefferkorn (1968). It was found to be scarce by van den Boogaard (1967). Strauss (1965) stated that orthoclase was rarer than plagioclase. Rambaud (1969) mentions orthoclase.

The felsic volcanics of which clasts occur in the Culm greywackes, conglomerates and tilloids can be divided into two groups. Most frequent are aggregates of random or subparallel (trachytic-textured) feldspar microlites, with a little inter-

stitial chlorite and sericite; they may carry microphenocrysts of albite, rarely accompanied by quartz microphenocrysts. The other group is formed by microfelsitic aggregates which may contain microphenocrysts of albite and/or quartz. These two groups also occur as pebbles in the conglomerates and tilloids and may then contain larger plagioclase and quartz phenocrysts, occasionally accompanied, in the microfelsitic group, by biotite phenocrysts. Spilitic grains and pebbles, and albite diabase pebbles, are very much rarer. Granophyric and spherulitic grains and pebbles are extremely scarce.

The quartz grains in the greywackes and in the matrix of the conglomerates and tilloids are mostly single-crystal clasts, either angular or rounded. As Mac Gillavry (1961a) has pointed out, this rounding is not due to abrasion but such grains are rounded phenocrysts, as is evidenced by the occasional occurrence of corrosion embayments filled with microfelsitic aggregates (devitrified felsic glass). The six-sided outlines of high-temperature quartz bipyramids are sometimes seen. A large part of the quartz is therefore likewise of volcanic derivation.

The sedimentary clasts comprise fine-grained quartzite and impure quartzite to quartzwacke, siltstone, silty slate, slate, carbonaceous slate, and chert, with rare siliceous slate, radiolarian slate, radiolarian chert, jasper, and carbonaceous chert.

Grains and pebbles of strained or polycrystalline quartz and of metaquartzite are rare, as are medium-grained plutonic-type aggregates of quartz and feldspar, or of quartz, plagioclase and biotite.

Detrital accessories comprise epidote, oxidic ore, leucoxene, apatite, tourmaline, sphene and zircon. (In addition, van den Boogaard (1967) found garnet which he considered to be of volcanic derivation, Strauss (1965) recorded clinopyroxene, brown hornblende and rutile, and Rambaud (1969) mentioned andalusite.) The heavy accessories are rather scarcer than usual in sandstones, denoting a relatively small plutonic contribution (possibly recycled). Epidote is sometimes fairly plentiful but it is probably of volcanic derivation. Pyrite however is rather common and likely to be syngenetic.

The matrix of the greywackes contains varying proportions of chlorite and sericite, with some calcite and, rarely, epidote-zoisite.

Slate *intraclasts*, derived from penecontemporaneous Culm slates, are frequent in the greywackes, conglomerates and tilloids. They range in

size from 50 cm. diameter or more down to tiny pellets, and are sometimes so abundant as to form a slate-breccia.

The slates are generally somewhat silty and carbonaceous, and often contain silty to fine-sandy laminae to layers.

The conglomerates and tilloids are composed of the same constituents as make up the greywackes, in granule and pebble to, occasionally, large cobble sizes and often rounded. In the conglomerates the stones touch or almost touch, set in a greywacke matrix. In the tilloids the stones float widely scattered in a matrix of dilute greywacke to somewhat sandy slate. The pebbly beds are irregularly distributed and lenticular.

Sedimentary structures include widespread graded bedding (though the complete Bouma sequence is not often present) and less commonly groove casts, flute casts (generally small) and other sole markings, load casts, flame structures, slumped and convolute bedding, current lamination, ripple marks, etc. This leads to interpreting the Culm as a turbidite sequence.

Only in the Aljustrel region of South Portugal has it been possible to subdivide the Culm group into a number of formations defined by the predominance of greywacke or of slates (Schermerhorn and Stanton 1969; the Brunheiras Slates mentioned in this paper as of doubtful position have since been found to represent the upper part of the Monte Ruas Slates).

The thickness of the Culm in the Aljustrel region (the top is cut off) can be given as approximately 3000 m.

Various types of fossils, mainly *Posidonia*, cephalopods and plant fragments, are found in the Culm beds.

*Posidonia becheri* Bronn is of fairly frequent occurrence in slates. This lamellibranch is also known as *Posidonomya becheri*. Feio (1946a) traces both names back to Bronn who first defined the genus *Posidonia* in 1828 but changed the name to *Posidonomya* in 1835 because a genus of recent algae had already been designated *Posidonia*. Later authors considered that this change was not justified as there was no danger of confusing the mollusc with the alga. Since that time both names have been in use.

*Posidonia becheri* occurs as separate valves, often crowded together, lying on bedding planes of slates, mostly with their convex sides up. In greywackes small shell fragments have been observed. Feio (1946b) made an exhaustive study of a richly fossiliferous, steeply inclined slate level (2 m. thick) at Mértola and found that of 500 *Posidonia* valves 68 % were convex to the

north and 32 % to the south. (The graded bedding in the greywackes adjoining this slate shows that the strata young to the north.)

The cephalopods are mostly *Goniatitidae*, especially *Goniatites striatus* Sow.

Crinoid fragments are also found (Pereira de Sousa 1919, Feio 1946b, Pfefferkorn 1968).

The plant remains are mainly drifted *Mesocalamites* and *Asterocalamites* fragments.

In the Pyrite Belt, VS is conformably overlain by Culm slates or greywackes. The base of the Culm is nowhere conglomeratic. As already recounted, precursors of the Culm greywackes are present in upper VS.

The extent and thickness of the Culm greywackes are considerable. In a large part of the Pyrite Belt VS is overlain by greywackes, either directly or by way of up to 50 m. or so of intervening Culm slates (in many places containing *Posidonia becheri*). In Southwest Spain the first appearance of the greywackes rises in the sequence in an eastward direction. Thus, at Río Tinto, VS is overlain by thick Culm slates locally carrying thin silty to sandy layers (Williams 1934, Rambaud 1969). The thick greywacke levels come to an end between Tharsis and Río Tinto.

Along the frontier the greywackes extend southward to the post-Paleozoic cover. At Castro Marim greywackes occur which in the field and in thin section are indistinguishable from the greywackes in the Pyrite Belt except for being less deformed and non-metamorphic. To the northwest, the width of the zone of greywackes south of the Pyrite Belt proper diminishes somewhat. South and Southwest of Grândola the VS anticlines are still mantled by thick Culm greywackes but the VS of the Cercal anticline is conformably covered by a considerable thickness of Culm slates. Here Kleyn (1960) distinguishes two formations. At the base, the Roncão Formation consists of phyllites with beds of very fine-grained quartzwacke (in which feldspar is very rare), apparently from 875 to over 1550 m. thick. This formation contains plant remains (*Asterocalamites scrobiculatus* Schloth., Carrington da Costa 1943). It is overlain by the Pomar Formation (at least 1350 m. thick) composed of phyllites and fine-grained greywackes of normal Culm type, containing abundant grains of albite and felsic volcanics.

Thus, the Culm greywackes attain their greatest development in the Portuguese part of the Pyrite Belt, overlapping onto slates to the southwest and to the southeast.

#### AGE OF THE CULM

In many places in Southwest Spain and South Portugal (as south of Grândola, south of Aljustrel, north of Panoias, etc.) *Posidonia becheri* Bronn is found in slates immediately above the Culm-VS contact and continues in slaty levels through the Culm. Moreover, goniatites have been recorded from a number of localities.

From the Culm slates overlying VS at Río Tinto, Williams (1934) reports *Posidonia becheri*, *P. lateralis*, *P. constricta*, *Goniatites sphaericus* and *G. crenistria*, the latter having been identified by W. S. Bisat as a fairly high subspecies, «as high as *G. crenistria dinckleyense*, or higher», corresponding to the Upper Viséan.

According to the cephalopod zonation, zone III  $\alpha$ , the base of the Upper Viséan, is characterized by *Goniatites crenistria* Phill., a goniatite which has been found at several places in addition to Río Tinto (Nery Delgado 1876, Roemer 1876, Feio 1946b). The following zone, III  $\beta$ , is characterized by *Goniatites striatus* Sow. which has been found more often, also accompanied by *Posidonia becheri* (Pereira de Sousa 1924, Carrington da Costa 1943, Delépine 1957). Characteristic for zone III  $\gamma$  at the top of the Upper Viséan are *Goniatites subcircularis* Mill. and *G. granosus* Portl. (Pereira de Sousa 1924, Carrington da Costa 1943, Delépine 1957).

*Posidonia becheri* first occurs in III  $\alpha$ , continuing in the following zones.

Therefore, the base of the Culm may be put at the base of, or possibly within, zone III  $\alpha$ , and the Culm in the Pyrite Belt started with the beginning of the Upper Viséan.

In Southwest Spain no stages younger than the Viséan appear to be represented but in South Portugal strata with Namurian and Westphalian faunas are known, discussed below.

#### DEPOSITION AND DERIVATION OF THE CULM

The Culm greywackes are turbidites deposited in a deep subsiding trough. On varying grounds, most authors (Kleyn 1960, Mac Gillavry 1961a, b, Fantinet 1963, van den Boogaard 1967, Frischmuth 1968, Pfefferkorn 1968) admit derivation from a source area to the north or northeast of the depositional basin.

The distribution of the greywacke lithofacies — thickest and most extensive in South Portugal and overlapping onto shaly lithofacies more to the southwest and southeast — constitutes by it-

self a strong argument for northerly derivation, i. e. from the Beja Geanticline. Moreover, the occurrence of Culm-type greywackes bordering the geanticline on either side, the Ficalho and Terena Greywackes, confirms provenance from this uplift.

The southwest border of the Culm trough lies in the southwest corner of South Portugal where the Viséans is only a few tens of metres thick and the underlying Tournaisian strata do not contain volcanics (see below).

The transport directions measured in Culm beds are scanty and the paleocurrent pattern is complex. For the area south of Grândola, Fantinet (1963) determined flow directions from sole markings of greywacke beds. North-northwesterly to northeasterly provenance was most frequent but there also occurred some markings indicating currents from the east and south. Van den Boogaard (1967) measured current lamination in Culm greywackes of the Pomarão region which showed flow from the northwest, west and southwest. He concluded that the currents probably followed the longitudinal slope of the depositional basin and thought that the coarser greywackes and conglomerates might well have come from the north or northeast, due to lateral supply. Along the frontier, from Alcoutim to the south, Frischmuth (1968) established from flute casts, slide marks and ripple marks that the currents flowed mostly to the south, southeast and east, but also to the northwest and west. He concluded to sedimentation from the north or northwest.

In the Aljustrel region various types of oriented features have been measured. North of Aljustrel small flame structures and convolute folds in the greywackes of the basal Culm formation are consistently overturned to the south or southwest. The crosslamination at the top of some greywacke beds indicates currents from the northwest, sometimes from the east. South of Aljustrel the higher Culm formations show crosslaminations in greywacke beds and in silty laminae in banded slates which mostly indicate flow from the northwest, sometimes from the north-northwest, west or east. Flame structures are overturned to the south or southwest. Rare groove and flute casts in one greywacke level indicate currents from the east-southeast and southeast. The lineation sometimes exhibited by intraclastic slate pellets, and rarely by large feldspar and volcanic fragments, trends northwest, north, east-northeast and northeast. Southwest of Lousal flute casts locally indicate currents from the northeast.

These measurements, taken together, suggest flow predominantly from the northern quadrant.

It would seem that, broadly speaking, the Culm greywackes were deposited from turbidity currents flowing down the basin slopes bordering the land area of the Beja Geanticline, i. e. across the axis of the basin, showing a tendency to turn to directions along the axis of the basin. Apparently, the farther east, the more the longitudinal transport directions prevail.

The uniformly albite-lithic composition of the Culm greywackes all through their considerable thickness and over a very large area is a function of the source area. The nature of the detritus, largely deriving from felsic volcanics of quartz-keratophytic composition (with quartz and albite phenocrysts) and to a lesser extent from shaly to fine-grained quartzitic and cherty sediments, shows that the source area on the Beja Uplift was covered by such volcanics and sediments.

This association does not point to denudation of an older plutonic area but rather to intrabasin provenance. The same assemblage occurs in the subCulm of the Pyrite Belt geosyncline: the volcanics can be matched in VS and the sediments in VS and PQ. This fact struck Kleyn (1960) and Mac Gillavry (1961a, b) and they therefore concluded, as most following authors have done, that the Culm clastics stemmed from preceding strata uplifted and eroded on the northeast margin of the basin. It must be noted that the dark grey to bluish black carbonaceous chert (not jasper) sometimes occurring as pebbles in the conglomerates and tilloids represents a rock type not known from the Pyrite Belt sub-Culm. It can however be matched in the lydites of the Silurian strata on the Beja Geanticline (and underlying the Terena Greywackes).

There is no evidence for uplift above sea level of geanticlines within the Pyrite Belt trough as all VS-Culm contacts are conformable. Moreover, in this trough Culm-type greywackes already began to be laid down in upper VS times, thickening to the north, as shown above. This confirms marginal supply.

Thus, the environment of mud deposition represented by the shaly Culm facies in the southwest and in the southeast was invaded, in the greywacke trough, by vast quantities of freshly eroded polymictic sands derived from a marginal source area, the Beja Geanticline. This was due to the instability caused by rapid subsidence in the basin and active uplift of the geanticline. Later on, the greywackes overflowed onto the southwesterly and southeasterly shaly facies.

Though the clasts in the greywackes are mostly angular, the same volcanic and sedimentary rock types occur as rounded pebbles in the Culm con-

glomerates and tilloids. Thus, pebble beaches and shelves must have existed along the north-eastern shore of the Culm basin.

The areas covered by the Culm greywackes and by the Beja Geanticline are of comparable extent (cf. fig. 2); both are strongly folded. As the Terena Greywackes along the northeast side of the geanticline are petrographically identical with the Culm greywackes and must likewise have been supplied from the geanticline, it seems that VS-type quartz-albite-phyric volcanics were well represented on the Beja Uplift.

The great thickness of the Culm, compared to the preceding VS, indicates strong downwarping of the basin and simultaneous elevation of the landmass to the north providing the detritus (and the plant debris) in the Culm. The continuous supply of feldspar and volcanic clasts shows that uplift of the Beja Geanticline continued during Culm deposition.

In the subsiding basin there is conformity between VS and Culm but as the Culm contains detritus from eroded volcanics of VS type and presumably of VS age (a question discussed below), a disconformity must appear towards the source area, attaining its greatest value nearest to the uplift. This is considered afterwards.

#### TOURNAISIAN AND VISÉAN STRATA IN THE SOUTHWEST

In the southwest tip of South Portugal, between Aljezur and Carrapateira, there are outcrops of rocks of Upper Tournaisian and Viséan age which show a facies different from the Pyrite Belt rocks of similar ages. They are of interest as they delimit the Pyrite Belt basin on the southwest.

Tournaisian fossils were first described from this region by Pruvost (1914) who identified a new species of goniatite, *Prolecanites algarbiensis*. The area was studied by Pereira de Sousa (1919, 1924) whose results were reviewed and in part reinterpreted by Carrington da Costa (1931) and Teixeira (1954). The deepest level exposed consists, according to Pereira de Sousa, of a few tens of metres of dark grey slates, the lower part of which occasionally contains nodules with *Prolecanites algarbiensis* and *Pericyclus princeps*. The upper part of the slates contains thin layers of grey-black dolomitic limestone, with *Cyathophyllum mitratum*, *Caninia cornucopiae*, *Orthoceras* and crinoids. The fauna indicates an Upper Tournaisian age, as was confirmed by Delépine (1957) who listed *Protocanites algarbiensis* Pruvost and *Pericyclus princeps* Kon. from these localities.

The Tournaisian slates pass up into brown dolomitic limestones with layers of red slates and occasional greywackes, containing Viséan (especially Upper Viséan!) fossils (abundant goniatites, *Posidonia becheri*). The Viséan rocks reach a thickness of a few tens of metres. At their top occurs a thin bed of impure limestone containing goniatites, crinoids and foraminifera (*Fusuliniidae*), studied by Fleury (1924). This limestone was regarded as forming the transition to the Namurian by Pereira de Sousa and as being already Namurian by Carrington da Costa (1931).

Twelve km. east of Aljezur, near the west end of the Monchique Massif, Pereira de Sousa (1926) found a similar succession in a small inlier in Namuro-Westphalian beds. Here 7 m. of thick-bedded, unfossiliferous grey-black slates are overlain by 13 m. of thin-bedded whitish and brown slates with plant remains: these rocks were referred to the Tournaisian by Pereira de Sousa which was considered doubtful by Carrington da Costa (1931) and improbable by Teixeira (1954). They are covered by 8 m. of Viséan marly slates containing crinoids, *Posidonia becheri*, *Spirifer*, *Goniatites striatus*, *G. sphaericus*, *Phillipsia*, etc., followed by one metre of whitish marly slates with the new goniatite, «*Lusitanoceras*», later discredited (cf. Carrington da Costa 1943). Then come Namurian and Westphalian slates and greywackes. The Upper Viséan is well defined by its fossil content, which is not the case for the presumed Tournaisian.

At Murração on the Atlantic coast, west of Carrapateira, Feio and Lombard (1958) studied the Carboniferous succession in more detail. At the base are the «schistes à *Prolecanites*», of Upper Tournaisian age. They are overlain by a few tens of metres of interbedded shales, calc-shales, sandstones and limestones (with corals and crinoids) of Viséan age. Then come some tens of metres of shales (considered to be of Namurian age), followed by thick greywacke-slate alternations (Westphalian).

As observed west of Carrapateira and farther north along the coast, the Tournaisian «schistes à *Prolecanites*» are very regularly and thinly bedded carbonaceous shales containing abundant laminae of silt to fine sandstone, exhibiting graded bedding. They are at least 50 m. thick and seem to be fine-grained turbidites deposited in fairly deep water. These shales overlie an unfossiliferous lower division, at least 100 m. thick (base not seen), of dark grey shales with frequent thin layers of quartzitic sandstone. These show load casts, groove casts and other sole markings, and also Nereites trails. They likewise appear to be

turbidites. At the top of this lower division is a thick level of massive quartzite with some cross-bedding.

The «schistes à *Prolecanites*» are sharply overlain by the thin Viséan sequence of interbedded shale, calc-shale, sandstone and limestone. This points to a change in the sedimentary environment. The crinoids and corals would indicate shallow water unless they have been redeposited.

The small thickness of the Viséan in this region contrasts strongly with the great thickness of the Upper Viséan Culm to the northeast. It may be concluded that the southwest corner of Portugal was not affected by the strong subsidence of the Culm trough, thus forming its southwest border, possibly a marginal shelf, possibly a part of the deep basin starved of terrigenous detritus. Subsidence here set in later, when the Westphalian greywackes and slates were deposited.

#### NAMURIAN AND WESTPHALIAN STRATA IN THE SOUTHWEST

The southwest corner of South Portugal, south and southeast of Odemira, is largely covered by beds of Namurian and Westphalian age, in the literature often referred to as Moscovian (Pereira de Sousa 1919, 1924, 1926, Carrington da Costa 1931, 1943, Teixeira 1954). A thick sequence of interbedded slates and greywackes, dated by a Lower Westphalian fauna, is underlain by slates with some greywackes with Namurian fossils.

Although many fossil occurrences are known, especially of ammonoids, this area has not been mapped in detail, and the boundaries between the Viséan, Namurian and Westphalian strata have not been traced. In particular, it is not clear whether the Namurian is generally slaty of whether this is only a local development.

South of Odemira, Namurian slates with thin sandy beds contain *Posidonia becheri* and *Homoceras beyrichianum* (Pruvost 1914, Carrington da Costa 1943, Delépine 1957), indicating zone III δ, i. e. Namurian A. Higher levels are also represented.

The cephalopods described from the Westphalian rocks are, mostly, *Gastrioceras subcrenatum* (= *carbonarium*), *G. listeri* Martin, *G. cumbriense* Bisat and *G. cancellatum* Bisat (Delépine 1957). These indicate the Westphalian A. No higher faunal levels are known.

The Namurian and Westphalian sequence was considered to be over 1000 m. thick by Pereira de Sousa (1919). As it has not been mapped and as the beds are strongly folded, this figure must be considered an approximation only.

The Westphalian rocks are carbonaceous shales alternating with greywackes in a well-bedded succession of flysch type. Compared to the Culm of the Pyrite Belt, the Westphalian greywackes are generally finer-grained and rarely form beds over one metre thick, though otherwise very similar. The layers are generally graded and often show groove, flute and load casts and other sole markings, together with convolute bedding, etc., so that they may be regarded as turbidites. No petrographic descriptions are available. A few specimens studied in thin section show significant differences when compared to Culm greywackes. The Westphalian rocks are mostly composed of quartz grains, with some sedimentary fragments (chert, quartzitic siltstone and shale) and detrital flakes of muscovite and altered biotite. No feldspar or volcanic clasts were observed. This makes them quartzwackes to lithic quartzwackes under Kleyn's (1960) classification. (These observations are too few in number to warrant inferring changes in the composition of the source area on the Beja Geanticline in Westphalian times but it seems safe to conclude that the Namuro-Westphalian flysch did not derive from erosion of Culm greywackes.)

#### THE FICALHO ZONE

Along the southern border of the Beja Geanticline occurs a narrow strip of greywackes and other rocks, here called the Ficalho Zone as observation shows that at least two different formations are present. This zone, reaching up to 5 km. width, is represented in its minimum strike extension in fig. 2 but probably extends farther northwest and east.

Teixeira and Thadeu (1967) refer to this zone as being composed of greywacke-slate alternations of flysch type. They consider the age of this sequence to be Lower Devonian because of its great similarity to the greywackes between Estremoz and Barrancos (the Terena Greywackes, discussed below) and of the occurrence of plant remains of psilophytil and protolycopod aspect in the greywackes, together with crinoid stem fragments.

Carvalhosa (1965) mapped part of this zone, near Ficalho, and described it as being constituted by slates and fine to medium-grained greywackes, rich in quartz grains and containing in addition biotite, plagioclase, muscovite and in one case pyroxene. He thought that these rocks might be of Lower Devonian age.

South of Serpa, Pfefferkorn (1968) described the Santiria Formation, a succession of greywa-

ckes, very fine-grained micaceous siltstones and dark slates. The greywackes carried feldspar grains up to 1 mm., exceptionally 4 mm., in size. He found small indeterminable plant fragments in the greywackes. The southern contact, with the Pulo Formation, was regarded as a sedimentary transition, locally faulted. He correlated the Santiria Formation with his Gafo Formation (to the south of the Pulo outcrop) because they were petrographically identical. (The Gafo Formation is Culm, conformably overlying the VS of the Carvoeiro Group which near its top contains conodonts of Lower Viséan age, as referred to above). Pfefferkorn thought that the Santiria Formation could be of Upper Devonian, Tournaisian or Viséan age and held that, lacking more precise data, a choice between these possibilities could not yet be made.

In Southwest Spain, as briefly reported by Bard (1969), the sequence begins with quartzites, overlain by slate-greywacke alternations with lenticular intercalations of mafic volcanics of spilitic to dacitic composition, followed by one or two massive spilite flows. These are in turn overlain by thick slates and sandy slates containing felsic tuffs comparable to the tuffs and felsites of the Río Tinto region.

In the Ficalho Zone a Culm-type greywacke-slate and a sub-Culm-type slate-quartzite assemblage can be distinguished. The first assemblage was described by Carvalhosa and Pfefferkorn. It is here called the *Ficalho Greywackes*. This formation is well-bedded and the greywackes are often graded and show sole markings when not too strongly sheared. In this aspect the Ficalho Greywackes are indistinguishable from the Culm of the Pyrite Belt and from the Terena Greywackes. In thin section the Ficalho greywackes are moreover seen to be albite-lithic greywackes exactly like the Culm greywackes, containing the same type of volcanic debris.

However, rocks of sub-Culm type are also represented. Somewhat to the west of Ficalho, south of Aldeia Nova, appear folded, crinkled and quartz-veined phyllites, carbonaceous phyllites and quartzitic phyllites with rare quartzitic lenses. A road section south of Serpa shows that here the Ficalho Zone is about 1½ km. wide. It consists mostly of sheared Culm-type albite-lithic greywackes, siltstones and slates but contains a strip about 100 m. wide in which a different sequence outcrops, to wit, phyllites with lenses of fine-grained impure quartzite to quartzwacke. These are rocks of sub-Culm lithology; they seem to underlie the greywackes. To the south of the greywackes there abruptly appear hills of Pulo

Formation phyllites and quartz phyllites with abundant lenses to thick beds of fine to medium-grained quartzite, impure quartzite and quartzwacke.

Near Ferreira do Alentejo the Ficalho Zone contains phyllitic slates with thin beds of fine-grained quartzite which may show Nereites trails; some quartzwacke occurs and in places there are found thick quartzites. This assemblage moreover contains limestone lenses and in one locality there is felsophyre of VS type. Somewhat to the north, across the border of the Beja Geanticline, the phyllite-quartzite-limestone formation is locally seen to rest on the crystalline rocks of the geanticline.

It therefore appears that in part of the Ficalho Zone the Culm-type greywackes are underlain by sub-Culm rocks, representing PQ and part of VS. As far as can be judged from Bard's brief description, these same situation might well obtain in Southwest Spain.

#### THE TERENA GREYWACKES

A long zone, up to 6 km. wide, of Culm-type greywackes, slates and conglomerates extends from near Estremoz in central Portugal to east of Aracena in Southwest Spain (fig. 2). This sequence is named the Terena Greywackes, after the village of Terena, on the proposal of A. Ribeiro and J. C. Perdigão. The formation is underlain by Silurian strata and forms a tight synclorium.

Nery Delgado (1908) first mentioned this greywacke-slate formation, carrying plant debris, and thought that it was of Upper Silurian, possibly even Devonian age. He also remarked that its lithology was very similar to the Culm of South Portugal. From Barrancos, somewhat to the east, Nery Delgado described Lower Devonian slates with limestone beds containing corals and abundant crinoids, i. e. reefs (cf. Teixeira and Thadeu 1967).

Carrington da Costa (1931) criticized Nery Delgado's stratigraphy and assigned the greywacke-slate formation to the Lower Ordovician.

Teixeira (1961) described the plant fossils in the greywackes and referred them to the Psilophytina. Only poorly preserved fragments could be collected. They showed little variation. Most numerous were moulds of *Drepanophycus* sp. stems. There also occurred possible *?Psilophyton* sp. and *?Hostimella* sp. stem fragments. These are Lower and Middle Devonian forms which age

Teixeira therefore assigned to the formation. Teixeira and Thadeu (1967) describe the flora as Psilophytales and Protolycopodiales, mixed with crinoids and small corals, and conclude to a Lower Devonian age.

Pfefferkorn (1968) criticized Teixeira's findings and argued that his determination of Drepanophycus was not at all certain. He consulted Remy who was of the opinion that it could represent the Knorria form related to Cyclostigma, that some of the psilophyta could belong to younger forms, and that the whole strongly resembled the Cyclostigma facies of the Upper Devonian of Central Europe.

Thus, the determination of this flora seems to be in doubt which need not cause wonder in view of its sorry state of preservation. There is also some doubt whether these forms are restricted to the Devonian. Not too much is known about Devonian floras and their age range, and there is no clear break in floras at the Devonian-Carboniferous boundary. A number of Upper Devonian plants continue up into the Carboniferous and the one major event, the appearance of seed plants, hitherto thought to take place in the Lower Carboniferous, has recently been relegated to the Upper Devonian (Pettitt and Beck 1967). The occurrence and preservation of land plants in marine strata depends on a number of favourable conditions of transport, burial, diagenesis and, especially, lack of penetrative deformation and metamorphism. This further reduces the chances of finding an abundant or even representative land flora in marine beds such as the Terena turbidites, and the less common or less resistant species may well have become lost before deposition, unless locally preserved by some fortunate conjunction of circumstances.

It is therefore significant, in this connection, that the occurrence of primitive plants of «Devonian aspect» has been recorded in undoubtedly Carboniferous strata. Jongmans (1956) described a Carboniferous psilophytalis from the Ruhr district of West Germany which was accompanied by a typical Upper Namurian flora. He assigned this plant to the psilophytales group of the Devonian on the grounds of its primitive habit, rigorous dichotomy, and sporangia. It was further studied by Kräusel (1957) who named it *Paulophyton jongmansii*, commenting on its undoubtedly primitive, psilophytalis-like aspect, though somewhat more complex than similar Lower Devonian plants. He related it to the genus *Paulophyton* Dolianiti described from the Lower Carboniferous of Brazil.

It thus seems clear that plants of primitive,

«Devonian» aspect can occur in the Carboniferous and that their presence by itself does not offer grounds, without further evidence, for assigning the host rocks to the Devonian. Probably the only safe conclusion to be drawn from the flora in the Terena Greywackes is that it is older than the flora in the Culm of the Pyrite Belt and therefore that the Terena Greywackes are of pre-Upper Viséan age.

Perdigão (1967) described a section through the Terena Greywackes west of Barrancos. The formation occurs in two synclines, showing a basal conglomerate (locally absent) which overlies Silurian rocks of various types.

Southeast of Barrancos the formation continues far into Spain, passing north of Aracena. Here it was described by Bard (1966, 1969) as the Escobar «Series», a thick succession of coarse greywackes, microconglomerates (i. e. conglomerates of granule grade) and slates, containing plant fragments and otherwise very similar to the Culm. At first, Bard (1966) assigned a Lower Carboniferous age to the formation as it unconformably rested on Silurian strata or on the Verdugo «Series» which contains Lower Devonian brachiopods and trilobites. In 1969 he thought a Lower Devonian age was indicated because the rocks contained crinoid fragments.

Teixeira (1951) and Teixeira and Thadeu (1967) considered that the Terena Greywackes followed conformably on the Silurian and that this constituted an additional argument in favour of their Lower Devonian age. This was criticized by Pfefferkorn (1968). He quoted unpublished work by Assmann in the adjacent Encinasoli region (Southwest Spain) who described a basal conglomerate resting either on Silurian graptolite slates or on Silurian-Devonian boundary beds. Pfefferkorn therefore concluded to a disconformity. Bard (1966, 1969) also refers to a break. Perdigão's section west of Barrancos shows the Terena Greywackes to overlie Silurian slates and lydites, Silurian red slates, or unfossiliferous slates thought to be Silurian.

In the outcrop and in thin section the Terena Greywackes are identical with Culm greywackes. Like these, they are albite-lithic greywackes composed of grains of quartz, albite, sedimentary and volcanic rocks, set in a sericitic-chloritic matrix. Potash feldspar is rare. The lithic fragments comprise abundant felsic volcanics showing either a microfelsitic or a microlitic groundmass and containing albite and quartz microphenocrysts. The less plentiful sedimentary clasts are mainly of slate, also of fine-grained quartzite, quartzwacke and siltstone. Some limestone grains and orga-

nic fragments were also noted. Heavy accessories are rare, as in the Culm greywackes.

The associated conglomerates contain pebbles and cobbles of various quartzitic rocks, often well-rounded, of felsic volcanics, and also of dark carbonaceous chert (derived from Silurian lydites).

Teixeira (1951) believed that the Terena Greywackes were deposited in shallow water near the shore line and that this was confirmed by the existence nearby, at Barrancos, of contemporary Lower Devonian reef limestones with abundant corals, crinoids, bryozoa, etc. (Perdigão (1967) refers to Lower Devonian limestones in lagoonal facies at Barrancos.) Pfefferkorn (1968) refuted this assumption by pointing out that the greywackes were turbidites, certainly deposited far from the shore line. He correctly interpreted as groove casts the bedding plane striations regarded as possibly of tectonic origin by Teixeira.

In fact, the Terena Greywackes are well graded and show sedimentary structures similar to those in the Culm, with a preponderance of groove casts and a relative rarity of flute casts, always small. Convolute bedding has also been observed.

#### DERIVATION AND AGE OF THE FICALHO AND TERENA GREYWACKES

The presence of a sequence of graded greywacke beds with current markings of various types in the Culm-type Ficalho and Terena greywacke-slate formations indicates that these rocks have been laid down by turbidity currents in relatively deep water, like the Culm greywackes.

The composition of the Ficalho and Terena Greywackes is identical with that of the Culm greywackes, so that derivation from the same source area rich in quartz-keratophyric volcanics must be concluded to.

Groove and flute casts measured in several levels of the greywackes west and northwest of Barrancos indicated currents flowing from the northwest or north-northwest, or occasionally from the south-southeast, in a longitudinal direction.

The Terena Greywackes lie on Silurian rocks, and to the west older strata outcrop while to the east Lower Devonian rocks are still present. This denotes erosion before the greywackes were deposited, increasing in a westerly or southwesterly direction, towards the source area of the greywackes. Thus, the Beja Geanticline provided detritus not only for the Culm and for the

Ficalho Greywackes but also for the Terena Greywackes which were deposited in an internal basin skirting the northeast shore of the geanticline.

As shown above, the southward spread of clastics from the Beja Uplift attained its full development in the Upper Viséan when the Culm was being deposited, but started earlier, with Upper VS Culm-type greywackes thickening towards the uplift. This makes it likely that the Ficalho and Terena Greywackes, bordering the geanticline, are earlier than the Upper Viséan.

A Lower Devonian age for these formations can no longer be upheld in the light of Pfefferkorn's criticism, the ambiguity of the age of the flora, the presence of a basal disconformity, and the strongly differing facies of the true Lower Devonian.

The presence of VS-type volcanic detritus indicates erosion of such volcanics in the source area on the geanticline. The age of the two formations therefore hinges on the age of these volcanics. If they are of VS age, as seems most plausible, the Ficalho and Terena Greywackes cannot be much older than the Upper Tournaisian as the VS vulcanicity commenced at the beginning of the Tournaisian. These formations must then be regarded as of Upper Tournaisian to Lower Viséan age.

There is also the possibility that VS-type volcanics were erupted already in Middle or Upper Devonian times in the area which was to become the Beja Geanticline. If this were so, the two formations could be of Upper Devonian or Lower Tournaisian age. However, it would be hard to explain how extensive Middle or Upper Devonian volcanics, when uplifted and eroded to supply the Ficalho and Terena Greywackes, could have failed to provide detritus to the Upper Devonian PQ and Lower Tournaisian VS as well (the quartzwackes in PQ and lower VS, even where underlying Ficalho Greywackes, contain little or no volcanic-derived material). Also, if the supply of eroded volcanic detritus from the Beja Uplift was continuous, then the occurrence of Culm-facies greywackes in the upper part of VS in the Pyrite Belt could be extrapolated towards the geanticline, i. e. towards the Ficalho Greywackes, and this would make this formation and the Terena Greywackes largely of Lower Viséan age.

This problem can only be definitively resolved by radiometrically dating the volcanic detritus in the Culm, Ficalho and Terena greywackes and conglomerates, or by discovering fossils of stratigraphic value in the Ficalho and Terena Greywackes.

#### THE ROLE OF THE BEJA GEANTICLINE

The geanticlinal role of the Beja-Aracena Uplift is recognized by various authors (Alia 1963, Rambaud 1969). The rocks outcropping on it are largely Cambrian (possibly also Precambrian) to Silurian metasediments and metavolcanics, with intrusives of various ages (Carvalhosa 1965, Soares de Andrade 1969, Bard 1969).

The extent of the geanticline is more or less defined by the nearest strata containing detritus derived from the uplift: the Terena Greywackes to the northeast and the Ficalho Greywackes to the south. The geanticline lay between the basins in which these turbidite formations were deposited, though it is now difficult to trace the hinge line between uplift and subsidence.

As shown in fig. 2, the southern border of the geanticlinal block is over much of its extent a late upthrust along which the Beja massif overrides the Ficalho Zone. This border thrust, discussed below, affects the metamorphic and intrusive rocks on the uplift.

The northeast border of the geanticline is to be put, in Portugal, west of the Terena Greywackes outcrop, where a large area is underlain by Silurian (and ?Ordovician) strata. In Spain, the Terena Greywackes (Bard's Escobar «Series») disconformably overlie Silurian slates or the Lower Devonian Verdugo «Series» along the northern edge of the Aracena block. Here the greywacke formations along the north and the south flanks of the geanticline approach each other and the width of the Beja Geanticline is much reduced (fig. 2).

The geanticline may well have had a long history of episodic uplift during the evolution of the Hercynian geosyncline. Recent studies (Carvalhosa 1965, Soares de Andrade 1969, work in progress by Serviço de Fomento Mineiro) indicate absence or near-absence of the Ordovician and of the Upper and Middle Cambrian over part of the uplift in South Portugal. Ordovician strata are still present at Barrancos, so that two phases of epirogenic disturbance may be inferred. These are, respectively, Sardinian movements at the end of the Cambrian, widespread in the Iberian Peninsula, and Taconic movements in the Late Ordovician.

We are here concerned with the effect of the geanticline on sedimentation in the Pyrite Belt geosyncline. As argued above, the presence of abundant detritus of felsic volcanics in the Culm and Culm-facies rocks bordering the uplift indica-

tes the existence of such volcanics on the geanticline, and more especially on its Portuguese part (in view of the small width of the Aracena block and of the distribution of the Culm greywacke facies). If these volcanics are contemporaneous with the Pyrite Belt volcanics of VS, which are of the same type, they are likewise of Tournaisian to Lower Viséan age, probably mainly Tournaisian. In that case the Beja Geanticline must have been covered to a large extent by felsic volcanics and associated marine sediments (including radiolarites). The epirogenic movements causing emergence of the geanticline and erosion of the volcanics can then at the earliest have started in middle Tournaisian times.

On the other hand, fragments of slates and fine-grained quartzites occur not only in the Culm greywackes but also in earlier Lower VS and PQ quartzwackes. If the provenance is the same, this detritus would have been derived from pre-volcanic PQ-type sediments, probably mainly of Devonian age, perhaps from an older part of the geanticline. If this is so, a geanticline would already have existed in PQ times, though not of the same size as later on, and would have contributed detritus to PQ and VS beds being deposited in the basin to the south.

The occasional occurrence of plutonic rock types among the Culm clasts and the presence of detrital biotite in Culm greywackes and VS and PQ quartzwackes seem to indicate that plutonic rocks were being unroofed during the denudation of the geanticline. These rocks might be related to Taconic plutonism.

The depth of erosion on the Beja Geanticline must have been considerable in view of the immense quantities of detritus produced. The Tournaisian volcanics and sediments on the area uplifted and eroded to provide this detritus must have reached thicknesses comparable to, if not exceeding, the thickness of VS in the basin to the south. They have been removed by erosion. The Devonian strata in this area, possibly never very thick, must also have been largely removed. Much of the Beja Geanticline is still covered by Cambrian to Silurian strata. Yet geanticlinal erosion did reach down to the Silurian, in part, as Silurian lydites appear as pebbles in the Culm conglomerates.

The earlier existence of a proto-geanticline notwithstanding, it is clear that the principal phase of uplift, defining the Beja Geanticline, took place when the immense quantities of volcanic and other clastics were produced which filled the Pyrite Belt geosyncline.

Therefore, the following simplified sequence of

events is envisaged (subject to later revision when the ages of certain key formations become better known).

1. At the end of the Devonian, possibly already earlier, there existed a geanticlinal nucleus in the general area of the Beja Geanticline which supplied minor quantities of detritus from eroded intrabasinal sediments to the Pyrite Belt basin where PQ was accumulating.

2. At the beginning of the Carboniferous widespread volcanism took place in the Prity Belt geosyncline and on the later geanticlinal which was still largely covered by the sea. The geanticlinal nucleus however continued to exist and to shed detritus.

3. In middle, but more likely late Tournaisian times, the geanticline was raised above sea level. The emergent, eroded area a first comprised the zones where later the Terena Greywackes and possibly also the Ficalho Greywackes were to be deposited (and it may well have encompassed the whole of the central Hercynian block of Iberia). Soon afterwards, strongly subsiding basins formed in these zones, on either side of the Beja Geanticline, a land mass where vegetation of various types flourished. The geanticline was being actively eroded, initiating a gradual spread of clastics out from the uplift, carried by turbidity currents into the subsiding basins.

Uplift and progressive denudation of the geanticline continued into the Westphalian.

The deposition of greywackes commenced earliest in the zones adjoining the geanticline (in Upper Tournaisian or Lower Viséan times), somewhat later in the Pyrite Belt (in Lower Viséan times, attaining its full development at the start of the Upper Viséan) and still later in the area to the southwest of the Pyrite Belt. (Pfefferkorn (1968) explained the differing ages of the earliest greywackes by a migration of the greywacke facies from northeast to southwest, starting with the Terena Greywackes; it seems more likely that the Terena Greywackes and the Ficalho Greywackes being symmetrically positioned with regard to the Beja Geanticline, are contemporaneous.)

Continuing uplift of the geanticline during the Upper Viséan ensured a steady rate of supply of freshly eroded volcanic and other detritus to the Pyrite Belt basin where strong subsidence took place concomitantly. The greywackes did not yet reach the southwest corner of South Portugal where during this time a thin calcareous sequence was deposited. Later however, Namuro-Westphalian greywacke deposition took place here also, and this may be due to subsidence spreading

was deposited. Later however, Namuro-Westphalian do not seem to contain material derived from eroded Viséan greywackes, it appears that post-Viséan strata did exist in the Pyrite Belt but were subsequently removed by post-orogenic erosion.

The sequence of diachronous greywacke deposition is schematically represented in fig. 3.

The movements causing the uplift of the Beja Geanticline and its precursors were epeirogenic only, giving rise to disconformities but not to orogenic unconformities. The occurrence of extensive volcanism in the area of the geanticline, as in the Pyrite Belt geosyncline, evidences a tensional, not a compressional, regime.

In the middle Westphalian, sedimentation in the Pyrite Belt geosyncline was terminated by the first Hercynian orogenic phase during which the Beja block was thrust over the basin deposits to the south. Afterwards the Beja Geanticline, now strongly folded, was again upraised and eroded to supply detritus to the Westphalian D basin near Santa Susana.

Summarizing, it appears that the Beja Geanticline is an old geanticline which was reactivated in Carboniferous times. As such, it forms the southwest border of the central Hercynian block (fig. 1). This block was composite, being constituted of rising segments separated by internal basins along the orogenic strike (e. g. the trough of the Terena Greywackes).

#### HERCYNIAN STRUCTURES

The rocks exhibit varying degrees of orogenic deformation, depending on their competency and on the structural level. They were folded, thrust and faulted. No unfolded Paleozoic strata are known. The structures describe a virgation concave to the northeast. The folds verge to the south or southwest.

The *folding* was severe, with the intensity increasing downwards. Anticlines generally have steeper or overturned south or southwest flanks. Axial plunge is variable in either strike direction. Sub-Culm anticlines are often in thrust contact with Culm to the south or southwest. *Folded overthrusts* are known from Aljustrel (Schermershorn and Stanton 1969) and elsewhere. These development of steep axial-plane cleavage. Feio subsequently were tightly compressed and shear-folded to isoclinal overturned structures, with the developed as low-angle thrusts in open folds which Lombard (1958) recorded a flat-lying thrust in the extreme southwest, near Carrapateira.

Related to the folding is the development of axial-plane *cleavage*, often intense. The cleavage planes generally dip steeply to the north or northeast; low-dipping cleavage is rare. Later deformation caused crinkling, kinking and strain-slip cleavage affecting the first cleavage, especially prominent in slaty sub-Culm strata. Yet Culm rock may also be severely sheared and show two cleavages. Locally a third cleavage formed.

In the Cercal anticline, Kleyn (1960) recorded two fold generations, each associated with cleavage, followed by a final stage of large-scale folding producing the anticline. These deformational phases were coaxial, so that Kleyn concluded that they originated during a single episode of folding.

Pfefferkorn (1968) described how in the deepest structural level a first cleavage was sheared and folded with the development of a second cleavage which in turn was itself folded, around parallel axes. Thus, the deepest structural level shows three stages of coaxial deformation (as in the Cercal anticline) while in the uppermost structural level only one stage of folding with cleavage was found. Like Kleyn, Pfefferkorn concluded that these stages were due to one continuous phase of tectonic stress.

From Lousal, Strauss (1965) reported a first folding phase associated with a first cleavage and a somewhat younger phase of NE-SW trending crossfolding and related cleavage.

Febrel (1965, 1967) distinguished, in Southwest Spain, a first axial-plane cleavage related to a first folding phase, a second crossfolding associated with cleavage, and a third-generation strain-slip cleavage.

In the Río Tinto region Rambaud (1969) similarly recognized a first cleavage deformed by two later, contemporaneous cleavages.

For the Calañas region, Lecolle (1970) likewise distinguished a first and major folding phase accompanied by a regional axial-plane schistosity. A second phase of parallel trend developed local subhorizontal strain-slip cleavage, itself weakly folded. A third phase caused cross-buckling with north-northeast trending subvertical strain-slip cleavage. A fourth phase resulted in conjugate N35E and N325E trending wrench faults.

*Faults* form an important part of the Hercynian structures. Later than the folds and the thrusts which they transect, but probably almost contemporaneous, are *wrench faults*, trending north, northwest and northeast in Spain and in the eastern part of South Portugal. To the northwest of Castro Verde in South Portugal they are

mostly north to north-northeast trending right-handed wrench faults, with displacements up to a few km. The largest is the Corona Fault, passing east of Lousal, which is known over a length of 15 km., the buried southern part from gravimetry and boreholes. In the north it disappears beneath the Tertiary across the Grândola Fault. The displacement along the Corona Fault is 4.75 km. in the southwest flank of the Lousal-Caveira anticlinorium but in the northeast flank it is 1.5 km. These wrenches are related to the bending around of the folds and their clustering together in the area northwest of Aljustrel. This tightening of the structures, compared to the middle and eastern parts of the Pyrite Belt, could be due to the buttressing action of the west border of the Beja Geanticline. The faults show varying displacements on cutting different folds and may die out in flexures. Also, the folds on either side of a wrench fault may show differing developments. These dextral wrenches, lacking a conjugate sinistral set, are therefore a late manifestation of the first folding phase or, more likely, related to a later stage of coaxial refolding which steepened and tightened the earlier folds.

Of a different type is the great *Messejana Wrench Fault*. It is of much greater extent, traversing Portugal and Spain from the Atlantic coast to near Avila (its ends not being exposed), so that it is probably a deep-seated dislocation unlike the other wrench faults which are shallow and fold-related. The Messejana Wrench Fault is also remarkable in that it is followed by a dyke system, the Messejana Dolerite, which intruded during a later, post-Hercynian dilatational episode (Schermershorn and Stanton 1969): the dolerite is undeformed and causes contact metamorphism in deformed wall rocks. The wrench fault is left-handed, with a displacement of 1-3 km. according to the drag. It is the only large left-handed wrench fault known in this area and is later than the right-handed wrenches which it cuts. It also differs from them in displaying strong drag which the latter do not. The drag is often more severe for the folds than for the axial-plane cleavage (which diverges from the bedding on approaching the fault) and this suggests that the Messejana wrench started to develop during the development of the first cleavage, outlasting it. This would make it a feature belonging to the first orogenic phase, together with the dextral wrench faults. Since the combined offset along the right-handed wrench faults (a great number of which are known) is much larger than the displacement of the Messejana Wrench Fault, the latter cannot very well be regarded as representing by itself a

fault complementary to the set of dextral wrenches, apart from its different nature.

Febrel (1967) related the oblique east-northeast and north-northeast faults in Spain to the first folding phase.

An important structural feature is the dislocation or *border thrust* separating the block of the Beja Geanticline with its Lower Paleozoic strata and abundance of intrusives from the Upper Paleozoic rocks to the south. This thrust is well developed in South Portugal, between Ferreira do Alentejo and the frontier, but its continuation to the northwest and to the east is less clear.

Quiring (1936) first interpreted the contact between the Beja block and the Carboniferous basin to the south as an upthrust. Mac Gillavry (1961b) referred to it as a «tectonic contact of the first order», presumably meaning a large fault. Carvalhosa (1965) described it as an important tectonic accident already existing in Lower Cambrian times and recorded mylonitization along it. Pfefferkorn (1968) called it a large upthrust, describing mylonitization of Lower Cambrian marbles along the contact. He estimated the vertical movement at a few kilometres (this value seems rather high). Pfefferkorn moreover thought, though he did not give any reasons, that the thrust was also a left-handed wrench fault, with a lateral displacement of about 1 km. Soares de Andrade (1969) also admitted a border upthrust.

More to the east, according to Bard (1969), the thrust loses itself among a system of E-W to WNW-ESE trending upthrusts which cut the Aracena block and its associated granites at a low angle, dividing it into thrust slices. Bard thinks that the Aracena block was cut by E-W trending left-handed wrench faults, posterior to two folding phases, granite intrusion, and a phase of thrusting. The border thrust would have developed as a large E-W left-handed wrench fault, the so-called Ficalho Fault, with a displacement of over 20 km. (it is not stated on what grounds), probably of Upper Westphalian or Lower Stephanian age. Together with the other wrenches it was subsequently bent into a sigmoidal shape in post-Permian times, possibly due to Alpine movements. In response to pressure from the south or southeast the fault assumed an east-northeast trend near Ficalho. The late movements also caused, in Bard's view, reverse faulting along the wrench fault. According to Bard, this large wrench fault traverses South Portugal, continuing in the Atlantic west of Lisbon; it is not clear on what evidence, if any, this assumption is based.

In South Portugal the border thrust, curving around with the orogenic strike, is certainly an

upthrust, bringing Cambrian strata in contact with the Lower Carboniferous Ficalho Greywackes. There also seem to have been local left-lateral movements along the contact. Carvalhosa (1965) stated that the Cambrian formations in the Ficalho region moulded themselves on the thrust and his maps show beds of varying lithology north of the thrust bending around from their regional northwest strike to east-northeast strikes along the thrust which trends east-northeast in this area (cf. fig. 2). This defines a sinistral drag pattern. (It would therefore be of interest to know the attitude of the lineation, if any, in the mylonites along the border thrust.)

It does not seem likely that the thrust is here a wrench fault reactivated in post-Hercynian times. If the Alpine southeast-northwest directed compression invoked by Bard had caused upthrusting, or rather underthrusting, along the Beja block, it could hardly have failed to make its influence felt more to the southeast, in the Pyrite Belt in Southwest Spain. It does not seem probable either that the lateral displacement exceeded a few km.; a slip of over 20 km. would have offset the Pulo-Ficalho contact. According to Bard's own maps, the Terena Greywackes on the north of the Aracena block and the Ficalho Zone rocks on the south form belts parallel to the Aracena block, without being notably offset by his great wrench faults (except 20 km. east of Aracena where the whole Beja Geanticline is displaced over a few km.).

To judge by the available data, it seems most likely that the left-lateral movements in the Ficalho region took place concomitantly with the upthrusting along the Beja block, as a result of the torsion producing the east-northeast bend which the thrust here displays (and which is paralleled, as a regional feature, in the strike of the Ficalho Zone and of the thrust bordering the Pulo Formation on the south; cf. fig. 2).

Near Ferreira do Alentejo the border thrust is cut and offset by the Messejana Wrench Fault. This indicates that the thrust is related to the first orogenic phase.

Carvalhosa (1965) refers to granite, gabbro and dolerite masses and dykes along the border thrust west of Ficalho and to a gabbro dyke in the Ficalho Zone to the south, and considers that their emplacement was conditioned by the existence of the thrust. Thus, at least one stage of igneous emplacement was posterior to the thrusting. Earlier eruptive rocks override the Ficalho Zone and may be related to pre-Hercynian plutonism (e. g. the Upper Ordovician plutonic episode evidenced by Priem et al. (1970)) or may repre-

sent metaphosed Lower Paleozoic extrusives, as was argued by Soares de Andrade (1968) for the dioritic massif north of Ferreira do Alentejo.

Low-grade *regional metamorphism*, not surpassing the chlorite zone, is developed in the Pyrite Belt rocks, diminishing and disappearing to the south and southwest. Contrary to Lecolle's (1970) affirmation, most geologists working in the Pyrite Belt admit the existence of weak regional metamorphism related to the Hercynian orogeny (Kleyn 1960, Mac Gillavry 1961a, Strauss 1965, van den Boogaard 1967, Schermerhorn 1970a, b); those who did not explicitly refer to it were no doubt aware of it.

The regional metamorphism caused the growth of mimetic sericite and chlorite along the planes of the first cleavage. This phase of crystallization was conditioned by the existence of the cleavage; it may have started synkinetically but is in its present state late-synkinetic to postkinetic. In addition there is a phase of stronger post-kinetic crystallization during which minute porphyroblasts of muscovite and chlorite grew that transect the cleavage or schistosity in Culm and sub-Culm rocks at various angles. In sheared and recrystallized tuffs there may occur undeformed blastic epidote rosettes. The regional metamorphism is thus largely posterior to the first and main folding phase though closely associated with it.

Yet the muscovite and chlorite porphyroblasts may be slightly deformed by later *strain-slip cleavage*. Since the regional metamorphism or at least its porphyroblastic phase is static, it appears that the strain-slip cleavage can only have developed after a period of tectonic quiescence. It moreover shows trends strongly differing from the first cleavage. The strain-slip cleavage must therefore be due to a second deformational phase distinct from the first phase.

Strain-slip cleavage, crinkling and associated kink bands are developed especially in slates or in the sericitic matrix of dilute greywackes and of tuffs. Yet these features are of irregular distribution. Smooth phyllites exhibiting only the first cleavage may over a small distance give way to strongly crenulated phyllites. It seems that this is related to the presence of competent rock masses nearby. It may be concluded that the second deformational phase acted upon largely consolidated, tightly folded strata, causing differential movements within them with the development of crinkling, strain-slip cleavage and locally refolding, in incompetent rocks. These are mostly steeply dipping or plunging features. Their trend is most often north to northeast, oblique or at

right angles to first-phase structures, denoting axial shortening in regard to the latter. The second-phase structures may have developed in response to stresses caused by WNW-ESE compression or by torsion. The second phase was not associated with regional metamorphism and seems to have been less intense than the first phase.

In conclusion, it appears that the *first orogenic phase* affecting the Pyrite Belt rocks was a complex phenomenon beginning with the development of open concentric folds, locally overthrust, which were then tightened, especially in the deeper structural levels, to overturned isoclinal folds, with upthrusting, and the formation of a pervasive axial-plane cleavage. This was closely followed by chlorite-zone, largely post-kinetic regional metamorphism, and by wrench faulting. Deformation was multiple in the deeper structural levels.

A *second phase* caused the development of microfolding and strain-slip cleavage, locally associated with larger-scale transverse folding or buckling.

It remains to discuss the ages of these phases.

#### THE AGE OF THE FOLDING

As has been shown, the first Hercynian orogenic phase is the most important deformational episode. Much confusion exists as to its age, largely due to injudicious application of, and dogmatic adherence to, the Stille phasal succession. Most authors concur in assigning the main folding of the Paleozoic in Southwest Iberia to the Asturic phase at the Westphalian-Stephanian boundary (Teixeira 1954, Strauss 1965, Febrel 1967, Frischmuth 1968, Pfefferkorn 1968, Rambaud 1969).

Folding phases are dated by orogenic angular unconformities. The Paleozoic succession to the south of the Beja Geanticline is conformable from the Devonian up into the Middle Carboniferous. This rules out the presence of the Bretonic phase, at the Devonian-Carboniferous boundary, assumed by some authors to have acted in the Pyrite Belt. The Paleozoic rocks in this area were folded together in post-Westphalian A times. This rules out the actuation of any pre-Westphalian B folding phases, such as the Sudetic or Erzgebirgian phases (at the Viséan-Namurian and at the end of the Namurian, respectively).

Thus, the first phase is later than the youngest strata present, and these are represented by the

Westphalian A flysch in the southwest. This is covered unconformably by Upper Triassic beds, affording a terminus ante quem for the Hercynian orogeny in this area. No older post-orogenic strata are present in the Pyrite Belt. However, on the edge of the Beja Geanticline in the northwest and near its east end there exist post-first phase continental Middle to Upper Carboniferous beds.

In the northwest, near Santa Susana occur coal-bearing strata of Westphalian D age, described by Freire d'Andrade (1927). He distinguished conglomerates, sandstones, shales and coal beds, in a folded and faulted sequence cut by later porphyries. The Carboniferous beds are in contact with «Devonian» phyllites or «Archean» quartzite, gneiss and amphibolic schist. The conglomerates contain pebbles and cobbles of granite, quartz diorite, quartzite, gneiss, «Devonian» slate, porphyry, and other rocks. There occur insect and other fossils and a rich flora described by Lima (1895) who concluded that it represented the transition between Westphalian and Stephanian. Carrington da Costa (1931) and Teixeira (1954) reviewed his findings, the latter assigning a Westphalian D age to the formation. The stones in the conglomerates can be matched in the rocks outcropping on the Beja Geanticline, and are indicative of erosion of a deeper level on this uplift than is represented by the detritus in the pre-Westphalian D greywackes in the geosyncline. The nature of these coarse polymictic conglomerates containing an abundance of plutonic detritus points to a post-orogenic origin.

At Villanueva de las Minas, northeast of Sevilla, continental Carboniferous strata rest unconformably on Cambrian rocks (Simon 1950, 1951, Fabriès 1963). This small basin contains conglomerates (with pebbles of granite and metamorphic rocks), sandstones, shales and coal beds. The rocks are weakly to moderately dipping and do not show cleavage. Simon found plant remains which Gothan in 1938 thought were of Middle Westphalian age. The basin is a syncline situated in the core of a broad Cambrian syncline and is on the south in tectonic contact with Silurian beds. The Westphalian rocks were deposited on an erosion surface truncating an older syncline and were moderately folded themselves.

Several similar basins in the area north of Ca-zalla de la Sierra (i. e. north of the Beja Geanticline), unconformable on Cambrian rocks and locally granite, were described in detail by Mingarro (1962). From the conglomerates he recorded well-rounded pebbles of quartzite, limestone, granite, diorite, gabbro, diabase, sandstone and

slate. The rocks were flat-lying or showed low dips. The flora from the various basins showed ages ranging from Westphalian D to Stephanian A and B.

These basins appear to have been filled during the transition from the Westphalian to the Stephanian, and afterwards. In the light of these ages and considering the great similarity of all these basins, a more precise determination of the age of the Villanueva basin seems desirable.

The large Viar basin north of Sevilla was described by Simon (1951) and Fabriès (1963). A lower sequence of conglomerate, breccia, sandstone and shale is overlain by 3 m. of limestone on which follows an upper sequence of conglomerate, sandstone, slate, some fresh-water limestone and some mafic flows. Plant fossils from the upper sequence, collected by Simon, were thought by Gothan to indicate an Autunian age; plants from somewhat lower levels in this sequence could also be of Upper Stephanian age. Along the southwest border of the basin the upper sequence outcrops, showing low dips, and overlaps onto the igneous Castilblanco Massif. In the northeast, the steeply dipping lower sequence rests unconformably on Ordovician quartzite; the northeast contact is an upthrust (Fabriès 1963).

The Santa Susana occurrence and those north of Sevilla represent small, self-contained limnic basins of the type of similar basins of Westphalian D, Stephanian and Autunian ages elsewhere in Portugal and Spain. They overlie folded older strata with strong unconformity and many of them are folded themselves. They typically contain interbedded conglomerates, sandstones and mudstones, with occasional coal seams, and were deposited on the emerged surface of the folded central Hercynian block, after strong erosion. They mostly occupy synclinal positions between rising flanks of older rocks which intermittently supplied much coarse detritus, including plutonic rocks.

In the area north of Sevilla the available evidence shows that the main phase of folding took place well before the end of the Westphalian, that no Asturic folding occurred, and that later orogenic compression caused little folding but strong upthrusting, i. e. it was of the type of rigid-block tectonism.

Thus, admitting that the Westphalian A flysch of southwest Portugal represents the youngest beds deposited in the Pyrite Belt geosyncline and that the Westphalian D rocks at Santa Susana and north of Sevilla are post-orogenic deposits, the first Hercynian phase can be dated as post-

Westphalian A and pre-Westphalian D, that is to say, it is of *Middle Westphalian* age.

There is no phase of this age in the Stille scheme, and this may well have misled many authors into assuming that the post-Westphalian D Asturic phase was the first and/or major Hercynian phase. Yet this phase is locally represented only and of restricted importance.

The Middle Westphalian phase is the most important Hercynian phase in Iberia; it was associated with regional metamorphism and extensive granite emplacement (Priem et al. 1970).

When Leutwein et al. (1970) sought to define more precisely the age of the folding in the Almadén region north of Córdoba, known to have taken place between the Viséan and the Stephanian, they concluded that it could have been due to either the Sudetic, the Erzgebirgian or the Asturic phase, without considering the possibility of non-Stillean phases. They dated a late or post-tectonic granodiorite in this region at  $302 \pm 10$  m. y., a Middle to Upper Westphalian age, and decided nevertheless that the main folding phase was Sudetic (between Viséan and Namurian), twenty five million years earlier!

Some authors believe that the rocks on the Beja Geanticline were folded and regionally metamorphosed during the Bretonic phase, the first manifestation of the Hercynian orogeny, there following later deformational episodes such as the Sudetic and the Asturic phases (Carvalhosa 1965, Soares de Andrade 1969). There is no direct evidence for a Bretonic folding phase as no Upper Devonian and Lower Carboniferous rocks are so far known to occur on the uplift, much less an orogenic unconformity between them. It seems unlikely, on general grounds, that a folding phase of this age existed here, as the beginning of the Carboniferous is marked by vast volcanic eruptions, denoting tensional, not compressional, stresses in the crust.

Bard (1969) reports that the Escobar «Series» north of Aracena, i. e. the Terena Greywackes, and the underlying Silurian slates were folded together, during a single folding phase producing isoclinal folds with axial-plane cleavage, accompanied by blastic chlorite and muscovite. This metamorphism increases southwards to the high-grade zone of the Aracena block. Bard therefore concluded that the first folding phase affecting the Terena Greywackes and the Lower Paleozoic rocks at Aracena alike was of post-Lower Devonian age, the age he assigned to the Terena Greywackes. If this greywacke formation is of Lower Carboniferous age, as has been argued above, the first folding phase and the associated regional

metamorphism must be of post-Lower Viséan age. On the other hand, Bard mistakenly states that the sub-Culm in South Portugal and Southwest Spain shows two cleavages while the overlying Viséan to Westphalian strata only show one cleavage. This baseless assumption led him to confining the first phase between the Upper Devonian and the middle Viséan and to deducing that the Culm would have been deposited while the first folding and its regional metamorphism took place in the Aracena block. However, since Culm and sub-Culm have been folded together and since the first phase is of post-Westphalian A age, it follows, pursuing Bard's line of reasoning, that the folding and metamorphism of the Aracena block, hence of the Beja Geanticline, are likewise of Middle Westphalian age.

It is therefore concluded that the Hercynian orogeny acting on the Beja Geanticline and the Pyrite Belt geosyncline was first expressed in a strong, complex folding phase associated with regional metamorphism and, on the uplift and locally to the south of it, igneous intrusion. This major orogenic phase was of Middle Westphalian age. Subsequently the post-orogenic Westphalian D strata of Santa Susana and north of Sevilla were deposited. Then a second, milder phase of Stephanian age deformed the first-phase structures somewhat and caused the folding of the Westphalian and Stephanian beds at Santa Susana and north of Sevilla.

#### RELATIONSHIPS BETWEEN VOLCANISM AND PLUTONISM

It has been argued elsewhere that the felsic volcanism of the Pyrite Belt was not derived, by differentiation and/or crustal contamination, from a parent mafic magma related to the spilites and diabases, but originated separately in the deep crust (Schermerhorn 1970b). The same would hold for the felsic volcanism in the area of the Beja Geanticline.

As work by Priem and associates (1970) has shown, the first Hercynian granites were emplaced at or near the Devonian-Carboniferous boundary. They obtained an age of  $349 \pm 10$  m. y. for gneissic granites from western Galicia. These granites are strongly deformed owing to a major folding phase taking place between their emplacement and that of the next granite group, the older Hercynian granites of Upper Westphalian age ( $298 \pm 10$  m. y.).

Hercynian granites (s. l.) were emplaced in the area of the Beja Geanticline but not in the Pyrite Belt (except locally along its northern boundary



in Southwest Spain). Though true granites occur on the Beja Geanticline, most are quartz diorites and granodiorites and in addition there occur diorites and gabbros, i. e. plagioclase-dominant rocks.

This accords with the plagioclase-dominant composition of the volcanics in the Pyrite Belt and on the Beja Geanticline (as deduced from the detritus in the post-volcanic greywackes). It is therefore tempting to see the volcanism as a forerunner of the plutonism. The following sequence of events is envisaged: near the Devonian-Carboniferous boundary, due to deep-seated processes, felsic melts rose through the crust underneath the Hercynian geosyncline. In the central block they did not reach the surface, consolidating in depth to form the oldest Hercynian granites, exemplified by the gneissic granites of Galicia. However, in the area of the Beja Geanticline and the Pyrite Belt the magma burst through to the surface and extruded. Whether this is due to strong tensional stress obtaining in this area or whether the concentration of Early Carboniferous volcanics here is apparent only, they having been removed by erosion elsewhere, cannot be decided as yet. Later, the volcanism was followed by granite emplacement on the Beja Geanticline, probably in Upper Westphalian times, the age of the older Hercynian granites (mostly granodiorites to quartz diorites, it must be noted) wherever dated by whole rock analysis. In the Pyrite Belt geosyncline, a strongly subsiding basin where by this time a thick succession of sediments had accumulated, no granite intrusion took place (nor in the Cantabrian basin).

Seen in this light, the Tournaisian felsic vulcanicity of Southwest Iberia is a surface manifestation of the anorogenic earliest stage of the Hercynian plutonism.

#### Acknowledgement.

Sincere thanks are due to Sociedade Mineira de Santiago for permission to publish this paper.

#### REFERENCES

- ALÍA MEDINA, M.: *Rasgos estructurales de la Baja Extremadura*. «Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.», Sección Geol., v. 61, p. 247-262, 1963.
- BARD, J. P.: *Quelques précisions sur la lithologie du «Silurien» de la région d'Aracena (Huelva), Espagne*. «Notas Com. Inst. Geol. Minero España», n.º 83, p. 93-97, 1960.
- — *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne) -sa place dans le segment hercynien sud-ibérique*. Unpublished doctoral thesis, Univ. of Montpellier, 398 p., 1969.
- BOOGAARD, M. VAN DEN: *Conodonts of Upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal*. «Geol. Mijnb.», v. 42, p. 248-259, 1963.
- — *Geology of the Pomarão region (Southern Portugal)*. Doctoral thesis, Univ. of Amsterdam. Rotterdam, Deltro, 113 p., 1967.
- CARRINGTON DA COSTA, J.: *O Paleozóico Português (Síntese e Crítica)*. Doctoral thesis, Univ. of Porto. Porto, Gráfica do Porto, 143 p., 1931.
- — *O Dinaciano entre Grândola e Odemira*. «Publ. Mus. Jab. Mineral. Geol. Fac. Ciên. Porto», n.º 30, 2.ª Sér., p. 5-18, 1943.
- CARVALHOSA, A. DE BARROS E: *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo)*. «Serv. Geol. Portugal», Mem. 11 (N. S.), 132 p., 1965.
- DELEPINE, G.: *Observations sur les goniatites du Carbonifère portugais*. «Com. Serv. Geol. Portugal», v. 38, p. 295-304, 1957.
- DOETSCH, J.: *Introducción a un estudio del término municipal de Puebla de Guzmán, en la provincia de Huelva*. «Bol. Inst. Geol. Minero España», v. 65, p. 35-218, 1953.
- FABRIÈS, J.: *Les formations cristallines et métamorphiques du Nord Est de la province de Séville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques*. «Sci. Terre», Mém. 4, 267 p., 1963.
- FANTINET, D.: *Critères de polarité et figures de courant dans les formations dinantiennes de la Serra de Grândola (Alentejo, Portugal)*. «C. R. Soc. Géol. France», p. 26-29, 1963.
- FEBREL MOLINERO, T.: *Sobre la existencia de dos cruces representativos de dos distintas deformaciones en el Devoniano-Carbonífero de la Hoja de Calañas, núm. 959*. «Not. Com. Inst. Geol. Minero España», n.º 77, p. 187-202, 1965.
- — *Estratigrafía, tectónica y petrografía en la zona de Calañas (Huelva)*. Publicación de la E. N. Adaro, 57 p.
- FEIO, M.: *Contribution à la connaissance de «Posidonomya becheri»*. «Com. Serv. Geol. Portugal», v. 27, p. 119-134, 1946a.
- — *Note sur un gisement de fossiles viséens dans les environs de Mértola*. «Com. Serv. Geol. Portugal», v. 27, p. 99-118, 1946b.
- — and LOMBARD, A.: *La Série de Murração*. «Com. Serv. Geol. Portugal», v. 42, p. 123-127, 1958.
- FLEURY, E.: *Notes sur les foraminifères du Viséen de l'Alentejo et l'anatomie des petits goniatites de la même formation*. «Com. Serv. Geol. Portugal», v. 15, p. 49-77, 1924.
- FREIRE D'ANDRADE, C.: *Alguns elementos para o estudo dos depósitos de carvão do Moinho da Ordem*. «Com. Serv. Geol. Portugal», v. 16, p. 3-28, 1927.
- FRISCHMUTH, E.: *Sedimentation und Tektonik in der Subvariszischen Vertiefe von Süd-Portugal*. «Münst. Forsch. Serv. Geol. Portugal», Mem. 11 (N. S.), 132 p., 1959.
- HÖLLINGER, R.: *Beitrag zur Kenntnis der Geologie im Südwesten der Provinz Huelva*. Unpublished doctoral thesis, Univ. of Münster, 168 p., 1959.
- JONGMANS, W. J.: *Eine «Psilophytele» aus dem Namurien*. «Geol. Mijnb.», v. 18 (N. S.), p. 249-252, 1956.
- KLEYN, H. F. W.: *Contribution to the geology of the Odemira-São Luis region (southern Portugal)*. Doctoral thesis, Univ. of Amsterdam. The Hague, Mouton, 114 p., 1960.
- KRÄUSEL, R.: *«Paulophyton jongmansii» n. sp. eine Pflanze altertümlichen Baues aus dem Namur des Ruhrgebietes*. «Mededelingen Geol. Stichting», N. S., n.º 11, p. 21-25, 1957.
- LAMBERT, R. ST. J.: *The pre-Pleistocene Phanerozoic time-scale: a review*. «Proc. Geol. Soc. Lond.», n.º 1660, p. 373-374, 1970.
- LECOLLE, M.: *Note préliminaire sur le métamorphisme et la tectonique de la Province pyrítico-cuprifère d'Huelva (Espagne). Conséquences pétrologiques*. «C. R. Acad. Sc. Paris», v. 270, Sér. D, p. 1563-1566, 1970.
- LEUTWEIN, F., SAUPÉ, F., SONET, J. and BOUYX, E.: *Pre-mière mesure géochronologique en Sierra Morena. La granodiorite de Fontanosas (Province de Ciudad Real, Espagne)*. «Geol. Mijnb.», v. 49, p. 297-303, 1970.
- LIMA, W. DE: *Estudo sobre o Carbonico do Alentejo*. «Com. Direcção Trab. Geol. Portugal», v. 3, p. 34-54, 1895.
- MAC GILLAVRY, H. J.: *The Upper Paleozoic of the Baixo Alentejo, Southern Portugal*. «C. R. 4^{me} Congr. Strat. Géol. Carbonifère», Heerlen 1958, v. 2, p. 395-408, 1961a.
- — *Deep or not deep, fore-deep of «after-deep»?* «Geol. Mijnb.», v. 40, p. 133-148.
- MESEGUER PARDO, J., PRIETO, I., ROSO DE LUNA, I. and PÉREZ REGODÓN, J.: *Investigación de nuevos yacimientos de cobre en las provincias de Sevilla y Huelva*. «Bol. Inst. Geol. Minero España», v. 53, p. 229-364, 1945.
- MINNGARRO MARTÍN, F.: *Estudio del Carbonífero del norte de la provincia de Sevilla*. «Bol. Inst. Geol. Minero España», v. 73, p. 469-624, 1962.
- NERY DELGADO, J. F.: *Terrenos paleozoicos de Portugal. Sobre a existència do terreno Siluriano no Baixo Alentejo*. «Mem. Acad. R. Sci. Lisboa», 35 p., 1876.
- — *Contribuições para o estudo dos terrenos paleozóicos*. «Com. Serv. Geol. Portugal», v. 6, p. 56-122, 1904.
- — *Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique*. «Mém. Comm. Serv. Géol. Portugal», 245 p., 1908.
- — *Terrains Paléozoïques du Portugal. Étude sur les fossiles des schistes à Néréites de San Domingos et des schistes à Néréites et à Graptolites de Barrancos*. «Comm. Serv. Géol. Portugal», 68 p., 1910.
- PERDIGÃO, J. C.: *Néréites do Baixo Alentejo*. «Com. Serv. Geol. Portugal», v. 45, p. 339-363, 1961.
- — *Sobre o prolongamento e presumível idade da faixa com vegetais fósseis de Eiras Altas (Barrancos)*. «Com. Serv. Geol. Portugal», Mem. 11 (N. S.), 132 p., 1959.
- PEREIRA DE SOUSA, F. L.: *Contribuição para o estudo do Carbonico inferior e medio em Portugal. Comparação com o de Espanha*. «Com. Serv. Geol. Portugal», v. 13, p. 1-11, 1919.
- — *Aperçu sur le Carbonique de la rive droite du Guadiana*. «Com. Serv. Geol. Portugal», v. 15, p. 43-48, 1924.
- — *La Serra de Monchique*. «Bull. Soc. Géol. France», 4.º Sér., v. 26, p. 321-350, 1926.
- PETTITT, J. M. and BECK, C. B.: *Seed from the Upper Devonian*. «Science», v. 156, p. 1727-1729, 1967.
- PFEFFERKORN, H. W.: *Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal)*. «Münst. Forsch. Geol. Paläont.», H. 9, 143 p., 1968.
- PRIEM, H. N. A.: *Beknopt verslag etc.*, «Z. W. O. Laboratorium voor Isotopen-Geologie». Unpublished report, 45 p., 1968.
- — BOELRIJK, N. A. I. M., VERSCHURE, R. H., HEBEDA, E. H. and VERDURMEN, E. A. TH.: *Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula*. «Eclogae Geol. Helv.», v. 63, p. 255-274, 1970.
- PRUVOST, P.: *Sur la présence de fossiles d'âge dévonien supérieur dans les schistes à néréites de Sam-Domingos*. «Com. Serv. Geol. Portugal», v. 9, p. 53-68, 1912.
- — *Observations sur les terrains dévoniens et carbonifères du Portugal et sur leur faune*. «Com. Serv. Geol. Portugal», v. 10, p. 1-21, 1914.
- QUIRING, H.: *Die jungtertiären Eisenmanganzvorkommen im Devon, Karbon und Phliocän von Südportugal*. «Archiv Lagerstättenforsch.», H. 63, 52 p., 1936.
- RAMBAUD PÉREZ, F.: *El sinclinal Carbonífero de Río Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas*. «Mem. Inst. Geol. Minero España», v. 71, 229 p., 1969.
- ROEMER, F.: *Ueber das Vorkommen von Culmschichten mit «Posidonomya becheri» in Portugal*. «Z. Deutsch. Geol. Ges.», v. 28, p. 354-360, 1876.
- SCHERMERHORN, L. J. G.: *The deposition of volcanics and pyritite in the Iberian Pyrite Belt*. «Mineral. Deposita (Berl.)», v. 5, p. 273-279, 1970a.
- — *Mafic geosynclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal*. «Geol. Mijnb.», v. 49, p. 439-449, 1970b.
- — and STANTON, W. I.: *Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal)*. «Geol. Mag.», v. 106, p. 130-141, 1969.
- SEISLACHER, A.: *Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren*. «Z. Deutsch. Geol. Ges.», v. 105, p. 214-227, 1953.
- — *Biogenic sedimentary structures*. In: «Approaches to Paleocology» (J. Imbrie and N. D. Newell, Editors), New York, Wiley, p. 296-316, 1964.
- SIMON, W.: *Variszische Sedimente der Sierra Morena. Das Kohlenbecken von Villanueva*. «Senckenbergiana», v. 31, p. 299-311, 1950.

— — *Untersuchungen im Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien)*. «Abh. Senckenb. Naturf. Ges.», n.º 485, p. 31-52, 1951.

SOARES DE ANDRADE, A.: *Les minéralisations ferrifères du gisement plombo-zincifère et cuprifère d'Algares de sédimentaires?* «C. R. Acad. Sc. Paris», v. 267, p. 1915-1917, 1968.

— — *Contribution à l'étude géologique et métallogénique du gisement plombo-zincifère et cuprifère d'Algares de Portel (Alentejo, Portugal)*. Unpublished thesis, Univ. of Nancy, 103 p., 1969.

SOLER, E.: *L'association spilites-kératophyres de la province de Huelva (Espagne)*. Unpublished thesis, Univ. of Paris, 105 p., 1969.

STRAUSS, G. K.: *Zur Geologie der SW-Iberischen Kiesprovinz und ihrer Lagerstätten, mit besonderer Berücksichti-*

*gung der Pyritgrube Lousal, Portugal*. Unpublished doctoral thesis, Univ. of München, 152 p., 1965.

TEIXEIRA, C.: *Notas sobre a geologia da região de Barrancos e, em especial, sobre a sua flora de Psilofitineas*. «Com. Serv. Geol. Portugal», v. 32, p. 75-83.

— — *Notas sobre geologia de Portugal. O sistema Permo-Carbónico*. Braga, 55 p., 1954.

— — and THADEU, D.: *Le Dévonien du Portugal*. «Proc. Int. Sympos. Devonian System, Calgary», p. 189-199, 1967.

WILLIAMS, D.: *The geology of the Rio Tinto mines, Spain*. «Trans. Inst. Mining Met.», v. 43, p. 593-640, 1934.

ZBYSZEWSKI, G., DA VEIGA FERREIRA, O. and CARVALHOSA, A.: *Noção explicativa da Folha 46-A, Castro Verde*. «Serv. Geol. Portugal», 25 p., 1964.

Recibido: 18-I-1971.

## Los grandes rasgos geológicos del Sur de la provincia de Badajoz y Norte de la de Huelva

por M. GUTIERREZ ELORZA (*), J. L. HERNANDEZ ENRILE (*) y R. VEGAS (*)

### RESUMEN

Se expone esquemáticamente la estratigrafía, plutonismo y tectónica de esta amplia región del Hercínico Peninsular.

### ABSTRACT

The stratigraphy, plutonism and tectonic of this large Hercinic area are schematically described.

### 1. INTRODUCCIÓN

El fin de esta nota es realizar una síntesis general de los conocimientos geológicos fundamentales de esta región de la rama meridional de los variscidos peninsulares. Parte de estos datos fueron expuestos en las ponencias que los autores presentaron en la I Reunión sobre Geología del SW. de la Península Ibérica (septiembre, 1970).

El esquema geológico que se adjunta, sirvió de guía para las excursiones que se realizaron en España durante esta Reunión. En él se representa una cartografía simplificada de los datos obtenidos durante las investigaciones que hemos llevado a cabo en los últimos años.

En este esquema geológico se diferencian 6 dominios fundamentales dentro de esta región, con características estratigráficas y emplazamiento tectónico bien definidos.

De N. a S. se distinguen:

1. Complejo metamórfico de Almendralejo, constituido por materiales de edad precámbrica, metamorfizados e intruidos por diferentes tipos de granitos. Esta unidad está recubierta en parte por una extensa cobertera terciaria y cuaternaria.

2. Zona Zafra-Llerena, formada por sedimen-

tos cámbricos y pequeñas cuencas carboníferas discordantes.

3. Zona de Barcarrota-Monesterio, constituida fundamentalmente por materiales del Precámbrico superior e intrusiones graníticas.

4. Zona Cumbres Mayores-Cala, donde afloran esencialmente formaciones cámbricas.

5. Depresión silúrico-devónica del sur de Cañaver de León.

6. Zona de Aracena, representada en el esquema geológico por materiales cámbrico-ordovícicos.

### II. ESTRATIGRAFÍA

En el presente trabajo expondremos las series estratigráficas de forma muy simplificada, e intentaremos una correlación a grandes rasgos entre las zonas anteriormente descritas.

#### a) Precámbrico superior

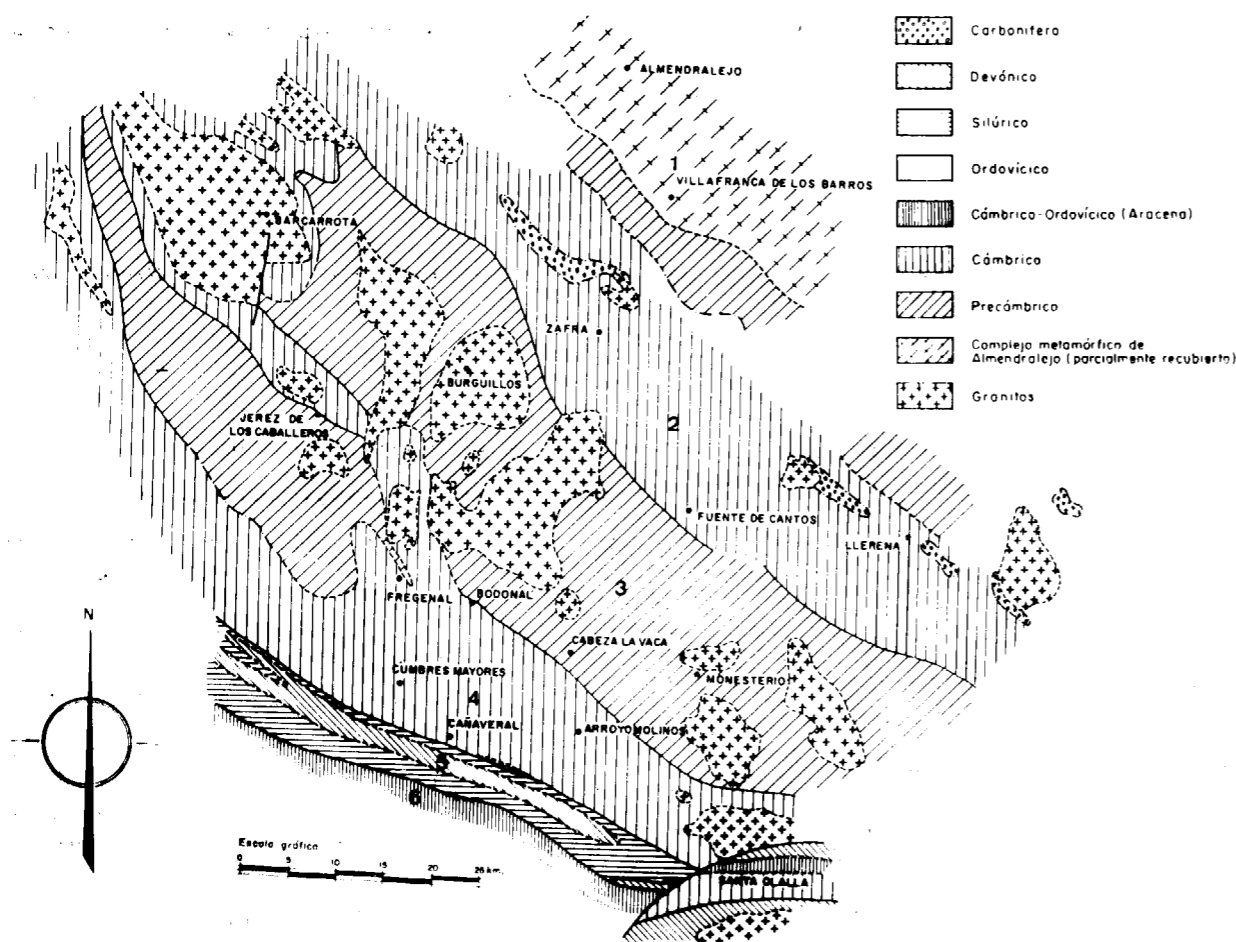
Aflora en las zonas 1 y 3, alcanzando mayor extensión en esta última (Zona de Barcarrota-Monesterio). Fue puesto de manifiesto en la Baja Extremadura por R. Vegas (1968) y estudiado posteriormente con más detalle en algunas zonas (S. Cavedavid Camiña y M. Gutiérrez Elorza, 1971; y R. Vegas, 1971).

(*) Dpto. de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Madrid.

La serie precámbrica está constituida fundamentalmente por un conjunto de cuarcitas, pizarras y grauwacas, areniscas arcósicas y lentejones de caliza, intercalándose en la serie pequeños sills de diábase. En conjunto se le ha denominado «Serie

La edad precámbrica de estos materiales, tanto en la zona 1 como en la zona 3, es clara, puesto que se trata de series muy potentes situadas por debajo de una serie conglomerática muy desarrollada, que forma parte de la base del Cámbrico.

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA BAJA EXTREMADURA Y NORTE DE LA PROVINCIA DE HUELVA



b) *Cámbrico*

El Cámbrico de esta región aflora en las zonas 2, 4 y 6, en las que se pueden diferenciar claramente tres horizontes:

- c) Serie clástica superior.
- b) Serie carbonatada.
- a) Serie clástica inferior.

La serie clástica inferior está formada por un conjunto de areniscas, cuarcitas y pizarras. En la parte inferior de este conjunto existe una serie conglomerática basal, de una mayor potencia en

Negra», en base a la tonalidad fundamentalmente oscura de la mayoría de sus materiales. Dada la amplitud de afloramiento y la monotonía de su constitución, podemos estimar para la misma una potencia superior a los 5.000 m.

La zona 1 presenta el mayor grado de metamorfosis de esta región y en ella hay intrusiones graníticas que se manifiestan como ortogneises y granitos filonitizados (J. P. Bard, 1967), anteriores en su emplazamiento a los de la mayoría de la zona 3, que son fundamentalmente de tipo circunscrito, y posteriores a las fases hercínicas sinquistosas existentes.

la zona 2. La serie conglomerática aflora en la zona 2 en Usagre, Llerena, Calzadilla de los Barros, Fuente de Cantos, etc. Estos conglomerados son equivalentes al «Conglomerado de Sotillo, de W. Fricke (1951), y a los conglomerados basales de las «Capas del Tambor» de W. Simón (1951), situados al SW y fuera de la región estudiada. También existen conglomerados basales del Cámbrico en la zona 4, pero mucho menos potentes (por ejemplo, W. de Fregenal de la Sierra).

En la zona 4 (región de Arroyomolinos de León-Bodonal de la Sierra) existe en la base del Cámbrico una formación porfiróide (J. P. Bard, 1965; R. Vegas, 1968; J. L. Hernández Enrile, 1971).

La serie carbonatada es un horizonte constante en todo el Cámbrico de la Península. En esta región (en la zona 2) está datada por una fauna de Arqueociátidos.

La base de la serie clástica superior es un tramo de características litológicas muy constantes, y contiene una fauna abundante de trilobites (faunas de Alconera, Llerena y Cala), datada como perteneciente a los tramos altos del Cámbrico inferior (véase F. Lotze, 1961).

Tanto en la zona 2 como en la 4, se superpone a este conjunto de pizarras margosas rojizas con trilobites, una potente serie de areniscas y pizarras que alternan en ritmo flysch.

En la zona 4 sobre esta serie flysch, existe un conjunto de pizarras y grauwacas (Hernández Enrile, y Gutiérrez Elorza, 1968 y Gutiérrez Elorza, 1970). En la base de esta serie de pizarras (Cumbres Mayores) se encuentra una fauna de trilobites de edad similar a los niveles de Cala (Banda de *Serratius*), pero también del techo del Cámbrico inferior (comunicación personal de D. Gil Cid.).

Sobre las formaciones anteriormente descritas existe, tanto en Zafra como en la zona de Cumbres Mayores, un nivel de areniscas y cuarcitas, que en Zafra están bajo una serie del Cámbrico medio datada con trilobites (Fauna de Zafra, J. P. Bard, 1964). Este Cámbrico medio de Zafra está constituido, por pizarras y areniscas con volcanitas básicas. La formación de volcanitas básicas de la zona de Cumbres Mayores-Cala, puede, entonces, atribuirse a los tramos altos del Cámbrico inferior o al Cámbrico medio si se correlaciona con las espilitas de Zafra.

No se tienen datos paleontológicos de la existencia de Cámbrico superior en toda la región.

En la zona 6 (Aracena) existe sobre la característica serie carbonatada un conjunto de pizarras grises y verdes con volcanitas básicas interestratificadas. La edad de esta serie no se puede conocer debido a la ausencia de fauna; únicamente se

puede afirmar que son superiores al horizonte carbonatado del Cámbrico inferior. Es posible que el techo de esta serie, constituida por pizarras de tonos abigarrados con volcanitas básicas, pueda pertenecer al Ordovícico, ya que ni en esta zona ni en el Bajo Alentejo (A. Carvalhosa, 1965 y M. Gutiérrez Elorza, 1970) se conoce la existencia de la cuarcita armoricana.

c) *Ordovícico*

Únicamente se conoce en la zona 4 (SW de Cañaveral de León). Sobre la formación de volcanitas básicas del techo del Cámbrico, yace en discordancia angular y erosiva una potente serie conglomerática, a la que se superpone la cuarcita de facies armoricana (J. L. Hernández Enrile y M. Gutiérrez Elorza, 1968).

Esta cuarcita, como anteriormente se ha dicho, no aflora en la zona 6 y hacia el N. no vuelve a aflorar hasta las Sierras de Mérida y Hornachos, donde reposa sobre una serie de posible edad cámbrica (R. Vegas, 1971).

d) *Silúrico*

El Silúrico se encuentra situado exclusivamente en la zona 5 (depresión al Sur de Cañaveral). Su constitución litológica es muy monótona. Se trata de un conjunto de pizarras y areniscas arcillosas entre las que se intercala un nivel de liditas y ampelitas con graptolites de edad Tarannon (M. Gutiérrez Elorza, 1970). Este nivel fue conocido desde antiguo y se prolonga hasta todo el Alentejo.

e) *Devónico*

Los materiales devónicos afloran en las zonas 5 y 6. En la zona 5 yacen en discordancia angular sobre las series silúricas (J. L. Hernández Enrile y M. Gutiérrez Elorza, 1968). La serie devónica está constituida por pizarras, grauwacas y cuarcitas sobre las que se sitúa una serie monótona de pizarras de coloraciones diversas. La edad de este conjunto viene dada por una fauna de Braquiópodos y Trilobites del Emsiense (H. Schneider, 1951).

Existen, además, otras dos bandas devónicas que se encuentran a ambos lados de la Falla en dirección de Zafra-Santa Olalla del Cala. La situada más al Norte comienza por un nivel poco potente de conglomerados, al que se superponen pizarras y areniscas con lentejones de calizas con numerosos artejos de crinoides hacia el techo. La

banda más meridional, formada por pizarras, grauwacas y cuarcitas, no contiene fósiles, pero su litología es equiparable a las formaciones del Devónico superior del centro y sur de la provincia de Huelva.

#### f) Carbonífero

Los depósitos del Carbonífero se encuentran ubicados en pequeñas cuencas de edad diferente, formando una alineación muy marcada dentro de las zonas 1 y 2.

Las cuencas de Los Santos de Maimona, Casas de Reina, Villagarcía de las Torres y Berlanga, pertenecen al Carbonífero inferior. Contienen sedimentos parálitos: conglomerados, areniscas, pizarras y capas de carbón con flora de edad Namuriense. En la cuenca de los Santos de Maimona existen, además, en la base del Namuriense un conjunto de calizas con abundante fauna marina del Dinantiense (Rosó de Luna, I. y Hernández-Pacheco, F., 1955), pudiendo ser un equivalente reducido de las «calizas de montaña» del Norte de la Península.

La cuenca de Fuente del Arco y las situadas más al SW y fuera de la zona de estudio (Alanís, San Nicolás del Puerto, etc.) están constituidas por pizarras arcillosas, lechos de areniscas y conglomerados y capas de carbón, que están datadas por flora del Estefaniense (W. J. Jongmans, 1956; F. Mingarro, 1962).

No se conocen sedimentos posteriores, excepto los depósitos continentales terciarios y cuaternarios.

### III. TECTÓNICA Y PLUTONISMO

Cada una de las zonas diferenciadas constituye o forma parte de un conjunto de grandes estructuras y dentro de ellas se ponen de manifiesto la presencia de varias fases hercínicas.

La zona 1 es parte del núcleo del Anticlinorio de Almendralejo-Azuaga y se caracteriza por la presencia de un alto grado de metamorfismo y la existencia de granitos orientados y filonitizados (J. P. Bard, 1967; J. P. Bard y J. Fabries, 1970). Se manifiestan claramente dos fases de plegamiento acompañadas de esquistosidad. Hay intrusiones graníticas contemporáneas con la primera fase de plegamiento y otras anteriores a la segunda. Más al SW., y dentro de esta zona hay intrusiones posteriores a la segunda fase sin esquistosa.

La zona 2 constituye el Sinclinorio de Zafra-Alanís y a su vez forma parte del flanco septentrional del anticlinorio Olivenza-Monesterio (M. Alía, 1963). Es característica de esta zona la presencia de amplios pliegues isoclinales vergentes

al SW, y acompañados de una pizarrosidad de plano axial, y de fallas inversas de gran recorrido. Se ponen de manifiesto dos fases de plegamiento en base a la discordancia existente entre las cuencas carboníferas y el substrato de las minas, como señalábamos anteriormente al describir los afloramientos carboníferos de la región.

La zona 3 constituye el núcleo del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio. Se caracteriza por el conjunto precámbrico muy monótono y la presencia de intrusiones graníticas muy desarrolladas. Existen dos fases de plegamiento acompañadas de pizarrosidad. La mayoría de las intrusiones graníticas son posteriores a la segunda fase de plegamiento y otras son anteriores a esa misma fase (Granito de Barcarrota, etc.).

La zona 4 forma el flanco meridional del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio. En ella se manifiestan cuatro fases hercínicas. La primera produce un plegamiento de tipo isoclinal acompañado de grandes fallas inversas. La segunda viene manifestada por una fase tangencial que produce el emplazamiento de mantos de corrimiento. Una tercera fase pliega los planos de corrimiento de los mantos emplazados en la fase 2. La cuarta fase, más dudosa, produce ligeros reajustes, que se manifiestan por pequeñas fallas dentro de las estructuras alóctonas.

La zona 5 constituye el Sinclinorio Silúrico-Devónico, que penetra en Portugal por la región de Barrancos. Se pone en ella de manifiesto fundamentalmente la presencia de una primera fase hercínica que produce pliegues isoclinales muy apretados acompañados de pizarrosidad de plano axial.

La zona 6 forma parte del flanco septentrional del Anticlinorio de La Corte-Higuera de la Sierra (M. Gutiérrez Elorza, 1970). Existen en ella tres fases hercínicas de plegamiento. La primera produjo un plegamiento isoclinal acompañado de pizarrosidad de plano axial. La segunda fase origina una estructura imbricada acompañada de fallas en dirección, y la tercera fase produjo una reactivación de estas fallas en dirección y posiblemente de los cabalgamientos originados en la fase tectónica anterior.

#### BIBLIOGRAFÍA

- ALÍA MEDINA, M. (1963). *Rasgos estructurales de la Baja Extremadura*, «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (G.)», tomo LXX, págs. 247-262, Madrid.
- BARD, J. P. (1964). *Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (provincia de Badajoz, España)*, «Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España», núm. 76, págs. 175-180, 2 figs., Madrid.
- (1965). *Introduction à la géologie de la chaîne hercyn*

*inne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne)*. *Hypothèses sur les caractères géotectoniques de cette chaîne*, «Rev. Géogr. Phys. et Geol. dyn.», (2), vol. VII, fasc. 4, págs. 323-337, Paris.

— (1967). *Graneites écrasés et orthogneiss "Ollo de Sapo" à disthène dans la bande Badajoz-Azuaga (Badajoz, Espagne) et le problème d'un socle briavérien dans le sud de l'Espagne*. «C. R. Acad. Sc. Paris», 265, págs. 1.875-1.879.

BARD, J. P. y FABRIES, J. (1970). *Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne)*. «Bol. Geol. y Min.», t. LXXXI-II-III, págs. 226-241.

CADAVID CAMIÑA, S. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1971): *El Precámbrico de Puebla del Maestre (Prov. de Badajoz)*. «Bol. Geol. y Min.», (en prensa).

CARVALHOSA, A. DE B. (1965). *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo)*. «Mem. Serv. Geol. de Portugal», núm. 11, 132 págs., 9 figs., 1 carta, 9 est., Lisboa.

FRICKE, W. (1951). *Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura*. «Z. Dtsch. Geol. Ges.», 103, págs. 136-138. Hannover.

GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1970). *Estudio geológico-estructural de la región Aracena-Cumbres Mayores (Prov. de Huelva y Badajoz)*. «Publ. de la J. E. N.» (en prensa).

HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1971). *El límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del Anticlinorio Olivenza-Monesterio*. «Bol. Geol. y Min.» (En prensa).

HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1968).

*Movimientos caledónicos (fases salárica, sárdica y érica) en Sierra Morena occidental*. «Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat. (Geol.)», 66, págs. 21-28 Madrid.

JONGMANS, W. J. (1956). *Contribución al conocimiento de la flora carbonífera del SO. de España*. «Est. Geol.», núms. 29-30, págs. 19-58.

LOTZE, F. (1961). *Das Kambrium Spaniens*. «Math. Nat. Klasse», NR. 6, t. I, págs. 283-498, 48 Abb., 12 Tab.

MINGARRO, F. (1962). *Estudio del carbonífero del norte de la provincia de Sevilla*. «Bol. Inst. Geol. y Min. de España», t. LXXXIII, págs. 469-624, Madrid.

ROSSO DE LUNA, I. y HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1955). *Hoja número 854. Zafra (Badajoz)*. «Mapa Geol. de España, Inst. Geol. y Min. de España», Madrid.

SCHNEIDER, H. (1951). *Das Paläozoikum im Westteil der Sierra Morena (Spanien)*. «Z. Dtsch. Geol. Ges.», 103, págs. 134-135. Hannover.

SIMÓN, W. (1951). *Untersuchungen im Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien)*. «Abh. senckenb. naturf. Ges.», 485, págs. 31-52, Frank, a M.

VEGAS, R. (1968). *Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura*. «Est. Geol.», vol. 24, págs. 85-89. Madrid.

VEGAS, R. (1971). *Geología de la región situada entre la Sierra Morena occidental y el Río Tajo. (Prov. de Badajoz y Cáceres)* «Bol. Geol. y Min.» (En prensa).

Recibido: 18-I-1971.

## GEOLOGIA

## Breve apontamento sobre a geologia da região de Moura

por A. BARROS E CARVALHOSA (*) e A. M. GALOPIM DE CARVALHO (**)

## RÉSUMÉ

Description schématique de la géologie de la région de Moura (Alentejo). Une série calcaire (Géorgien) est recouverte par deux autres, vulcano-sédimentaires (Acadien-Ordovicien?). Sur ce substratum paléozoïque, reposent en discordance des dépôts continentaux céno-antropozóiques.

Les formations anciennes, affectées par l'orogénie hercynienne, ont subi un métamorphisme épizonal, au moins deux phases de plissement et de nombreuses fractures à fort décrochement. Quelques-unes de ces failles ont dû jouer à différentes reprises au cours des temps tertiaires et même au début du Quaternaire.

## I. INTRODUÇÃO

A região de Moura situa-se na parte norte da peneplanície do Alentejo, a qual termina de encontro à serra de Portel, ainda na área estudada. O contacto entre estas duas unidades faz-se através de importante acidente tectónico, orientada na direcção E-W, correspondente à chamada falha da Vidigueira.

Sobre um soco cristalofílico, azóico, de idade indeterminada, vieram assentar, em discordância, formações terciárias de fácies continental, praticamente, estéreis de fósseis. Mais tarde, encaixase a rede hidrográfica, ficando esse facto assinalado por vários níveis de terraços fluviais, ao longo dos rios principais.

## II. SÉRIES CRISTALOFÍLICAS, AZÓICAS, DE IDADE INDETERMINADA

Grande parte da região é ocupada por formações cristalofílicas, azóicas, que compreendem rochas epimetamórficas de composição muito diversa (calcários e dolomitos, micaxistos, rochas verdes, metavulcanitos ácidos e metaliditos).

Estas formações constituem estruturalmente um anticlinório de orientação geral NW-SE.

(*) Universidade de Lisboa.

(**) Serviços Geológicos de Portugal.

Do conhecimento que temos desta área e do seu prolongamento para SE (serra da Preguiça), pode concluir-se:

1.º As rochas carbonatadas parecem representar as formações mais antigas desta região (Câmbrio inferior).

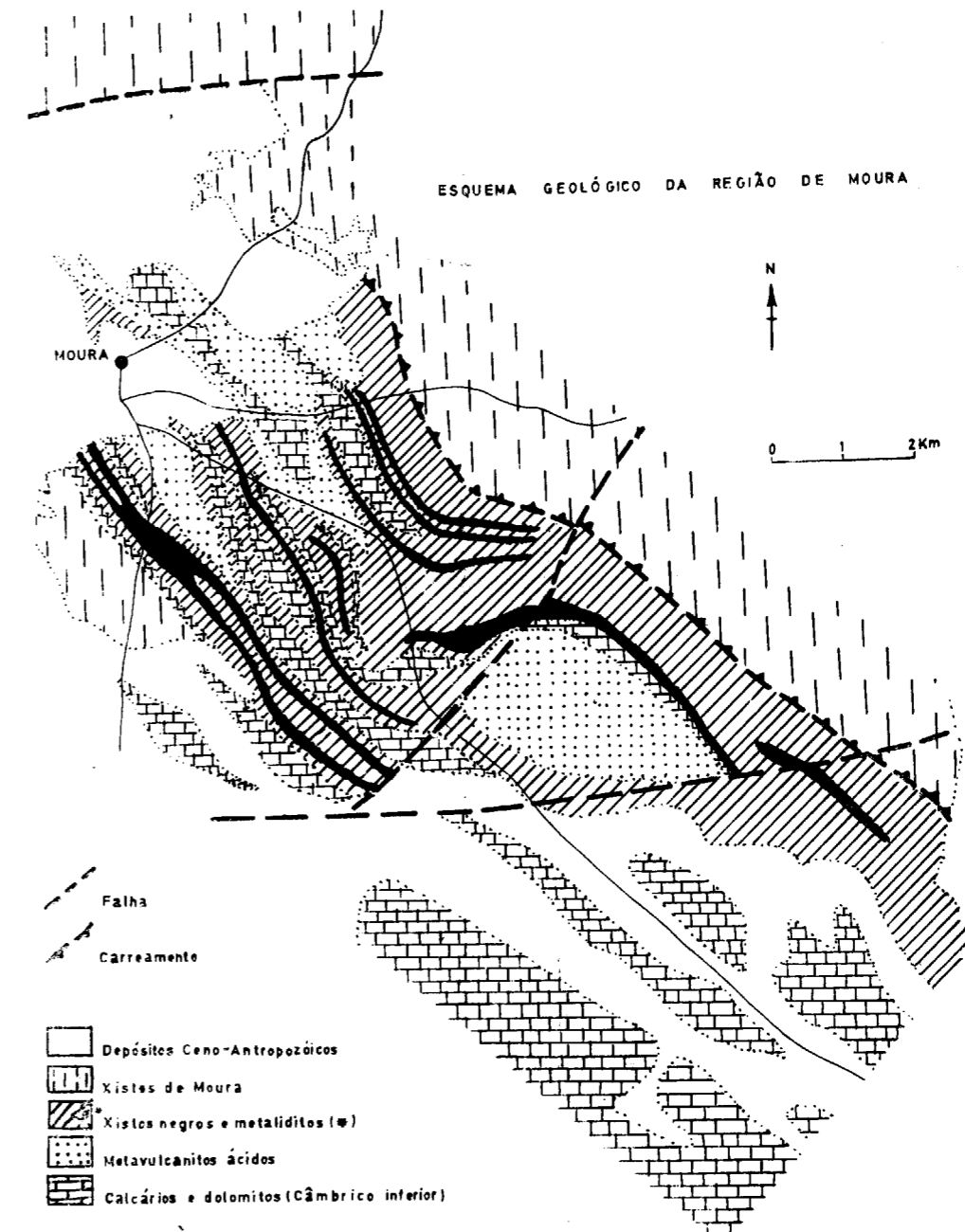
2.º Sobre as formações anteriores assenta uma série vulcano-sedimentar, quartzo-felspática; na região de Moura é predominantemente constituída por metavulcanitos ácidos (ortoleptinitos).

A passagem da série calcária à série quartzo-feldspática faz-se por intermédio de calcoxistos e de alguns vulcanitos ácidos, intercalados nos níveis mais altos dos calcários.

3.º Sucede-lhe um complexo de xistos negros e metaliditos, que contém, subordinadamente, metagrauwaques e rochas verdes.

4.º Finalmente, sobre as formações anteriores assenta um conjunto monótono de xistos luzentes, muito dobrados e siliciosos, incluindo rochas verdes (metavulcanitos básicos), que representa as formações mais recentes desta região (série de Moura).

5.º Já fora da região de Moura, mais a norte, as formações do Silúrico repousam sobre a série de Moura, pelo que todo o conjunto azóico, referido, superior aos calcários, parece corresponder a formações do Câmbrio médio e superior. É possível que também estejam representados níveis do Ordovícico.



## III. DEPÓSITOS DISCORDANTES (CENO-ANTROPOZÓICOS)

Os mais baixos depósitos devem ser atribuídos ao Terciário antigo (Paleogénico?). No complexo de Marmelar, assim se designa este conjunto estratigráfico, distinguem-se dois níveis: calcários ricos de atapulgite, na base, e depósitos detríticos, grosseiros, no topo.

Estes calcários, de aspecto lacustre, contactam com a actual escarpa de falha da Vidigueira; indicam que, no período em que se formaram, tal abrupto não existia, podendo todavia existir a fractura, mas encontrar-se arrasada pela erosão. O nível superior testemunha, ao contrário, o levantamento de relevo importante e põe em evidência, o levantamento, na altura, do compartimento norte. Este será, pois, o primeiro rejogo do acidente, registado nos tempos recentes.

Ao complexo paleogénico segue-se outro, atribuído sob reserva ao Miocénico, que designamos por *complexo de Moura*. Da base para o topo, é constituído por: arenitos finos, argilo-margosos (arenitos de Moura); depósitos detríticos, grosseiros de aspecto torrencial e calcários lacustres (calcários de Moura).

O mais elevado dos depósitos terciários é constituído por cascalheiras de elementos mais ou menos grosseiros, mal rolados, de aspecto torrencial, com intercalações areno-argilosas vermelhas. Está bem representado no compartimento deprimido e termina bruscamente de encontro à escarpa. A mancha principal é a que se situa na área de Marmelar: foi aí designado por *complexo de Mesas (C. Alves)* (1). O carácter grosseiro e caótico da sedimentação parece indicar novo rejogo do referido accidente. Atribui-se a esta formação uma idade compreendida entre os últimos tempos do Terciário e o início do Quaternário.

Do Quaternário franco está representado um conjunto de terraços fluviais relacionados com os vales dos rios Guadiana e Ardila. Estão reconhecidos quatro níveis: 80-90 m, 50-60 m, 25-35 m e 12-15 m. Os níveis inferiores são ricos de indústrias paleolíticas.

Existem, ainda depósitos de vertente, em especial relacionados com a escarpa de falha. Em todos

(1) Tese de Licenciatura em Geografia, Lisboa, 1969.

os cursos de água depositam-se com menor ou maior desenvolvimento aluviões recentes.

#### IV. CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS

Os movimentos hercínicos foram responsáveis pelo metamorfismo, dobramento e fracturação das rochas desta região. Deram origem a diversas estruturas, cuja evolução pode referir-se sucintamente: 1.º Reconheceram-se duas fases de dobramento. O primeiro dobramento, de orientação geral WNW-ESE a NW-SE, de tipo isoclinal, deu origem a uma xistosidade  $S_1$  de plano axial, contemporâneo do metamorfismo epizonal, com vergência para SW.

Posteriormente, devido a segunda fase de dobramento, originou-se um «strain slip cleavage»  $S_2$ . Esta deformação  $S_2L_2$ , de orientação geral NW-SE, coincidindo mais ou menos com a direcção das macroestruturas.

2. Em seguida, devido a uma tectónica de fractura, formaram-se sucessivamente falhas inversas e de rejeição horizontal (décrochements), que marcaram profundamente a região.

3.º Finalmente, os movimentos alpinos reactivaram algumas falhas, como é o caso da grande falha da Vidigueira, a norte de Moura. Em raros locais é possível constatar que as formações paleozóicas cavalgam os depósitos do Terciário.

Recibido: 18-I-71.

## Esquema Geológico de la hoja N.º 878 de Azuaga (Badajoz)

por M. DELGADO-QUESADA (*)

#### RESUMEN

En esta nota se presentan algunos datos obtenidos por el autor dentro del Proyecto de Fuente Obejuna-Azuaga, del I. G. M. E.

Se establece una serie precámbrica, en la que se han distinguido seis unidades diferentes, que comprenden desde el tramo de cuarcitas y arkosas de Sierra Albarrán hasta el tramo de Malcocinado. Se describe una formación volcánico-sedimentaria con un conglomerado poligénico en el techo, a la que se denomina Formación de Sotillo y se sitúa en el tiempo como transición al Cámbrico.

Se admite la posibilidad de que el plutónico de Ahillones tenga una edad precámbrica y se hace referencia a ortogneis de origen granodiorítico.

Se señalan las manifestaciones magmáticas de edad hercínica, estableciéndose la presencia de un complejo plutónico con estructuras de brecha magmática.

Por último, se describe a grandes rasgos la estructura del área estudiada, señalando la presencia de tres fases orogénicas superpuestas, una anterior al Culm y las otras dos hercínicas. s. st.

#### I. INTRODUCCIÓN

Dentro de los programas de investigación minera que incluye el II Plan de Desarrollo, se encuadra el Proyecto de Fuente Obejuna-Azuaga. En él se encuentra el autor elaborando los datos de lo que en el futuro ha de constituir su Tesis Doctoral.

En esta nota preliminar se pretenden exponer algunas de las observaciones hechas a partir de febrero de 1969, sobre una zona en la que no existía base cartográfica ni trabajo de conjunto, sólo algunas referencias aisladas y muy esporádicas de diversos autores, mantenían la zona en la oscuridad, respecto a problemas fundamentales.

Dadas las circunstancias anteriores, daremos en principio una descripción de las distintas unidades, dándoles la edad que en nuestra opinión les corresponde. Respecto a la Tectónica e Historia del área estudiada, sólo haremos una referencia somera, ya que se piensa hacer un análisis detallado

(*) Ldo. en Ciencias Geológicas por la Universidad de Granada. Contratado por el Instituto Geológico y Minero de España.

de estos aspectos en una nota de próxima aparición.

El autor expresa su gratitud a don Antonio Quesada, don José Luis Rebollo y don Vicente Pastor, del Departamento de Minería del I. G. M. E. A don José María Fontboté, director de la Tesis, con el que se han visto conjuntamente gran parte de los problemas. A don Antonio Arribas por su colaboración en el estudio petrológico. A mis compañeros don Luis Baeza-Rojano y don Manuel Ruiz Montes que han realizado buena parte del mapa de la figura 1.

#### I.1 Situación

La hoja de Azuaga se encuentra próxima a la unión de los límites provinciales de Córdoba, Sevilla y Badajoz. A esta última pertenecen más de las tres cuartas partes de la extensión total de la Hoja.

Desde el punto de vista geológico, la hoja de Azuaga, se encuentra dentro del Macizo Hespérico, hacia el centro de la zona delimitada por Lotze (1945) con el nombre de Ossa-Morena.

En la figura 1 se puede observar un encuadre geológico de la hoja de Azuaga, obtenido del mapa 1:200.000 enviado al P. N. I. M. con fecha de abril de 1970 (*).

### 1.2 Antecedentes

Los primeros datos de interés sobre la zona estudiada se deben a Macpherson (1879), el cual, en su estudio del N. de la provincia de Sevilla, describe, por primera vez, gran número de rocas plutónicas y volcánicas. Data con la ayuda de F. Roerem, el Cámbrico. En la base de este terreno sitúa un conglomerado poligénico con cantos de rocas cristalinas.

De la misma época son los trabajos de Gonzalo y Tarín (1879) y Mallada (1880). Este último establece con bastante precisión la columna estratigráfica, basada en numerosos hallazgos faunísticos. En su Memoria sobre las cuencas de Bélmez, Mallada (1889) señala una serie de hechos que podemos considerar como excelente punto de partida para cualquier estudio posterior.

Los trabajos de Groth (1911, etc.), precisan la geología de la cuenca hullera de Bélmez y dan la primera interpretación tectónica de Sierra Morena. Señala un extenso Precámbrico al S. del eje de Villanueva de Córdoba, e indica que éste se encuentra plegado y fuertemente metamorfozado en la Sierra de Los Santos, con anterioridad a la formación de las numerosas cuencas hulleras.

A partir del año 1922 comienzan a aparecer trabajos de A. Carbonell. Entre los publicados y las memorias inéditas, presenta varios miles de páginas dedicadas a la Geología y Minería de Córdoba, en las cuales se hallan numerosos datos de interés para el que inicia un estudio en la zona.

Hacia la década de los 40 realizan importantes investigaciones en Sierra Morena varios autores alemanes. De ellos, el que más directamente aborda los problemas que tenemos planteados es Fricke (1941), de cuyo trabajo sólo conocemos las referencias que hacen otros autores; por ellos sabemos que estableció la «Serie de Malcocinado», compuesta por porfiroides, y que el autor situó en la base del Cámbrico; denomina «Conglomerado de Sotillo», al que ya había citado anteriormente Macpherson (1879) y establece la posición de las «Cuarцитas de Valverde», como pertenecientes al Cámbrico. Asimismo, dentro de nuestra zona, incluye los materiales de Berlanga como Carbónífero superior.

(*) El autor ha realizado la parte correspondiente a los sectores de Azuaga, Fuente Obejuna, La Cardenchoza y Guadalcanal, y ha dirigido a los señores Baeza-Rojano y Ruiz Montes en la confección del resto.

Posteriormente, Lotze (1945, etc.) incluye la «Serie de Malcocinado» dentro del Algonkico.

Jongmans y Meléndez (1950) atribuyen al Carbonífero inferior los materiales de la cuenca de Valdeinfierno. La consideran discordante sobre un substrato pizarroso, plegado con anterioridad, cual asignan edad cámbrica. Esta serie pizarrosa extiende hasta los confines de la Hoja de Llerena donde fue atribuida al Georgiense por Rosso de Luna y Hernández-Pacheco (1956). A la misma formación le asignan edad silúrica Mingarro y Meléndez (1962), sin argumentos paleontológicos.

Hernández-Pacheco (1953) se plantea el problema de la edad de las formaciones en facies estratigráficas de la provincia de Badajoz, llegando a la conclusión de que deben incluirse en el Cámbrico inferior.

Febrel (1963) publica la Hoja núm. 857 de M. G. N., Valsequillo, que linda en su extremo SW., con la de Azuaga. Este autor establece la edad devónica de una serie pizarrosa-cuarcítica considerada, hasta entonces, como Silúrica. Cita la presencia, en varios puntos de la Hoja, de Devónico en facies estrato-cristalina, y los relaciona con los materiales metamórficos de Campillo de Llerena.

Por último, Bard (1965, etc.) considera como precámbricos gran parte de los materiales de la banda de Badajoz-Córdoba. Los estima separados del Cámbrico, bien por una discordancia, o por un cambio en las condiciones de sedimentación. Considero aceptable esta interpretación, por lo que incluyo dentro del Precámbrico todos los materiales inferiores a la Formación de Sotillo, admitida como transición al Cámbrico.

## II. ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía que se presenta a continuación se ha establecido de acuerdo, no sólo con los datos propios del área objeto de este trabajo, sino también de otras más o menos próximas, principalmente del sector de Sierra Albarrana.

Los terrenos representados en este área pueden agruparse en los conjuntos siguientes:

**II.1. Precámbrico:** Constituido por materiales metamórficos cuya situación inferior al Cámbrico, aparece con toda claridad allí donde pueden observarse las relaciones con este terreno. Se han distinguido varias unidades dentro del conjunto, las cuales serán descritas a continuación.

**II.2. Formación de Sotillo:** Ya se ha indicado que se considera de transición al Cámbrico, debajo de cuyos términos bien datados aparece en el Río Sotillo y al N. de Llerena. No ha sido observada ninguna discordancia clara entre ambos terrenos.

**II.3. Cámbrico.**

**II.4. Carbonífero:** Tanto este terreno como el precedente fueron ya datados con anterioridad, bien en puntos de la hoja de Azuaga, o en sus proximidades (Mallada, 1899; Groth, 1911; Fricke, 1941; Lotze, 1966).

**II.5. Materiales recientes:** De edad esencialmente exclusivamente, cuaternario.

### 1. Precámbrico

Dentro de este conjunto distinguimos seis unidades litoestratigráficas, las que denominamos con los siguientes nombres de localidades donde se encuentran mejor representados:

**II.1.A) Tramo de cuarcitas y arkosas de Sierra Albarrana.**

**II.1.B) Formación blastomilonítica.**

**a) Tramo de paragneis del Arroyo Argallón.**

**b) Tramo de Las Mesas.**

**II.1.C) Tramo de micasquistos de La Albariza.**

**II.1.D) Formación de Azuaga.**

**II.1.E) Tramo de El Encinalejo.**

**II.1.F) Tramo de Malcocinado.**

**II.1.A) Tramo de cuarcitas y arkosas de Sierra Albarrana.**

Constituyen el término más antiguo hasta ahora conocido; aparecen en el núcleo, algo extruido, de Sierra Albarrana, así como en la alineación Sierra de Las Cabras—Sierra de Los Santos—Sierra de Gata (en la hoja de Fuente Obejuna) y Sierra Bollera—Cerro de D.^a Loba (en la hoja de Espiel).

En Sierra Albarrana, los materiales de esta unidad tienen una corrida de unos 11 km., y una anchura de alrededor de 2 km. Los niveles inferiores están constituidos por cuarcitas blanquecinas fuertemente recristalizadas, diferenciadas en bancos de hasta un metro de potencia. Encima de estas cuarcitas puras, o en cambio lateral de facies aparecen cuarcitas feldespáticas, de color marrón, separadas en lechos muy irregulares, de varios centímetros hasta un metro, entre las que se intercalan horizontes micáceos generalmente más delgados. Hacia el techo, la serie va haciéndose más feldespática hasta culminar en una metaarkosa rica en biotita y moscovita. Entre las metaarkosas asimilables, por su posición, a las descritas, aparecen, en la alineación Sierra de Los Santos-Sierra Bollera, unos niveles de conglomerados con cantos de cuarzo muy deformados; asimismo aparecen niveles pelíticos en dis-

tintas posiciones, dentro del conjunto que se describe.

La potencia estimada para todo el tramo en Sierra Albarrana, es del orden de los 400 metros. El grado de metamorfismo regional sufrido, es difícil de precisar, ya que las cuarcitas son muy puras y no contienen minerales de neoformación útiles para determinar facies. Por su parte, las arkosas que se le superponen, han sufrido un retrometamorfismo general tan acusado, que en algunos niveles han sido localmente transformadas en italo-columitas bastante típicas. Hacia el techo se presentan gneises cuarcíticos con silimanita.

### II.1.B) Formación blastomilonítica.

Con este nombre distinguimos una amplia banda que presenta, de forma muy generalizada, texturas miloníticas con recristalización más o menos importante. A juzgar por los resultados hasta ahora obtenidos, se puede avanzar que cataclasis y blastesis han tenido un notable desarrollo, en una de las etapas de la evolución petrológica de estas rocas; así, esta unidad, por lo menos en amplios sectores, tiene el carácter de zona blastomilonítica.

Esta formación se ha dividido en dos tramos dentro de los confines de la hoja de Azuaga. En la Sierra Albarrana y en el sector de la Sierra de Los Santos, se ha uniformado la cartografía con el signo del tramo que presenta una preponderancia notable, lo cual no excluye que en puntos aislados, se pueden observar materiales que serán descritos dentro del tramo que no se encuentra representado en cada uno de estos dos sectores citados:

**a) Tramo de paragneis del Arroyo Argallón.**—Las arkosas micáceas de Sierra Albarrana, pasan gradualmente a paragneis biotíticos que pueden presentar una migmatización importante. Aparecen rodeando de forma general, el núcleo cuarcítico. Vuelven a aparecer en la hoja de Azuaga, en la cual se halla la banda que desde el Arroyo Argallón se continúa hasta Azuaga, en cuya proximidad son recubiertos por materiales atribuibles al Plioceno y/o Cuaternario. Afloran también al N. de Berlanga y se extienden, fuera de los confines de los mapas presentados, hasta el sector del Arroyo Conejo y Valencia de las Torres, dentro de la Hoja de Usagre.

En general, las rocas predominantes en esta unidad son gneises ojosos, de coloración gris o violácea; entre ellos se intercalan, en muchos puntos, horizontes cuarcíticos que oscilan de 2 a 25 centímetros.

Los ojos están constituidos por plagioclasa del

tipo albita-oligoclasa. En lámina delgada se observan en ellos texturas metablasticas, sobre todo cuando la blastesis ha llegado a dar ojos superiores a los dos centímetros de diámetro, aunque lo normal es que oscilen de 4 a 6 milímetros.

Estos paragneis presentan una migmatización muy acusada en algunos puntos, de ellos el más representativo se encuentra en el Arroyo Argallón, donde se han llegado a ver nebulitas, además de prácticamente todos los tipos estructurales descritos por Mehnert (1963).

El grado de metamorfismo regional alcanzado por esta banda oscila de unos puntos a otros. Presenta facies por lo menos de estaurólita-almandino, llegando, en bastantes puntos, al de sillimanita-almandino. En Sierra Albarrana se presenta, dentro de esta unidad, nódulos de sillimanita del orden de hasta los dos centímetros, hecho repetidas veces observado en la pista que desde El Cabril conduce a Minas Glorias.

b) Tramo de Las Mesas. — Esta unidad se diferencia de la anterior por la extraordinaria abundancia de las anfibolitas y esquistos anfibólicos, hecho que sólo ocurre en la banda que desde el N. de Berlanga se extiende hasta el NE. de la aldea de Piconcillo en la hoja de Fuente Obejuna. También se le ha puesto el mismo signo a la banda Villanueva del Rey-Doña Rama-Fuente Obejuna, aunque en este sector las anfibolitas y esquistos anfibólicos no sean tan frecuentes.

El contacto normal, que separa el tramo de Las Mesas del anterior, se ha situado al S. de la línea que ocupa una banda de anfibolitas y esquistos anfibólicos que pueden llegar a alcanzar potencias de hasta 150 metros, en el vértice de Las Mesas y en las proximidades de La Cardenchoza (Badajoz); hacia Azuaga esta franja pierde potencia quedándonos reducida a unos 10 ó 15 metros por lo general. Aparte de esta franja citada, nos aparecen varias de menor potencia entre las que se intercalan cuarcitas, metaarkosas y paragneis localmente migmatizados. Estos últimos presentan ojos más pequeños que en la banda anterior y no sobrepasan un máximo de 3-4 milímetros.

Las anfibolitas varían notablemente de unos puntos a otros. En el sector de La Cardenchoza (Badajoz) presentan un aspecto masivo, con coloraciones oscuras y un vetado blanquecino que les da aspecto de gneises listados; en este punto se trata de ortoanfibolitas de origen gábrico o dolerítico, como lo demuestra el hecho de que en puntos donde el metamorfismo ha sido menos intenso aún se pueden distinguir pequeñas diferenciaciones pegmatoidicas análogas a las que presentan muchos gabros dentro de la masa general. También aboga por el origen orto el hecho de que localmente aparezcan pequeñas masas compuestas, ex-

clusivamente, por antofilita. Para nosotros, esto se puede interpretar como un argumento más de que estas anfibolitas se originaron a partir de rocas básicas acompañadas de vulcanismo piroclástico, con diferenciaciones locales de basaltos olivínicos, o bien rocas ultrabásicas.

Al N. de Azuaga, en una trinchera del ferrocarril de Peñarroya a Fuente del Arco, se observa una banda de anfibolitas, de unos 40 metros de potencia, que presenta intercalaciones de bandas calizas marmorizadas de 2-4 centímetros. En nuestra opinión, la presencia de mármoles, así como la abundancia de cuarzo, biotita y epidota que se observa en estas anfibolitas, al estudiarlas en lámina delgada, aboga, en este caso, por un origen para. Suponemos que, al hacer un estudio petrológico más detallado de toda la banda, encontraremos otros puntos donde ocurra lo mismo; de ahí que, en la leyenda del mapa, se haya señalado este tramo como detrítico-calcáreo.

Esta unidad presenta, en general, un metamorfismo más bajo que la del S., siendo lo más corriente que las facies alcanzadas se encuentren dentro del ámbito de las anfibolitas epidóticas. No obstante, esta regla tiene excepciones, pues se presentan, localmente, paragénesis de la facies de las anfibolitas almandínicas junto con paragneis francamente migmáticos.

#### II.1.C) Tramo de micasquistos de La Albariza.

Los micasquistos afloran extensamente alrededor de Sierra Albarrana; se cortan, en parte, a la altura de Valdeinfierno, al NW. de dicha sierra y se continúan según una banda que penetra en la hoja de Azuaga por el cortijo de La Albariza. Esta banda se estrecha progresivamente hasta desaparecer en las proximidades del río Bembézar.

Su posición respecto a las dos unidades anteriores es, claramente, de tránsito gradual en Sierra Albarrana. El contacto se ha situado en la franja en que ya no son apreciables los ojos con la lupa  $\times 10$ , por lo cual hay incluidos en este tramo algunos paragneis biotíticos de grano fino. En general, se trata de micasquistos cuarzo-feldespáticos, con coloración de marrón a verdosa. Hacia su base son ricos en biotita; ésta coexiste en horizontes superiores con la moscovita para, por último, ser ésta o sus alteraciones los únicos filosilicatos presentes. Suelen presentar lechos cuarcíticos de 3 a 15 centímetros de grosor, lo que nos ha sido de gran utilidad para conocer, siquiera someramente, su estructura.

Este tramo presenta facies de metamorfismo que oscilan desde sillimanita-granate, hasta moscovita-granate, pasando por estadios intermedios de andalucita-granate y estaurólita-granate; posible-

mente, también se encuentre presente la distena, aunque aún no se ha podido determinar con seguridad. La presencia de andalucita todavía no está bien explicada; sólo nos aparece en una banda reducida al NE. de Sierra Albarrana. En esta banda se presentan diques de pegmatitas, subconcordantes con la estratificación, que engloban, en su seno, cristales de andalucita de hasta diez centímetros de longitud por 5 centímetros de lado.

#### II.1.D) Formación de Azuaga.

Los micasquistos anteriores pasan al parecer de forma gradual, a una serie pizarrosa con lechos cuarcíticos desigualmente repartidos que, si bien presenta algunos granates en su base, éstos se van haciendo más escasos hasta desaparecer. En su parte superior la serie no rebasa, prácticamente, el estado de anquimetamorfismo.

La Formación de Azuaga se corresponde con el Precámbrico citado anteriormente en la banda Aceuchal-Hinojosa, por Bard (1965). También sería asimilable a la denominada «Serie Negra» en el anticlinorio de Burguillos-Monesterio (Alia, 1963; Bard, 1965, Vegas, 1968). Asimismo, se puede asimilar a la serie Alcudense inferior de Bouyx (1961-1969).

En nuestra zona, la Formación de Azuaga alcanza gran extensión. Ocupa el centro de la hoja del mismo nombre y se extiende hasta el S. de Villaviciosa de Córdoba, en donde se ve cortada por una falla de desgarrre y por el plutonismo hercínico presente en aquel sector. Vuelve a aparecer en dos bandas situadas al N. y S. de la serie cámbrica próxima a Posadas. La misma formación nos aparece en los alrededores de Granja de Torrehermosa, así como en el contacto N. de la cuenca carbonífera de Peñarroya-Espiel, en el sector comprendido entre las inmediaciones de Peñarroya y el Arroyo del Valle. Por último, indiquemos que la banda que se extiende desde el S. de Villaharta hasta las proximidades de Villafranca de Córdoba, también pertenece a esta formación.

En general, la Formación de Azuaga presenta una coloración de gris verdoso a gris oscuro, con bancos pizarrosos de unos 50 centímetros, entre los que se intercalan, localmente, lechos cuarcíticos y/o grauwáquicos algo menos gruesos normalmente. Esta formación presenta, en Azuaga, una potencia ciertamente superior a los 2.500 metros; en los demás sectores la potencia visible es bastante inferior.

#### II.1.E) Tramo de El Encinajejo.

Encima de la Formación de Azuaga se encuentra un tramo que, por sus características litológi-

cas, hemos creído oportuno considerar como unidad litoestratigráfica aparte. Lo denominamos «Tramo de El Encinajejo». Consiste en una alternancia de pizarras y cuarcitas. Las pizarras tienen similares características a las inferiores; las cuarcitas de la base son muy puras y de color grisáceo, para ir haciéndose, hacia los tramos altos, cada vez más feldespáticas presentando coloración blanquecina y potencias del orden del metro.

Este tramo ha sido reconocido en el SW. de la Hoja de Azuaga, continuándose, sin interrupción, hasta el N. de San Calixto, en la hoja de Las Navas de la Concepción. También nos aparece al N. de la cuenca de Bélmez-Espiel, encontrándose este último pueblo edificado, en parte, sobre el mismo.

#### II.1.F) Tramo de Malcocinado.

Encima de las pizarras y cuarcitas del tramo de El Encinajejo se halla un tramo arkósico que, según Fricke (1941), proviene de una porfirita cuarzosa, por lo cual le asigna el nombre de «porfiríoides». Este tramo aflora en las proximidades de Malcocinado y en la carretera de Fuente Obejuna-Alanis, así como en la carretera de Posadas a Villaviciosa. Está localmente laminado por la falla de desgarrre de Malcocinado. En nuestra opinión, este tramo debe de corresponderse con los conglomerados que cita Bard (1969), entre Usagre y Llerena, en la base de la Serie Cámbrica.

#### II.2. Formación de Sotillo

Con este nombre designamos una serie, fundamentalmente volcánica, que se ha establecido en las proximidades de Valverde de Llerena y Río Sotillo. Se tiene reconocida desde el N. de Llerena hasta las proximidades de Córdoba. Existe también otra banda de menor longitud en el área de Granja de Torrehermosa.

Está compuesta por materiales lávicos y piroclásticos de composición de andesítica a latítico-cuarcífera; localmente se presentan, también, dacitas, traquitas y traquiandesitas. Esta serie presenta, hacia el techo, un conglomerado poligénico reconocido con anterioridad por Macpherson (1878) y Fricke (1941). El conglomerado, que puede alcanzar del orden de los 200 metros de potencia, se encuentra especialmente bien desarrollado en el río Sotillo, pero también se ha visto al N. de Llerena y en puntos diversos de las hojas de Santa María de Tras-Sierra y Las Navas de la Concepción. Presenta un cemento volcánico de composición andesítica, dentro de cual se encuentran cantos, con desigual grado de elongación de unos puntos a otros, de muy diversos orígenes; hasta el momen-



to se han reconocido cantos de los siguientes tipos: cuarcíticos, andesíticos, riolíticos, calizos, de cuarzo y de tonalita hornbléndico-biotítica.

Localmente, dentro de esta serie aparecen materiales híbridos, de origen piroclástico y clástico, sedimentados conjuntamente; también se presentan lentejones cuarcíticos desigualmente repartidos, tales como las «Cuarcitas de Valverde» (Fricke, op. cit.) y las del N. de San Calixto, en la dehesa de La Alta.

### II.3. Cámbrico

No tenemos bien establecida su estratigrafía. En la hoja de Azuaga, sólo nos aparecen varios retazos sobre el «Conglomerado de Sotillo». En nuestra área se inicia con unos 20 metros de pizarras finamente cuarcíticas y calcosquistos, entre los que se intercalan lechos calizos y detríticos de pocos centímetros; encima aparece una banda de calizas muy recristalizadas de coloración blanco-rosada a gris, separadas en bancos de 70 a 80 centímetros, con una potencia de unos 100 metros en los límites de Azuaga.

### II.4. Carbonífero

De los materiales de esta edad, nos aparecen, en la hoja de Azuaga, cuatro retazos de desigual extensión, situados en Berlanga, sector de Azuaga, sector de Granja de Torrehermosa-Cuenca, en el ángulo SW. de la hoja.

La Zona de Granja de Torrehermosa-Cuenca es la prolongación del tramo superior de la cuenca carbonífera de Bélmez-Espiel. En este área, se compone de un horizonte calizo, hacia la base, conglomerados, areniscas y pizarras arcillosas. A todo el conjunto le asignamos una edad Namuriense-Westphaliense.

Los retazos de Azuaga y Berlanga son de la misma edad, hecho puesto de manifiesto, con anterioridad, en Berlanga por Fricke (1941). Se diferencia del área anterior por el extraordinario desarrollo alcanzado por los conglomerados, circunstancia que se da, igualmente, en la zona de Valdeinfierno, cuya reducida cuenca también es, para nosotros, del Carbonífero Superior.

Por último, el pequeño retazo que aflora en el extremo SW. presenta materiales detríticos, conglomeráticos y arcilloso, de edad Estefaniense (Meléndez y Mingarro, 1962).

### II.5. Materiales recientes

Constituyen un amplio manto coluvial y aluvial, que se extiende al NW. de Azuaga y W. de Granja de Torrehermosa. Está formado por fragmentos poco evolucionados, procedentes de las formaciones anteriormente descritas, así como del Devónico que aparece al Norte, englobados en el seno de una matriz arcillosa. En general, se les puede atribuir una edad cuaternaria, aunque, localmente, se presentan tramos calizos brechoides, de color blanquecino y amarillento, que tal vez se pueden encuadrar en el Plioceno.

## III. MAGMATISMO

Las rocas magmáticas están bien representadas en la hoja de Azuaga, si bien algunos afloramientos pueden ser incartografiados por sus escasas dimensiones. Afectan a todos los materiales descritos, salvo al Estefaniense.

### III. 1. Rocas plutónicas

Consideramos cuatro conjuntos:

- a) Plutónico de Ahillones.
- b) Ortogneis de «Las Minillas».
- c) Complejo de «Los Ojuelos-La Coronada».
- d) Tonalita porfídica.

#### III.1a. Plutónico de Ahillones

Se le da este nombre siguiendo la terminología empleada por Rosso de Luna y Hernández-Pacheco (1956). En la hoja de Azuaga, aparece una estrecha franja N.-S. en el extremo occidental de la hoja y, en menor extensión, en las proximidades de Granja de Torrehermosa.

Se trata esencialmente de una roca de coloración verdosa y estructura granitoidea de grano medio. Su textura es holocristalina, hipidiomorfa y cataclástica. Las plagioclasas están muy trituradas y saussuritizadas, aunque se pueden reconocer algunos cristales idiomorfos. El cuarzo, con estructura en mortero, muy triturado y recristalizado, presenta en todos los casos extinción ondulante. También se observan biotita y epidota. Esta última, posiblemente provenga, en parte, de la alteración de hornblenda, ya que se observan algunos cristales que recuerdan extraordinariamente el hábito de ésta.

Se ha clasificado como una Tonalita hornbléndico biotítica, clasificación que coincide, exacta-

mente, con la efectuada para varios de los cantos del «Conglomerado de Sotillo». Si a esto unimos el hecho de que los cantos cristalinos de este conglomerado sólo se han observado en las proximidades de las masas plutónicas de Ahillones y Malcocinado, a las cuales corta y cubre parcialmente la «Formación de Sotillo», podemos suponer, con todo fundamento, que los cantos del Conglomerado de Sotillo proceden, precisamente, de las dos masas plutónicas señaladas. Esto demuestra que el plutonismo originario de estas rocas, es anterior al Cámbrico. Este hecho fue ya indicado por Marpherson (1878) y posteriormente confirmado por Hernández-Pacheco (1953), si bien estos autores erraron, parcialmente, en la datación de las diferentes unidades y en la interpretación tectónica.

El plutónico de Ahillones, se cita, en la Hoja de Llerena (Rosso de Luna y Hernández-Pacheco, 1956), como un caso típico de granito de anatexia autóctono; por nuestra parte, las eventuales relaciones de este granito con su ciclo orogénico anterior al Cámbrico están por dilucidar; sería prematuro ahora pretender llegar a conclusiones firmes sobre este punto.

#### III.1b. Ortogneis de Las Minillas

Se encuentran situados al S. de Granja de Torrehermosa y ocupan una extensión de unos once kilómetros de longitud por dos kilómetros de anchura. Su aspecto general es el de gneis oclares de coloración rosado-verdosa, presentan una textura granoblástica uniforme en toda su extensión. Les suponemos producto de la tectonización de una granodiorita con zonas micropegmatíticas.

Se encuentran asociadas a estos ortogneis unas rocas particularmente interesantes. Se trata de materiales asimilables a la Formación de Azuaga y/o al Tramo de El Encinalejo, cuyas características sugieren fuertemente la posibilidad de que se trate de antiguas corneanas cuarzomícaes, más o menos afectadas, posteriormente por una fase de metamorfismo regional.

Ortogneis del mismo tipo, aunque verosímilmente de origen diferente, se encuentran también al S. de la aldea de Piconcillo y al W. de Villanueva del Rey.

#### III.1c. Complejo de Los Ojuelos-La Coronada

Le damos este nombre por encontrarse su máxima extensión en la hoja de Fuente Obejuna,

entre los dos pueblos citados. En la hoja de Azuaga sólo aparece en los alrededores del nacimiento del Río Zújar.

Pocas veces se utiliza la palabra complejo con más rigor que en el caso que nos ocupa, ya que se trata de una masa extraordinariamente heterogénea en la que es posible observar, en un pequeño afloramiento, hasta tres tipos de rocas diferentes en su composición mineralógica.

Las rocas más comunes son: gabros, dioritas, hiperitas, sienitas, granitos y adamellititas. Creemos que se trata de una intrusión básica primitiva que ha sido afectada, posteriormente, por una intrusión de intermedia a ácida. Este hecho se demuestra por la aparición, muy frecuente de bloques básicos, en una matriz sienítica, a modo de brecha magmática, que denotan claramente la reacción entre ambos materiales, llegándose incluso a la digestión casi total del bloque, en casos aislados, del cual sólo quedan algunos máficos difuminados en la pasta rosada del material sienítico.

La colocación (mise en place) de este complejo plutónico, debe ser posterior al Carbonífero Inferior, ya que materiales de esta edad son afectados por una masa de idénticas características a la descrita en la zona de Mirabuenos, al E. de Villaviciosa de Córdoba.

#### III.1d. Tonalita porfídica

Se presenta formando diques o pequeños stocks, que afectan fundamentalmente a la zona blastomilonítica; aunque en menor extensión, también se ha visto dentro de los micasquistos al W. del vértice Las Mesas del Castaño. No tenemos idea de su edad, por no afectar a materiales paleozoicos; la suponemos hercínica tardía, por su escasa tectonización.

### III.2. Materiales volcánicos

Aparte de los ya citados como origen de las ortoanfíbolitas y en la Formación de Sotillo, tenemos en la zona profusión de materiales volcánicos en forma de diques y sills básicos, de los cuales se han representado los más importantes. También existen dos pequeñas masas al S. de Las Minillas y otra al N. de Berlanga, cuya composición es dolerítica, presentando la particularidad de diferenciarse, en ellas, pequeños núcleos ultrabásicos. Citemos, por último, dentro de estos materiales volcánicos, una pequeña masa de riolitas muy tectonizada, y con estructura de flujo local, que aparece también al S. de Las Minillas.

## IV. OTROS ASPECTOS

Aunque la idea fundamental de esta nota es hacer una sistemática de las diferentes unidades que se encuentran representadas en la hoja de Azuaga, dejando los aspectos tectónico y paleogeográfico para una nota en curso de elaboración, queremos reflejar aquí algunos datos que completen la visión de conjunto del área estudiada.

Bard (1969), dentro del capítulo de evolución tectónica, divide la Sierra Morena occidental en dos grandes dominios, separados por una falla que pasa por las localidades de Fregenal-Bodonal-Cala. Dentro del dominio septentrional distingue tres zonas:

- Zona 1: Aceuchal-Hinojosa-Azuaga.
- Zona 2: Zafra-Llerena-Alanís.
- Zona 3: Burgillo del Cerro-Monesterio.

Las dos primeras zonas las separa mediante la falla de Malcocinado.

Respecto a fases de plegamiento, distingue dos: una anterior al Viseense y superior, y en relación con la cual establece el Metamorfismo Regional acompañado de una esquistosidad de flujo, y otra posterior al Viseense acompañada de una esquistosidad de fractura.

Nuestra área de trabajo ocupa parte de las dos primeras zonas establecidas por Bard (1969) y estamos de acuerdo con él en la división, así como en que la separación entre ambas se efectúa por la falla de Malcocinado.

La hoja de Azuaga la podemos dividir en cuatro sectores principales de acuerdo con su estructura general:

- a) Sector de Valverde de Llerena.
- b) Sector de Azuaga.
- c) Sector de «Las Minillas».
- d) Sector de Cuenca.

a) *Sector de Valverde de Llerena*

En él se encuentran representados el plutónico de Ahillones, Cámbrico, Formación de Sotillo, y el Estefaniense. Este último es horizontal, viéndose afectado solamente por una etapa de distensión acompañada por su sistema de fractura. Por tanto, las fases orogénicas de la zona son anteriores al Carbonífero terminal.

Entre la Formación de Sotillo y el Cámbrico no ha sido observada ninguna discordancia clara. Forman un gran sinclinorio mal conocido por nosotros hasta ahora.

El plutónico de Ahillones presenta orienta-

ciones muy locales, si bien lo normal es que sólo se observe una cataclasis muy importante en toda su masa.

b) *Sector de Azuaga.*

Se encuentra separado del anterior por la citada falla de Malcocinado, a la que consideramos, en conjunto, como una falla de desgarre. En el Río Sotillo, hace superponerse el Tramo de El Encinajejo, al Cámbrico, con un buzamiento de 50° al NE.; sin embargo, al N. de San Calixto, se pasa los mismos materiales según un plano que buza 70° al SW.

En este sector, o en su continuación al SE., se encuentran representadas todas las unidades precámbricas descritas. En Azuaga, se encuentra la falla del mismo nombre, mediante la cual la Formación blastomilonítica cabalga, con un ángulo del orden de 65° al NE., a la Formación de Azuaga. No se le ha puesto signo de falla inversa porque suponemos será un accidente del mismo estilo que el de Malcocinado, aunque aún no tenemos bien establecida su continuidad al WNW. Hacia el ESE, en las proximidades de la aldea de Piconcillo, se atenúa hasta desaparecer, tras transformarse en un haz de fallas de menor importancia, hecho que en este punto complica notablemente la cartografía.

La Falla de Azuaga produce una zona de cataclasis que puede llegar a extenderse del orden de los 200 metros a cada lado de la zona de fractura.

En conjunto, el Sector de Azuaga presenta una estructura anticlinorial, con un plegamiento similar de dirección NNW.-SSE., vergente al SW. entre 60 y 65°; existe además una pendiente axial de unos 8° al SE., lo que motiva que en esta dirección aparezcan las unidades superiores.

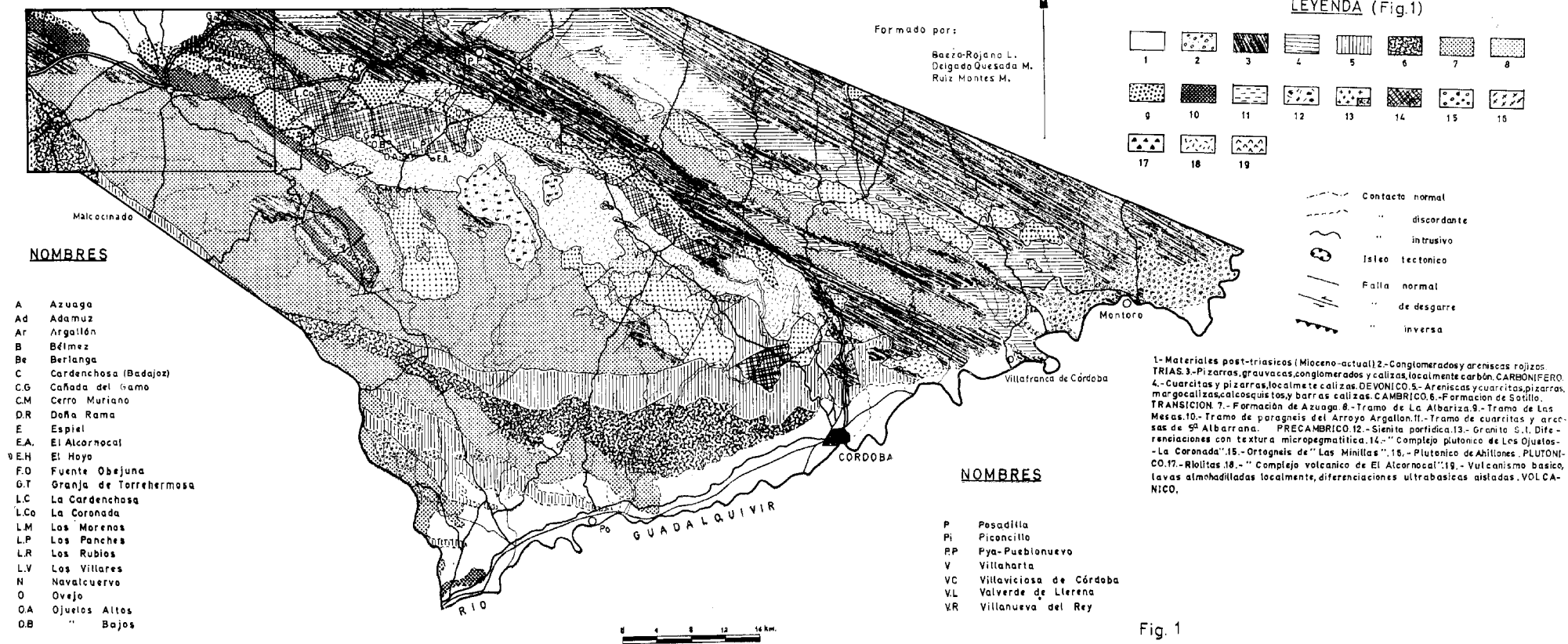
El núcleo de este gran anticlinorio aparece en Sierra Albarrana, puesto en evidencia por la acción de un sistema de fracturas de edad hercínica tardía, de dirección NE-SW. y buzamiento subvertical.

En la Formación blastomilonítica se observa claramente una esquistosidad continua concordante con los niveles cuarcíticos intercalados y una discontinua de dirección NW-SE. con buzamiento de unos 60° al N. Estas dos esquistosidades son las que deben corresponderse con las citadas por Bard (1969).

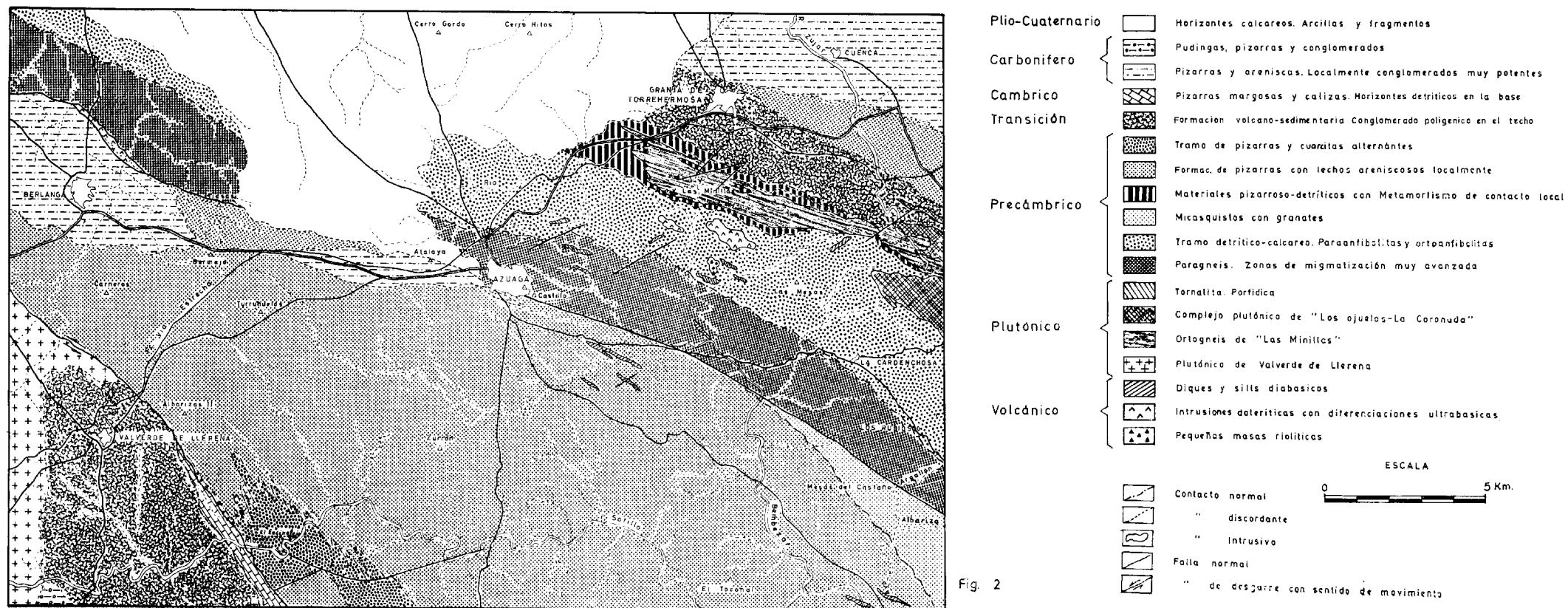
Dentro de este gran anticlinorio se encuentran tres retazos de Carbonífero de edad Westfaliense, el cual presenta un plegamiento amplio, sin verse afectado por las dos esquistosidades citadas. Se debe, por tanto, suponer que hay dos fases, como mínimo, anteriores a esta edad.

En este sector adquieren un notable desarrollo las estructuras de «kink-band», muy extendidos en

# SITUACION GEOLOGICA DE LA HOJA DE AZUAGA



Esquema geológico de la Hoja de Azuaga (878 MTN)



la Formación de Azuaga y en el Tramo de La Albariza; se han llegado a observar dos sistemas conjugados debidos a distensión, y uno, muy localizado, de posible compresión.

c) *Sector de Las Minillas.*

La separación entre este sector y el del S., viene marcada por la banda discontinua de materiales afectados localmente, por metamorfismo de contacto, los cuales pertenecen a los niveles superiores de la Formación de Azuaga y/o al Tramo de El Encinalejo. En el mapa podemos observar que estos materiales están en contacto con la Formación blastomilonítica. Faltan, por tanto, del orden de 2.000 metros de la Formación de Azuaga, que no es lógico que se hayan acuñado hasta ese extremo en tan poco espacio. Si a este hecho unimos el que a partir de este contacto cambia la vergencia del conjunto, haciéndose de unos 60° al N., hemos de pensar en la posibilidad de que exista un nuevo accidente tectónico de gran envergadura, sin que, por el momento, hayamos podido descifrar su naturaleza. Suponemos que en relación con él, deben haberse producido la gran variedad de manifestaciones magmáticas, de edad hercínica, observables en el eje Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.

Los ortogneis de Las Minillas presentan también dos esquistosidades, asimilables a las descritas, pero con sentido de buzamiento al S.

En conjunto este sector presenta una estructura sinclinal vergente al N., cuyo eje, ocupado por materiales idénticos a los que integran la «Formación de Sotillo», se puede situar en la línea Granja de Torrehermosa-La Coronada. Al N. de este sinclinorio se nos presenta un anticlinorio complejo, cubierto localmente por materiales carboníferos o más recientes, cuyo núcleo aparece en la Sierra de Los Santos (Fuente Obeluna) y se extiende, con algunas ensilladuras ocupadas por los terrenos citados, desde Cerro Muriano hasta Campillo de Llerena (hoja de Maguilla), dentro del área conocida por nosotros.

d) *Sector de Cuenca.*

En él se nos presentan los materiales superiores de la cuenca carbonífera de Peñarroya-Espiel, por lo que se va a hacer referencia a ella, ya que las observaciones son más completas.

La cuenca carbonífera presenta dos tramos netamente diferentes, tanto por su naturaleza litológica como por sus características estructurales. En el borde S. se nos presenta una serie de pizarras generalmente psamíticas entre las que se intercalan lechos de grauwaças, dando una facies flysch tí-

pica, en la que son claramente visibles fenómenos de estratificación gradada, cruzada y convulsiva, así como marcas de corriente.

Este tramo presenta un plegamiento similar, de amplitud métrica, vergente al N. con desarrollo de dos esquistosidades de fractura, la más generalizada tiene una dirección WNW.-ESE, y buza del Orden de 70° al S., la segunda se encuentra localmente y tiene una dirección casi de E.-O. con buzamiento de unos 25° al S.

La serie flysch se encuentra en contacto por el S. con el Precámbrico de la alineación Fuente Obeluna-Villanueva del Rey; en general, se encuentra cubierto el contacto pero, en los puntos donde es visible, se observa como los materiales antiguos se superponen al Carbonífero inferior mediante un plano de falla inversa, que buza del orden de 65° al Sur.

Por el N. este tramo es cubierto, en franca discordancia, por una formación en la que es general una deposición de tipo ciclotemático, con aparición local de barras de calizas arrecifales hacia la base del tramo.

A esta formación, compuesta fundamentalmente por conglomerados de cantos cuarcíticos, areniscas, pudingas, pizarras y las citadas calizas, le asignamos una edad Namuro-Westfaliense. Presenta un plegamiento amplio vergente al N. del orden de 25° — 30°, sin que por el momento hayamos podido establecer la presencia de ninguna esquistosidad.

El contacto N. de esta formación se realiza igualmente por medio de una discordancia, en este caso más neta, ya que se superpone a materiales asimilables a la «Formación de Azuaga», en la zona de Bélmez o bien al «Tramo de El Encinalejo» en el mismo pueblo de Espiel.

#### CONCLUSIONES

1.ª La hoja de Azuaga ocupa parte del gran núcleo Precámbrico que se extiende desde Cerro Muriano a Badajoz.

2.ª La serie precámbrica queda estalecida como un caso típico de metamorfismo regional progresivo, abarcando términos desde anquimetamórficos hasta catazonales.

3.ª El tránsito Precámbrico-Cámbrico se efectúa mediante la «Formación de Sotillo», en la que predominan los materiales andesíticos. Hacia el techo se presenta un conglomerado poligénico potente en el que son frecuentes los cantos cristalinos.

4.ª El magmatismo presente tiene edades que abarcan desde los materiales volcánicos que dieron origen a las ortoantibolitas, hasta el volcanismo que afecta al Westfaliense de Peñarroya, pasando

por el plutónico de Ahillones y los ortogneis de «Las Minillas», cuyas edades están por dilucidar por el momento.

5.* En el área estudiada se han establecido, hasta ahora, tres fases de plegamiento principales, una anterior al Carbonífero inferior acompañada por una esquistosidad de flujo, desarrollándose en relación con ella el metamorfismo regional, y dos fases posteriores al Carbonífero inferior, la primera acompañada por una esquistosidad de fractura general de dirección WNW-ESE, y la segunda, de edad postwestfaliense, va acompañada de una esquistosidad de fractura visible sólo en puntos aislados, de dirección casi E.-W.

Reitero mi más profundo agradecimiento a mi maestro, el Prof. Fontboté, por la corrección de este trabajo.

## BIBLIOGRAFÍA

- BARD, J. P. (1965): *Introduction a la geologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèses sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne.* «Rev. Geogr. Phys.», VII, 4, pp. 323-339.
- (1969): *Le Metamorphisme regional progressif de Sierra d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne).* «Tes. Doct. Fac. de Scien. Montpellier».
- BOUYX, E. (1961): *An Sujet de l'âge des schistes de la l'Alcudia.* Ibid., pp. 64-66.
- (1969): *Contribution a l'étude des Formations Anté-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz).* «Tes Doct. Fac. des Scien.», París.
- CARBONELL, A. (1926): *Nota sobre los yacimientos de Archaocyatidos de la Sierra de Córdoba.* «Bol. del IGME», t. XLVII.
- (1927): *Contribución al estudio de la geología y de la tectónica andaluzas.* «Bol. del IGME», t. XLIX.
- (1929): *Cobijaduras hercínicas en la cuenca del Belmez-Adamuz.* «N. y C. IGME», número 2.
- (1931): *Posadas.* «Hoja Geológ.», 1:50.000, núm. 943, IGME.
- (inéd.): *Criaderos de plomo en la provincia de Córdoba.*
- (inéd.): *Criaderos de cobre en la provincia de Córdoba.*
- FABRIES, J. (1963): *Les formations cristallines et métamorphiques du NE. de la province de Seville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques.* Tes Doct. Fac. des Scienc., Nancy.
- FEBREL, T. (1962). *Valsequillo.* Hoja Geológ. 1:50.000. IGME.
- FEBREL, T. y SÁEZ, J. (1964): *El Devoniano del sur del batolito de Los Pedroches en las provincias de Córdoba y Badajoz.* «N. y C. IGME», núm. 13.
- FRICKE, W. (1941). *Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura.* Tesis Univ. Berlín, no impresa, 91 pp.
- GONZALO y TARÍN (1879): *Reseña física y geológica de la provincia de Badajoz.* «Com. Mapa Geológ. de España», tomo VI. Madrid.
- GROTH, J. (1911): *Sur le Primaire de la Sierra Morena.* «C. R. Ac. Sc.».
- (1914): *La tectonique de la Sierra Morena.* Ibid., t. CLVIII, pp. 1944.
- GUTIÉRREZ-ELORZA y HERNÁNDEZ-ENRILE (1968): *Movimientos caledónicos (fases salábrica, sárdica y érica) en la Sierra Morena Occidental.* «Bol. R. S. E. H. N. (Geol.)», 63, páginas 289-297.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1953): *Edad de las formaciones con facies estratocristalinas en la provincia de Badajoz.* «N. y Com. IGME.», núm. 51.
- JONGMANS, W. J.- MELÉNDEZ, B. (1950): *El Hullero inferior de Valdeinfierno (Córdoba).* «Pub. Rev./Est. Geolog.», 11, Madrid.
- LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung des Varisziden der Iberischen Meseta Geotektonische Forschungen.* «Cuad. 6», páginas 78-92, Berlín.
- (1966)a: *Prakambrium Spaniens.* «Zbl. Geol. Pal.», Teil II I,5, pp. 989-1006.
- (1966)b: *Kambrium Spaniens.* «Zbl. Geol. Pal.», Teil I,6, pp. 1206-1227.
- MALLADA, L. (1880): *Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba.* «Bol. del IGME», t. VII.
- (1889): *Memoria descriptiva de la cuenca carbonífera de Belmez.* «Bol. del IGME.», t. XXVI.
- MEHNERT, K. R. (1968): *Migmatites.* 138 ilustr. 14 tabl. 393 p. Els. Pbl. Comp. Amsterdam.
- MELÉNDEZ, B. - MINGARRO, F. (1962): *Guadacanal.* «Hoja Geol.», 1:50.000, núm. 899. IGME.
- PARGA, J. R. (1970): *Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas.* «Bol. Geol. y Min.», t. LXXXI, pp. 115-143.
- FUSCHMANN, H. (1967): *Zum Problem der Schichtlücken in Devon der Sierra Morena (Spanien).* «Geol Rund, Dtsch, 56, 2, pp. 528-542.
- ROSSO DE LUNA, I. - HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1956): *Llerena.* «Hoja Geol.» 1:50.000, núm. 877. IGME.
- SIMÓN, W. (1953): *Lithogenesis Kambrischer Kalde der Sierra Morena (Spainen).* «Seuckenberghiana», tomo XXI, número 5 y 6. Frankfurt, 1953.
- VEGAS, R. (1968): *Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura.* «Est. Geol.», vol. XXIV, p. 85-89.
- WHITTEN, E. H. T. (1965): *Structural Geology of folded rocks,* 485 ilustr. 663 págs. Rand Mc. Nally & Company. Chicago.

Recibido: 18-I-71.

## Características fundamentales de los «sierros» de la provincia de Salamanca

por L. C. GARCIA DE FIGUEROLA y J. R. PARGA (*)

## RESUMEN

Por primera vez se describen como estructuras tectónicas las elevaciones llamadas «sierros» en la parte occidental de la provincia de Salamanca. Se las considera como zonas de tensión dentro del granito y que pueden dar lugar a segregación de cuarzo.

## SUMMARY

For the first time structures named «sierros» in the west of Salamanca province (Spain), are described. These features are considered as tension gash which form in a stressed granit with growth of quartz. A schematic map of granitic area Villar de Ciervo-San Felices is included.

Los habitantes de la parte occidental de la provincia de Salamanca dan el nombre de «sierros» a unas elevaciones alargadas que apenas resaltan sobre la monotomía de la penillanura. Algunos llegan a sobresalir unos 60 u 80 metros, como el de Peñahorcada, mientras que otros quedan prácticamente a la misma cota general de la región. Su longitud alcanza normalmente algunos kilómetros, e incluso pueden considerarse como una formación única varios sierros que se sitúan los unos a continuación de los otros de forma que se pueden seguir durante más de veinte kilómetros. Su potencia es muy variable, difícil de evaluar. Los mayores llegan a alcanzar el kilómetro en su punto más ancho.

Los de grandes dimensiones presentan, en fotografía aérea, un aspecto inconfundible que recuerda la estructura de una diatomea debido al tipo de cultivo agrícola que se suele programar en el mismo sentido de la pendiente con los límites entre las estrechas parcelas perpendiculares a la cima; son parcelas dedicadas a la siembra de cereales y desprovistas de arbolado de forma que contrasta fuertemente con la penillanura circundante cubier-

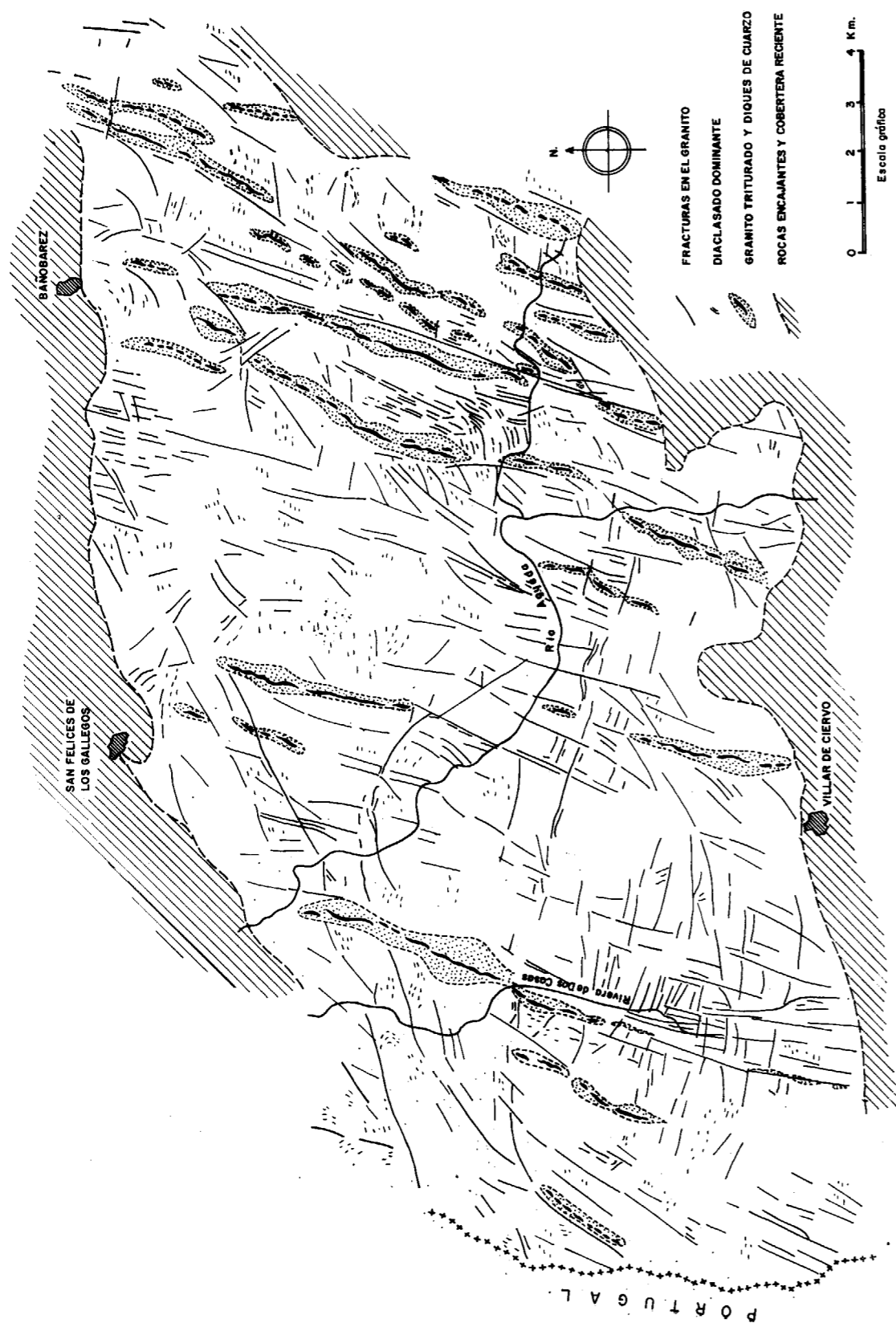
ta por lo general de encinas y otros árboles. Este hecho le da un carácter bien opuesto a los típicos monadnocks de Virginia en los que las elevaciones quedan fundamentalmente patentes por la espesa arboleda de sus laderas frente a las superficies de cultivo inmediatas.

Hablando de vegetación es también muy típico la presencia en los sierros de la euforbia characias.

Como características geológicas fundamentales de los sierros tenemos: a) la constancia de su dirección, que, despreciando algunas inflexiones, siguen al NNE. en todos los medidos hasta el momento: b) la presencia en sus cotas más altas de un dique de cuarzo o varios filoncillos del mismo material que se anastomosan o separan entre si, c) sólo aparecen dentro de las rocas graníticas, o si acaso a los pocos metros del contacto del granito. d) en ellos no aparece el berrocal o el granito considerado como fresco. Su masa constituye un granito deleznable que en superficie llega a constituir una arcosa de alteración por disgregación de los granos de la roca. Es similar a lo que los franceses llaman «roca podrida».

Comentaremos brevemente estas características, pero antes conviene indicar algunos pormenores. Hasta el momento hemos localizado bastantes sie-

(*) Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca.



rrros en las Hojas 422, 423, 449, 450, 470 y 500 del mapa nacional a escala 1/50.000. Algunos de ellos figuran como diques de cuarzo en el mapa geológico de la provincia de Salamanca a escala 1/200.000 de J. M. López de Azcona, F. Mingarro y C. López Azcona (1967).

En el mapa que adjuntamos se han cartografiado los sierros del granito de Villar de Ciervo-San Felices de los Gallegos, perteneciente casi todo él a la Hoja n.º 500 con la excepción del borde norte que entra en la 478. Aun las rebasa algo por el Este entrando en los números 479 y 501. El límite por este lado es algo impreciso por el recubrimiento del terciario. Puede que alguno de los sierros que señalamos en esta zona sean en realidad restos del terciario que por efectos erosivos quedó alargado en el mismo sentido. El terciario es arcósico y contiene abundantes fragmentos de cuarzo en su parte más alta. El granito por el otro extremo penetra en Portugal, donde forma parte de la extensa mancha plutónica de la región de Guarda. Los límites del granito están tomados en parte del mencionado mapa de F. Mingarro y López Azcona, tendiendo un poco a suprimir entrantes y salientes por no ser nuestro propósito en este caso la cartografía detallada. Por la misma razón suprimimos las aureolas de metamorfismo, distintos tipos de rocas encajantes pliegues de las mismas, etcétera. El granito no es uniforme en toda el área cartografiada. Quizás debieran indicarse sus distintas facies, pero nos ha parecido que los sierros se muestran indiferentes al tránsito de unas a otras. En un estudio más detallado sí debe hacerse esta distinción, pues pueden presentar algunos aspectos diferentes.

Aparecen granitos biotíticos de grano medio con megacristales, granitos biotíticos de grano medio sin megacristales, granitos de grano medio de dos micas, granitos aplíticos leucocráticos... Esta última facies bien diferenciada en la zona de Los Navazos está exenta de estructuras de sierros, pero de momento puede ser un hecho causal y sin relación genética.

Respecto a las características geológicas de estas estructuras ya hemos mencionado en primer lugar su dirección constante NNE que varía para las medidas efectuadas de N.-20E a N.-35E. Pero estos valores se refieren al sierra total, pues en detalle presentan numerosas flexiones algunas de cierta importancia. Por otra parte, los diques de cuarzo pueden presentarse desviados del eje principal de la estructura.

Es significativo el hecho de que sólo aparezcan dentro de las masas graníticas. Fuera de la zona del dibujo hay algún caso en que la estructura se sitúa a lo largo de un contacto granito-roca encajante. Especialmente cuando el contacto es en la dirección NNE. Queda descartada así la po-

sibilidad de una génesis posmagmática profunda con ascensión de sílice y alteración de las rocas próximas. Sería una extraña casualidad el que tales emanaciones no afectaran también las rocas encajantes. Parece más propio el admitir una génesis a partir del propio granito, tanto para la zona alterada como para el eje de cuarzo.

La observación sobre el terreno sugiere unas formaciones a modo de disco, o mejor aún de lentejones, cortados a distinto nivel por la erosión. Están siempre a favor de estrechas zonas fracturadas en granito que producen una trituración de la roca. Son en realidad gigantes «gashes» de tensión. Esto nos lleva a admitir un sistema de superficies S de componente general ENE-WSW, es decir, más o menos paralelo a los límites norte y sur del granito. Por este motivo se incluyen en el dibujo las fracturas de mayor importancia y las diaclasas dominantes. Dejando a un lado las paralelas a las estructuras de los sierros, aparecen líneas de componentes ENE-WSW fundamentalmente como diaclasas al sur de San Felices de los Gallegos y Bañobárez, mientras que son líneas de mayor desarrollo en la Rivera de Dos Casas. Quizás esta diferencia sea más aparente que real debido a la conservación de la superficie de alteración en la primera zona citada, que condiciona una observación muy esporádica. En la Rivera de Dos Casas estas líneas se curvan un tanto, inclinándose hacia el NE y algunas limitan claramente los extremos de los sierros o pasan por las extrangulaciones que presentan.

En consecuencia, tanto estas fracturas como las consideradas como diaclasas serían planos S de un origen dinámico e independientes de los desarrollados por emplazamientos y consolidación de la masa granítica. Nos inclinamos a considerarlas relacionadas con la fracturación general del Oeste peninsular de componente SW-NE, y que uno de nosotros (Parga, 1969) define como tardihercínica, aunque pueden haber rejugado con posterioridad. Hemos de advertir que en un trabajo anterior (G. de Figuerola y Parga, 1968), indicábamos que un poco más al Norte, la línea de Traguntia parece tomar una dirección muy tendida: casi Este-Oeste.

Como es lógico, hacen falta estudios mucho más finos para aclarar estas cuestiones. También será conveniente una observación detallada sobre las pizarras inmediatas, donde la no observación de fracturas se debe en gran parte a la existencia de suelo de alteración mucho más desarrollado que en el granito. Por otra parte, puede darse un proceso de competencia e incompetencia frente a los esfuerzos.

La presencia de diques de cuarzo o filoncillos del mismo material como eje de las estructuras puede interpretarse como un proceso de diferenciación

geoquímica a partir de la zona triturada. Cabe entonces esperar que el volumen de cuarzo sea de algún modo proporcional al área triturada. Pero esta relación ha de tomarse en sentido global, de todo el sierra y no sólo en una superficie horizontal única que nosotros observamos. Queremos decir que aun procediendo el cuarzo de la zona triturada puede haber ascendido o descendido por la estructura acumulándose en mayor cantidad en los puntos de mayor libertad de crecimiento. Junto con el cuarzo aparecen óxidos de hierro y otras mineralizaciones. La Junta de Energía Nuclear ha efectuado algunas labores en estas estructuras debido a manifestaciones radioactivas. Los óxidos de uranio puede tener la misma procedencia que el cuarzo. O bien teniendo en cuenta las hipótesis de J. A. Polo (com. verbal) sobre la génesis de los yacimientos uraníferos en las pizarras de la zona a partir de la alteración superficial de áreas graníticas, puede que los sierras hayan actuado como «sumideros» de aguas superficiales con U cuando aun estaban cubiertos con depósitos terciarios. Como es lógico nada impide que algunos sierras hayan actuado también como canales de ascensión de emanaciones profundas.

Ya que mencionamos la circulación de las aguas añadamos que está claro que estas estructuras re-

presentan una porosidad fisural extrema dentro de las masas graníticas. Las numerosas fuentecillas que aparecen en ellos lo demuestran claramente. Cualquier estudio hidrogeológico ha de tenerlos en cuenta como colectores del agua de gravedad. Sería interesante para este fin el poder determinar el nivel de erosión a que se encuentra el sierra. La presencia de superficies arcillosas en las grietas de las estructuras, o cementando los granos deleznable de las mismas, nos indicaría un nivel de estancamiento. Algo así como el nivel de cimentación, pues las aguas de gravedad arrastrarían hacia bajo las micelas arcillosas originadas por alteración sobre los feldespatos de la zona triturada.

#### REFERENCIAS

- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1968): *Sobre los ortoneis de Traguntia-Iusbado (Salamanca) y su significación tectónica* «Acta Geol. Hispánica», III, 3, 1.  
 Instituto Geológico y Minero: *Mapa Geológico de la Provincia de Salamanca*.  
 PARGA, J. R. (1969): *Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv*. «Geol. Rundschau», 59 1.

Recibido: 18-I-71.

## Nota prévia sobre o provável caracter subvulcânico do maciço granítico de Santa Eulália (Alto Alentejo)

por F. GONÇALVES (*) e A. V. T. PINTO COELHO (**)

#### SYNOPSIS

In this paper are briefly described the geological, structural and petrographic characters of the eruptive outcrop of Santa Eulália (Elvas), admitting as a working hypothesis that it is an epizone pluton, on the basis of the following data:

1. it is a ring-shaped, bilaterally symmetrical structure with displacement of its center to the East;
2. presence of a ring succession more developed in the West side of the complex, with the youngest members tending to be disposed nearer the center;
3. granites are predominant among the rocks of the ring, where they are associated with nordmarkitic granites (ordinarily characteristic of epizone plutons);
4. the existence of an incomplete peripheric ring of gabbros and hybride dioritic rocks which are the oldest ones of this complex;
5. occurrence of screens of various hornfelses usually separated by successive intrusions;
6. the contact between different rocks is marked by intrusive breccias;
7. existence of radially disposed dykes, sometimes very long and wide;
8. absence of planar structures;
9. occurrence of discontinuous contacts with surrounding rocks.

These data are completed with a study of the main types of rocks which constitute this complex.

In the final discussion authors suggest that the structures of the igneous complexes of Fronteira and Ervedal (Avis) are similar.

Se observarmos as manchas de granito no mapa geológico do Alto Alentejo, verificamos haver nítido contraste de forma e dimensões entre o maciço granítico que se prolonga de Crato até Castelo de Vide (e que continua pelo território do país vizinho) e os maciços de Santa Eulália, Fronteira e Ervedal (Avis). Estes, de forma grosseiramente elíptica ou subcircular, e ocupando menor área, parecem situar-se sobre alinhamento tectónico de direcção W-E, com o qual coincidem os seus eixos maiores.

Detenhamo-nos, em particular, sobre o maciço de Santa Eulália, situado entre Monforte, Arronches, Santa Eulália e Barbacena, com área aproximada de 300 km²

Trata-se de maciço circunscrito, instalado em terrenos do Precâmbrico e do Paleozóico, em que a ascensão do magma granítico parece ter sido facilitada por grande fractura W-E. Os terrenos, nomeadamente do Precâmbrico, são cortados por vasta rede filoniana de rochas microgranulares e porfíricas em relação com a intrusão granítica.

Há discordância nítida do maciço relativamente à orientação dos dobramentos hercínicos. Os planos de xistosidade são interceptados pelo granito, que produziu nas rochas circundantes acentuado metamorfismo de contacto.

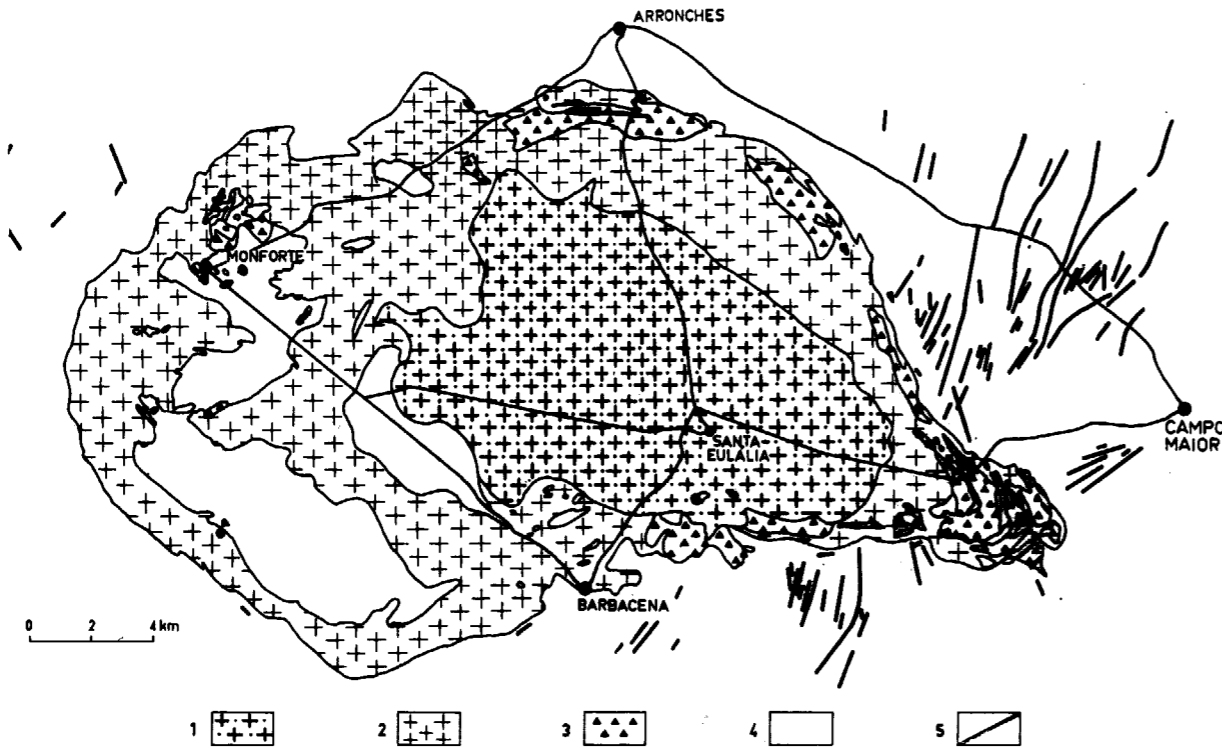
O maciço eruptivo postectónico, de Santa Eulália, parece estar ligado a um mecanismo de intrusão subvulcânica.

Façamos, seguidamente, breve referência às características essenciais dos tipos petrográficos mais frequentes do maciço, de acordo com a área por eles ocupada.

(*) Investigador da Universidade de Lisboa.

(**) Investigador da Universidade de Lisboa.

## MACIÇO GRANÍTICO SUBVULCÂNICO DE SANTA EULÁLIA



Esboço geológico do maciço eruptivo de Santa Eulália. 1—granitos cinzentos, 2—granitos róseos, 3—gabros e dioritos, 4—Corneanas, 5—Pórfiros graníticos.

## GRANITOS

Existem, fundamentalmente, duas variedades de granito: uma, de tons rosados ou róseo-avermelhados; outra, de cores acinzentadas, de várias tonalidades. Esta segunda variedade ocupa a parte central do complexo eruptivo; a primeira envolve este núcleo e é aparentemente mais antiga. Além desta diversidade de tons, as diferenças de textura reflectem-se na própria morfologia regional.

Estas rochas revelam, frequentemente, acentuada deficiência de sílica, como mostram os resultados das análises químicas que apresentamos. Nos casos extremos desta tendência para a fenitização temos rochas que designamos por granitos nordmarquíticos os quais ocorrem indiferentemente tanto no núcleo como na parte envolvente.

1. *Granito alcalino róseo* (Monforte - junto da igreja do Senhor da Boa Morte).

Rocha granular de grão grosseiro a médio, de cor, rósea-avermelhada, com pequenas pontuações negras pouco frequentes. Os minerais essenciais

deste tipo de granito são quartzo e feldspatos alcalinos, dos quais identificámos: albite, microclina e micropertite (esta sob a forma de vénulas em largos cristais alotriomórficos).

Os elementos máficos, dispersos na massa dos minerais silícicos, são principalmente biotite, em parte cloritizada, e anfíbola verde menos abundante. Dado o pequeno ângulo dos eixos ópticos desta anfíbola, admitimos que se trata de variedade de hornblenda comum, um pouco sódica.

É um tipo alcalino com percentagem relativamente baixa de  $\text{SiO}_2$ , que se reflecte na norma: nesta o quartzo figura apenas com 18,57 %, em contraste com os feldspatos alcalinos que somam 73,16 %.

2. *Granito calco-alcalino* (Santa Eulália, cota 316 m a E de Charruadas de Cima).

Rocha granular porfiróide, geralmente de grão fino, acinzentada-clara, na qual se destacam alguns cristais esbranquiçados. Observada ao microscópio, acusa a presença de albite-oligoclase (às ve-

zes subeuédrica), microclina-pertite, microclina e quartzo abundante com extinções ondulantes acentuadas, e mirmequite. O mineral máfico é, quase exclusivamente, a biotite, em agregados de pequenas palhetas, às vezes parcialmente cloritizadas. Difere da rocha anterior pela menor quantidade de álcalis, sendo o cálcio um pouco superior. Quanto à sílica, assemelham-se muito resultando daí o quartzo também aparecer na norma em percentagem ponderal ainda modesta (21,08). É um granito calco-alcalino ortosi-plagioclásico.

3. *Granito nordmarquítico* (Monforte - Junto do Km 213 da estrada de Portalegre)

Rocha granular fina, de tom róseo dominante, com frequentes pontuações ou pequenas manchas esverdeadas escuras.

A lâmina delgada revela textura granular subidiomórfica aproximando-se, às vezes, de ofítica grosseira. Predominam largamente os feldspatos que são, em grande parte, plagioclases de composição albítica (passando, em casos pouco frequentes, a oligoclase) em cristais tabulares, de pequenas dimensões. A ortose e outros feldspatos potássicos, parecem ser sensivelmente menos abundantes. Presente, também, anfíbola esverdeada-pálida, amarelada ou acastanhada suja, de pleocroísmo pouco acentuado, quase incolor a esverdeado ténue, em cristais alotriomórficos isolados ou agregados cristalinos, revelando evidentes sinais de corrosão magmática. Trata-se de uma variedade de hornblenda que passa insensivelmente sem mudança de cor, a um tipo fibroso.

4. *Granito nordmarquítico* (5 Km de Santa Eulália, na estrada para Monforte).

Exemplar semelhante a (2) mas de textura porfiróide mais acentuada. O diâmetro médio dos numerosos pseudofenocristais pode atingir cerca de 1 cm. Ao microscópio revela textura granular fina, porfiróide, de composição predominantemente feldspática, com quartzo em quantidade relativamente modesta.

Estão presentes diversos feldspatos: albite, que passa, às vezes, a oligoclase, em cristais frequentemente idiomórficos, por via de regra zonados; microclina e microclina-pertite, também abundantes, quase sempre em pseudofenocristais. O mineral máfico predominante é a biotite, em pequenas palhetas disseminadas regularmente. Associa-se-lhe, em pequena quantidade, anfíbola do tipo hornbléndico.

Os exemplares n.º 3 e 4 correspondem a tipos petrográficos intermédios de granito e de sienito. A percentagem modesta de sílica (cerca de 67) e o elevado teor de álcalis conduzem a composições normativas em que o quartzo é 12 %, ou menos, elevando-se os feldspatos alcalinos a valores próximos de 75 %.

Atendendo à percentagem relativamente baixa de alumina e a outras particularidades do quimismo destas rochas, designámo-las por granitos nordmarquíticos, por não os considerarmos verdadeiros nordmarquitos.

## GABROS E DIORITOS

Nem sempre é fácil distinguir no terreno estes dois tipos petrográficos, visto estarem intimamente relacionados e serem, frequentes vezes, muito semelhantes na cor e granularidade.

As observações de campo que nos levaram a considerar estas rochas como as mais antigas do complexo são as seguintes:

- existência de numerosíssimos filões graníticos instalados nos diferentes afloramentos;
- enclaves de rochas básicas na massa de granitos.

5. *Gabro* (Monforte).

Exemplar de cor muito escura, quase negra, de granularidade média a fina. Os elementos dominantes são anfíbola e piroxena formando densos aglomerados cristalinos, entre os quais aparece plagioclase em cristais tabulares frequentemente cruzados.

A piroxena, com caracteres ópticos de augite, é de cor acastanhada clara ou levemente amarelada. Os seus cristais, alotriomórficos, passam frequente e parcialmente a hornblenda muito pleocróica, de amarelada a verde erva. A plagioclase, se bem que abundante, mostra-se subordinada em relação aos minerais máficos. Trata-se de uma bitownite com 70 a 75 % de moléculas de anortite. A anfibolização avançada da piroxena torna esta rocha predominantemente anfibólica. É de salientar a elevada percentagem de CaO (17,43) que resulta não só da piroxena e da anfíbola, abundantes nesta rocha, como também da natureza acentuadamente cálcica da plagioclase. O carácter subsaturado deste gabro exprime-se timidamente pela pequena quantidade de nefelina normativa.

6. *Diorito* (rocha híbrida) - (Arronches, 450 m a E do Monte da Chamorra)

Granular, de grão fino, mesocrática, de cor acinzentada média em virtude da presença, em quan-



tidades aparentemente equilibradas, de minerais escuros e claros. A observação em lâmina delgada revela textura granular hipautomórfica, tendendo para interceptal. Plagioclase abundante em cristais tabulares, geralmente zonados, de composição entre andesina básica e labrador ácida. Quartzo em

quantidade modesta, mas não raro, por via de regra intersticial.

A anfíbola predominante é do grupo da hornblenda, com X-amarelo pálido; Y-castanho amarelado e Z-esverdeado. Os cristais mostram, às vezes, pequenos núcleos de piroxena quase incolor

QUADRO I

Resultados das análises químicas

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ ... ..	68,94	68,88	66,92	67,02	46,09	50,58
Al ₂ O ₃ ... ..	13,97	16,11	14,29	14,28	17,79	18,57
Fe ₂ O ₃ ... ..	2,98	1,85	0,51	1,18	2,33	1,70
FeO ... ..	0,75	1,71	1,50	2,15	3,59	5,67
MgO ... ..	0,34	0,76	2,68	0,75	9,85	4,80
CaO ... ..	1,09	2,18	2,78	2,36	17,43	9,84
Na ₂ O ... ..	4,01	4,02	6,53	5,45	1,42	3,72
K ₂ O ... ..	6,65	4,65	3,55	5,48	0,33	1,42
TiO ₂ ... ..	0,69	0,61	0,57	0,44	0,23	1,63
P ₂ O ₅ ... ..	0,08	0,05	0,18	0,12	—	0,27
MnO ... ..	—	0,03	0,02	0,05	0,08	0,14
H ₂ O ... ..	0,81	0,56	0,86	1,08	1,06	1,83
Total ... ..	100,31	100,41	100,37	100,36	100,20	100,17

1. Granito alcalino. Monforte (junto à igreja do Senhor da Boa Morte). 2. Granito calco-alcalino. Santa Eulália (cota 316 m a E. de Charruadas de Cima). 3. Granito nordmarquítico. Monforte (km 213 da estrada de Portalegre). 4. Granito nordmarquítico. Santa Eulália (5 km a N. da povoação, na estrada para Monforte). 5. Gabro. A entrada de Monforte (estrada de Veiros). 6. Diorito (Rocha híbrida). Arronches (450 m a E. do monte da Chamorra).

Anál. Leontina Guimarães.

QUADRO II

Parâmetros magmáticos de Niggli

	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	$\frac{c}{fm}$	$\frac{2 alk}{alk + alk}$	ti	p	Qs	Ls	Fs	Fórmulas magmáticas: LACROIX C. I. P. W.
1	330	39,4	16,1	5,6	38,9	0,52	0,15	74,4	0,35	0,99	2,5	0,16	0,23	0,71	0,06	I (II).4.1.3
2	314	41,4	16,4	10,7	31,5	0,43	0,32	88	0,65	0,86	2,1	0,08	0,28	0,66	0,06	I.4.1.3
3	261	32,8	22,1	11,6	33,5	0,26	0,71	29,1	0,52	1,0	1,6	0,28	0,11	0,75	0,14	I.4.2.3'
4	285	35,7	16,3	10,7	37,3	0,39	0,29	40,4	0,65	1,02	1,4	0,22	0,14	0,75	0,11	I.4.2.3
5	92	20,8	38,9	37,1	3,2	0,13	0,75	-21,2	0,95	0,27	0,35	—	0,23	0,59	0,64	II.(4)5.1.4
6	127	27,8	34,0	26,8	11,4	0,20	0,68	-18,2	0,78	0,58	3,1	0,29	0,14	0,79	0,35	II.5.1.4-5
																III.5.4.4-5
																II.5.3'.4
																II.5.3.4-5

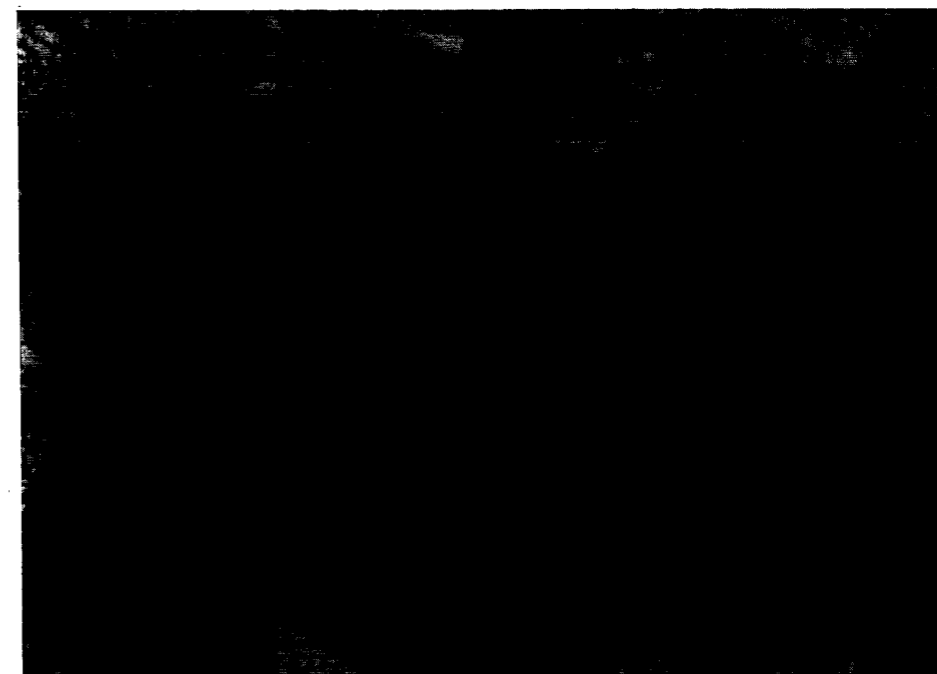


Fig. 1.—Encrave de rocha melanocrática, de forma ovóide, destacando-se no granito nuclear, cinzento, de grão fino com tendência porfiróide. São frequentes no granito enclaves de rochas microgranulares básicas que parecem equivalentes das rochas básicas do anel periférico (Santa Eulália).

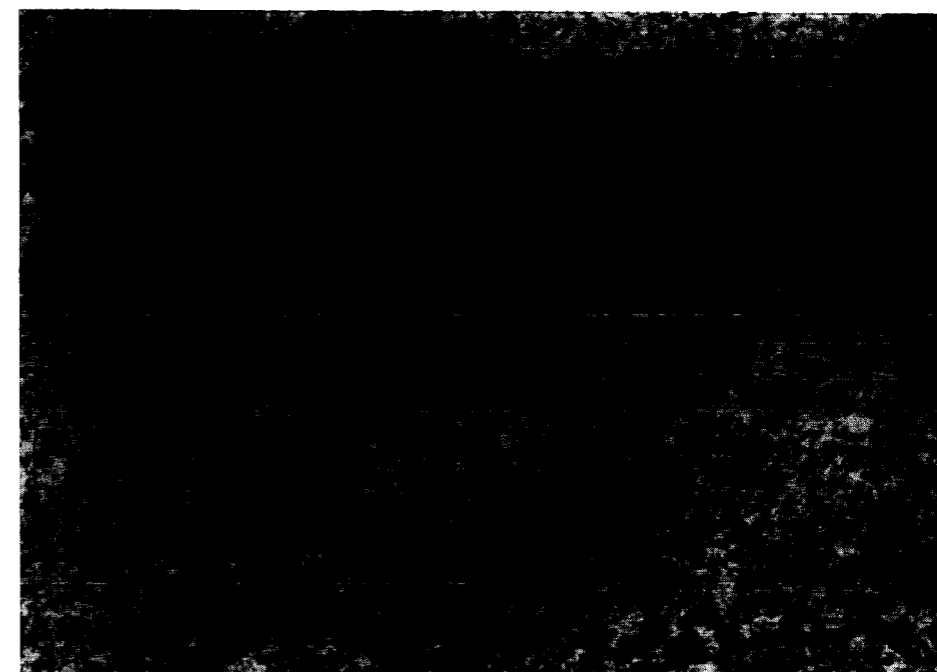


Fig. 2.—Granito envolvente - rocha equigranular grosseira. (Monte do Padre João-Monforte)

Est. I

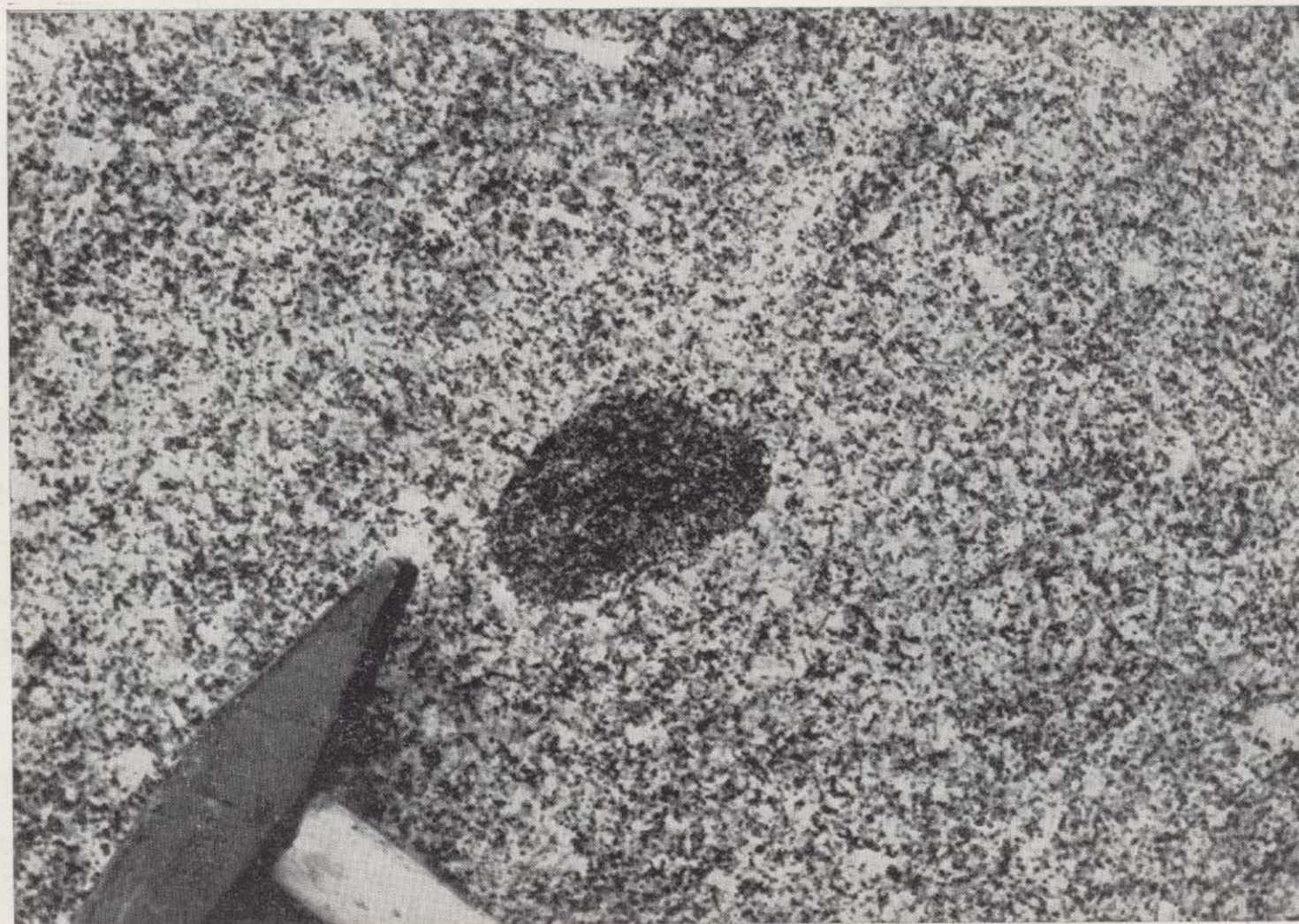


Fig. 1.—Encrave de rocha melanocrática, de forma ovóide, destacando-se no granito nuclear, cinzento, de grão fino com tendência porfiróide. São frequentes no granito encraves de rochas microgranulares básicas que parecem equivalentes das rochas básicas do anel periférico (Santa Eulália).



Fig. 2.—Granito envolvente - rocha equigranular grosseira. (Monte do Padre João-Monforte)

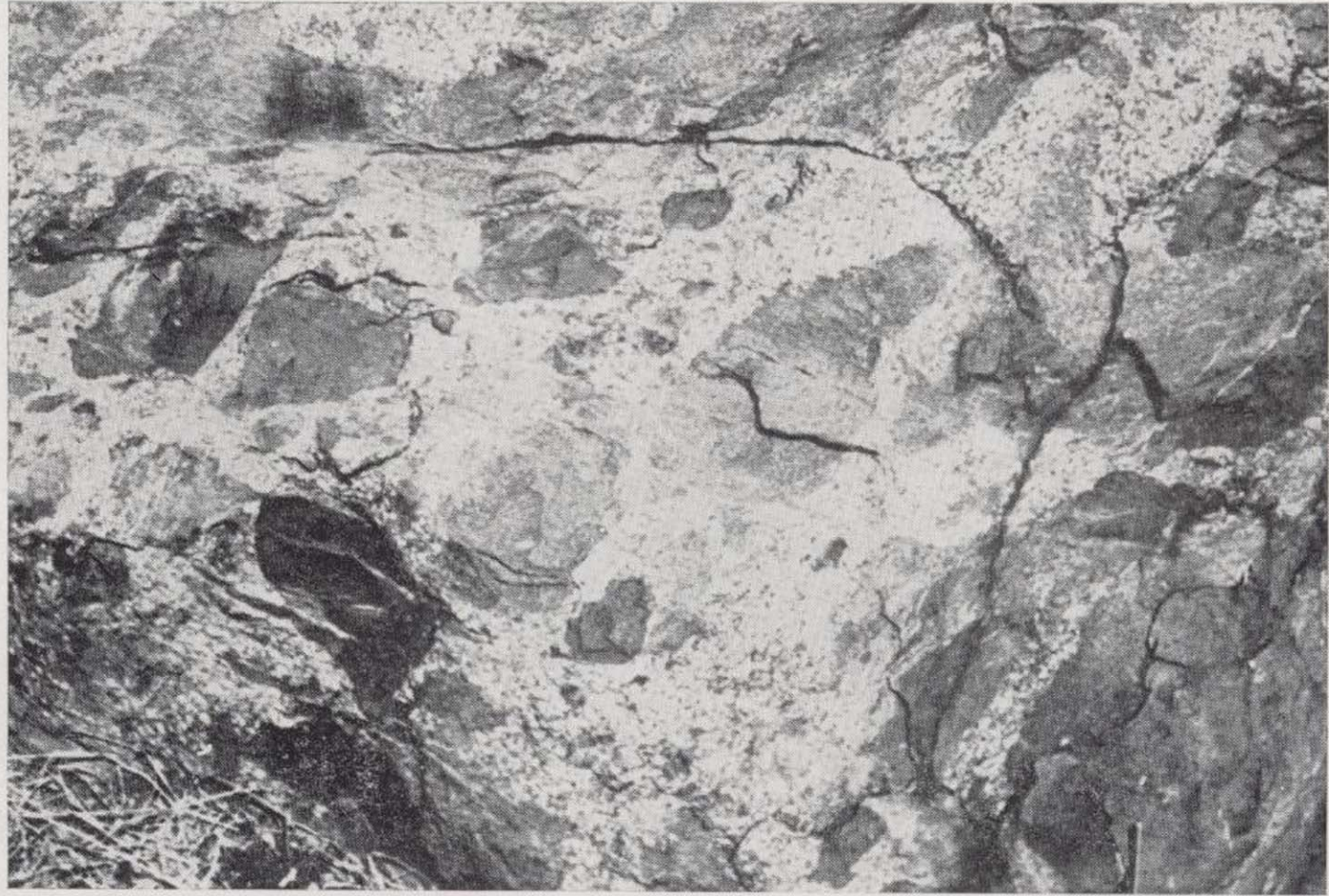


Fig. 1.—Brecha de intrusão no contacto do granito envolvente com o anel periférico gabro-diorítico. (1,5 Km a WNW do v. g. Freixo-Campo Maior).



Fig. 2.—Filão de granito róseo, envolvente, cortando o anel periférico gabro-diorítico. (Estrada da barragem do Caia, perto do paredão).



Fig. 1.—Brecha de intrusão no contacto do granito envolvente com o anel periférico gabro-diorítico. (1,5 Km a WNW do v. g. Freixo-Campo Maior).



Fig. 2.—Filão de granito róseo, envolvente, cortando o anel periférico gabro-diorítico. (Estrada da barragem do Caia, perto do paredão).

Estr. II

QUADRO III

Composições virtuais

Norma	1	2	3	4
Q. ... ..	18,57	21,08	8,21	10,23
C. ... ..		0,61		
or. ... ..	39,31	27,46	20,96	32,41
ab. ... ..	33,85	33,95	53,60	42,81
an. ... ..	0,44	10,51		
Di {	wo. ... ..	1,85	5,29	4,55
	en. ... ..	0,85	1,90	3,78
	m. fs. ... ..		1,12	1,03
hy {	ac. ... ..			1,37
	en. ... ..			2,92
	m. fs. ... ..			0,79
mt. ... ..	0,42	1,85	0,05	0,28
il. ... ..	1,31	1,15	1,08	0,83
hm. ... ..	0,19			
ap. ... ..	2,69	0,10	0,40	0,28
Total ... ..	99,48	99,73	99,50	99,26
mol % an. ...	1,3	22,6	—	—

QUADRO IV

Composições virtuais

Norma	5	6
or. ... ..	1,94	8,34
ab. ... ..	2,69	30,34
an. ... ..	41,14	29,74
ne. ... ..	5,04	0,60
wo. ... ..	18,93	7,24
en. ... ..	14,40	4,42
m. fs. ... ..	2,52	2,40
for. ... ..	7,15	5,30
fai. ... ..	1,47	3,64
mt. ... ..	3,36	2,46
il. ... ..	0,44	3,10
ap. ... ..	—	0,64
Total ... ..	99,08	98,22
mol % an. ...	93	48

que teria sido o mineral original do qual derivou a anfíbola. Esta rocha não parece corresponder a diorito típico. Por um lado, o conjunto dos álcalis limita-se a 5 % o que concorda com a composição média normal de álcalis dos dioritos; por outro lado, o óxido de cálcio elevando-se a 10 % não se ajusta aos valores normais deste elemento nas rochas dioríticas, nem aos dos tipos de gabros comuns neste maciço. Para os dioritos esta percen-

tagem é alta, enquanto para os gabros aqui existentes é baixa. As «rochas dioríticas» são tipos híbridos de quimismo intermédio entre gabros e dioritos, acercando-se ora de uns ora de outros.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Admitimos, como hipótese de trabalho, que o maciço eruptivo de Santa Eulália é um plutão da epizona, com base nos factos seguintes:

- 1.º estrutura de aspecto anelar e simetria bilateral, com centro deslocado para leste;
- 2.º existência de uma sucessão de afloramentos, uns subcirculares e concêntricos; outros estreitos e arqueados, tendendo a dispôr-se próximo do centro os membros mais jovens;
- 3.º as rochas constitutivas dos grandes afloramentos subcirculares são predominantemente graníticas, às quais se associam granitos nordmarquíticos (rochas vulgares nos plutões da epizona);
- 4.º existência de um anel periférico incompleto de gabros e rochas híbridas dioríticas, que são as mais antigas do complexo;
- 5.º intercalações arqueadas («screens») de corneanas várias, separando frequentemente intrusões sucessivas.
- 6.º contactos entre diferentes rochas marcados por brechas de intrusão;
- 7.º existência de filões, às vezes extensos e espessos, dispostos radialmente;
- 8.º ausência de estruturas de fluência planares, bem como de foliação.
- 9.º contactos bruscos com as rochas circundantes.

Os granitos pós-cinemáticos, como é o do maciço de Santa Eulália, atingem, segundo Raguin (1970), níveis mais ou menos elevados no edifício tectónico; alguns podem aproximar-se da superfície a ponto de adquirirem carácter subvulcânico. Se bem que este subvulcanismo possa lembrar o de complexos anelares, não apresenta, em muitos casos, estruturas centradas, em caldeira.

Até hoje não se encontraram neste maciço mantos ou quaisquer rochas extrusivas. É provável que esta ausência esteja relacionada com o actual nível de desnudação, em virtude de se tratar de uma intrusão hercínica (1). No entanto, os filões radiais

(1) Ter-se-ia dado há  $281 \pm 12$  M. A. segundo determinação de F. Mendes, a partir da biotite, de amostras por nós colhidas.

presentes parecem indicar que o magma teria atingido a superfície.

Os maciços eruptivos subvulcânicos conhecidos na meseta e na orla mesozóica alongam-se segundo a direcção W-E.

A disposição no mesmo alinhamento tectónico dos maciços de Santa Eulália, Fronteira e Ervedal (Avis) bem como a sua forma, sugere génesis análoga.

Na região do Alto Alentejo onde se situa o maciço em estudo, existem numerosas e variadas formações de rochas alcalinas e hiperalcalinas. Algunas destas rochas não correspondem à idade hercínica do maciço de Santa Eulália; parece, no entanto, provável que a intrusão de carácter subvulcânico, seja, em parte, responsável pelo ambiente acentuadamente alcalino, assinalado na petrografia desta região.

## BIBLIOGRAFIA

- GONÇALVES, F. (1957): *Notas de mineralogia e petrografia portuguesas. XI. O granito biotítico de Santa Eulália (Elvas)*. «Bol. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa», 7.ª Série, n.º 25, pp. 183-190. Lisboa.
- (1958): *Esboço geológico da região situada entre Santa Eulália e Barbacena (Alto Alentejo)*, «Rev. Fac. Ciênc. Lisboa», 2.ª Sér. C. vol. 6, fasc. 1, pp. 69-80. Lisboa.
- RAGUIN, E. (1970): *Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique.*, Paris, Masson et Cie., 239 pp.
- SOEN, O. I. (1960): *The intrusion mechanism of the late-hercynian, post-tectonic granite plutons of northern Portugal*. «Geol. Mijnbouw.», 39.º ano, n.º 7, pp. 257-296. Gravenhage.
- TEIXEIRA, C. (1962): *La structure annulaire subvolcanique des massifs éruptifs de Sintra, Sines et Monchique*. «Estudos científicos oferecidos em homenagem ao Prof. Doutor J. Carrington da Costa», pp. 461-493, Lisboa.

Recibido: 18-I-71.

## El Precámbrico de Puebla del Maestre (Badajoz) (*)

por S. CADAVID CAMIÑA (**) y M. GUTIERREZ ELORZA (**)

## RESUMEN

Se da por primera vez una estratigrafía local de la «Serie Negra» del Precámbrico Superior y se pone de manifiesto la existencia de dos fases tectónicas hercínicas.

## ABSTRACT

On give for the first time a local stratigraphy of the Upper Precambrian «Serie Negra» and the existence of two hercynians tectonics phases.

El área estudiada está enclavada en la parte occidental de Sierra Morena y más concretamente al S. de la provincia de Badajoz. Comprende el cuadrante noroccidental de la Hoja núm. 898, Puebla del Maestre, del Mapa Nacional a escala 1:50.000.

Geológicamente, la región investigada está constituida por tres conjuntos; una serie de edad precámbrica superior, un conjunto pizarroso cámbrico datado en la zona por Trilobites del Georgiense superior y un emplazamiento plutónico (Granito de Pallarés).

## PRECÁMBRICO

Consideramos como de edad precámbrica un conjunto de cuarcitas y pizarras de tonos grises oscuros, lentejones de calizas interestratificadas y una formación de naturaleza arcósica.

Esta serie precámbrica ocupa aproximadamente la mitad de la región estudiada. Está en contacto por falla con una formación de pizarras margosas rojizo-violáceas con Trilobites de la parte superior del Cámbrico inferior.

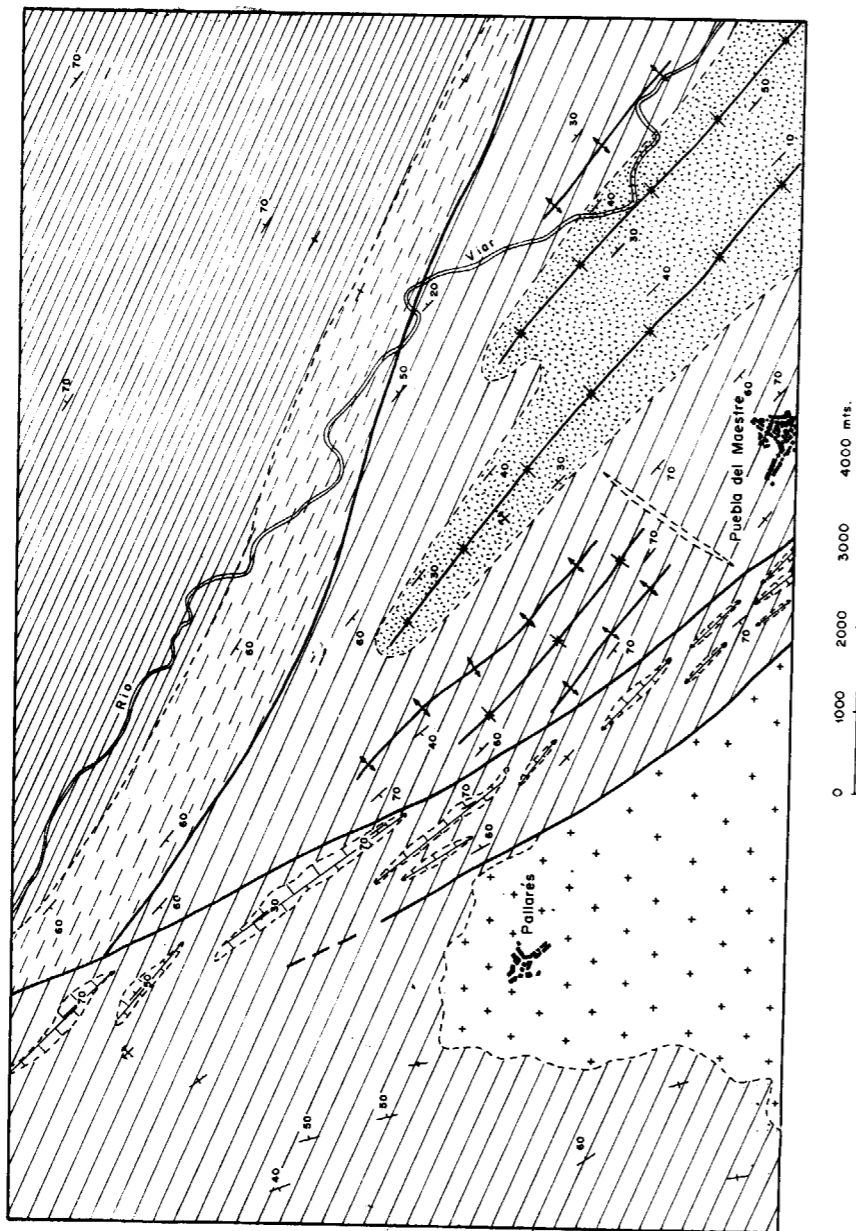
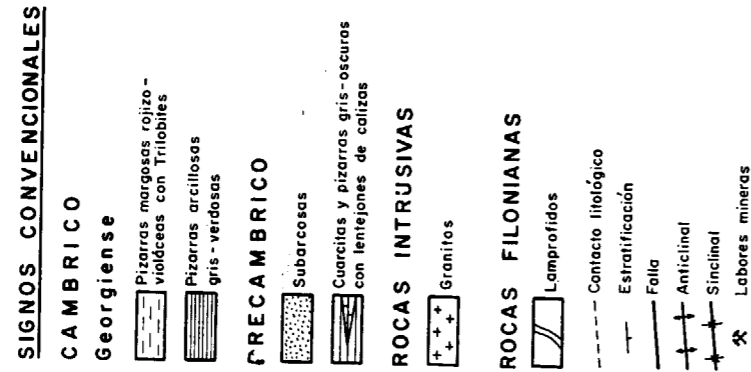
(*) Este trabajo se ha realizado con la ayuda económica de la Excm. Diputación Provincial de Badajoz.

(**) Dpto. de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Madrid.

Dada la monotonía de la serie, sobre todo en la parte inferior de la misma, sólo puede obtenerse una columna estratigráfica a grandes rasgos.

El conjunto más inferior de esta serie es una monótona formación de cuarcitas, esquistos, cuarcitas pizarrosas y calcoesquistos de tonos oscuros, alternando muchas veces en ritmo flysch. En esta serie se intercalan lentejones de calizas de tonos grises y rosados entre las que se interestratifican en algunos casos niveles pizarrosos. Las calizas están bien estratificadas. Siguen una dirección NNW.-SSE., estando situadas aproximadamente en un mismo nivel. La potencia máxima de calizas en algunos lentejones es de hasta 100 metros. En este conjunto inferior precámbrico aparecen interestratificados pequeños sills de diabasa. Corresponde esta formación con la «Serie Negra», de M. Alía (1963), Carvalhosa, A. de B. (1966) y R. Végas (1968). La potencia de esta serie es muy difícil de calcular por su monotonía litológica y por estar afectada en su mayor parte por un plegamiento similar isoclinal muy apretado. De todas las maneras estimamos su potencia superior a los 5.000 metros dada su gran extensión superficial, ya que se prolonga hasta unos kilómetros al norte de Santa Olalla del Cala (Huelva).

El conjunto más superior de esta serie precámbrica está constituido por una formación de areniscas por lo general bien estratificadas de tonos parduzcos. La potencia de la misma la estimamos superior a los 200 metros, ya que no se conocen en nuestra zona los sedimentos suprayacentes. Es-



MAPA GEOLOGICO DEL NORTE DE PUEBLA DEL MAESTRE

tas areniscas estudiadas al microscopio tienen como minerales esenciales cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa y como accesorios opacos, circón, turmalina y apatito. La textura es samítica, isogranular de granos angulosos. La estructura es bandeada con bandas de opacos, los circones van unidos a las bandas de opacos. La roca es una subarcosa.

Este conjunto de areniscas podía confundirse con los niveles arcóscicos de la serie basal de Cámbrico, aflorantes con una gran potencia al NW. de esta zona (Calzadilla de los Barros, Usagre, etcétera), pero esta serie basal está constituida por verdaderos conglomerados y microconglomerados arcóscicos de una basta selección. Por el contrario, el estudio microscópico del conjunto de subarcosas precámbricas revela que los clastos son equigranulares.

La serie precámbrica está afectada por un débil metamorfismo regional, que pertenece a las facies de los esquistos verdes. Las rocas pelíticas son esquistos actinolíticos y la cuarzosa son metacuarcitas más o menos pizarrosas.

La edad de la serie es claramente precámbrica, puesto que está por debajo de las series conglomeráticas del Cámbrico basal de Fuente de Cantos, Calzadilla de los Barros, etc., estando estos conglomerados constituidos por clastos de la serie precámbrica.

Esta formación precámbrica se corresponde claramente con las series precámbricas del Alentejo portugués (Carvalhosa, A. de B., 1966 y Teixeira, C. y Gonçalves, F., 1967). De igual forma, dada la descripción del conjunto de los «Esquistos de Alcedia» que realiza E. Bouyx (1970), puede quizás equipararse con la «Serie Negra» del precámbrico superior de la Baja Extremadura.

**CÁMBRICO**

La serie estratigráfica del Cámbrico de Sierra Morena está constituida en líneas generales por cuatro horizontes, tal como señaló F. Lotze (1958 y 1961). El conjunto cámbrico existente en la zona de estudio está situado en el tercer horizonte (Serie pizarrosa con trilobites). Se trata de una potente y monótona serie pizarrosa, en parte margosa, que forma parte de una gran estructura anticlinal, que constituye la Sierra de San Miguel, situada al oeste y fuera del área de estudio. El núcleo de este anticlinal está formado por la serie carbonatada que desaparece periclinalmente en el Puerto de la Guedija, al WSW. de Fuente del Arco.

La serie pizarrosa aflorante en nuestra zona está constituida por dos niveles. El más inferior es un

conjunto de pizarras grises y verdes con algunos lentejones de calizas que no sobrepasan los diez metros de potencia y raras intercalaciones de diabasa de muy poca potencia. El espesor de esta monótona serie de pizarras grises y verdes es muy difícil de calcular, ya que en la mayoría de los casos sólo se observa la pizarrosidad. De todas las maneras estimamos que es superior a los 400 metros.

El paso de esta serie de pizarras de tonos verdosos a la serie superior de pizarras margosas rojizo-vinosas se realiza por tránsito gradual de pizarras margosas verdes y violáceas. El nivel superior es una serie de pizarras margosas rojizo-violáceas de más de 250 metros de potencia. Este nivel es de idéntica litología que el conjunto de las Margas de Herrerías de Cala (Huelva) (Schneider, H., 1941).

F. Lotze en 1939 encontró Trilobites en el nivel de pizarras rojizo-violáceas al sur del puente del Río Viar, en la carretera de Llerena a Pallarés, que clasificados por R. Richter pertenecen al Cámbrico inferior. Esta fauna equivale a la «Banda de *Serratus*», que forma parte del conjunto de Margas de Herrerías de Cala. También F. Lotze encontró otra fauna de Trilobites al norte del puente del Río Viar, a unos 100 metros al SW. del kilómetro 23 de la carretera de Puebla de Alcocer a Santa Olalla, en el conjunto de pizarras grises y verdes muy próximo al contacto con las pizarras rojizo-vinosas. Esta fauna fue clasificada por K. Sdzuy y posteriormente revisada por el mismo autor, en una publicación de 1962, correspondiendo la fauna al nivel de la «Banda de *Serratus*» de Cala, que pertenece al Georgiense superior. Pertenece al nivel IV del orden estratigráfico de las faunas cámbricas de F. Lotze (1958 y 1961) y a la banda 9 (Banda de *Serratus*), de F. Lotze (1961).

**ROCAS ÍGNEAS**

Las rocas ígneas aflorantes en el área investigada se reducen al Stock de Pallarés y a un dique de lamprófido existente al NW. de Puebla del Maestre.

Los afloramientos del Stock granítico de Pallarés están situados en un área deprimida y en elevado estado de alteración. Por lo tanto, la observación de su estructura y característica acompañantes es muy difícil de precisar, debido a la escasez de afloramientos.

El estudio microscópico nos refleja una composición adamellítica con cuarzo, plagioclasa (a veces microclina) y biotita como minerales esenciales y opacos, circón, apatito, esfena y moscovita como accesorios: los productos de alteración son sericita,

clorita y saussurita. La textura es granuda alotriomorfa. Es muy frecuente la presencia de texturas cataclástica y blastoporfídica. Los cuarzos aparecen recristalizados y las micas y las maclas polisintéticas de plagioclasa está rotas y replegadas. En algunas preparaciones el granito ha adquirido una textura gneísica por cataclasis.

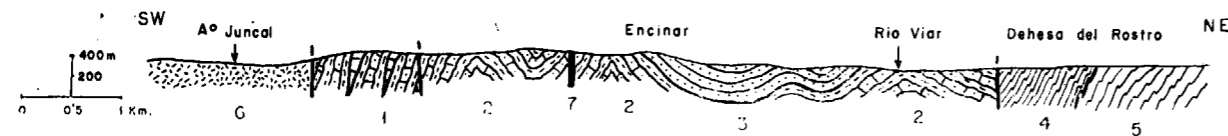
La aureola de metamorfismo que produce es muy reducida, de escasos metros de extensión y ausente en algunos puntos. Da lugar a corneanas micáceas y metacuarcitas que en las muestras estudiadas corresponden a las facies de las corneanas con albíta-epidota.

El dique de dirección NE. existente al NW. de Puebla del Maestre es un lamprófido diorítico del tipo quersantita con plagioclasa, augita y cuarzo como minerales esenciales y opacos como accesorios. Los productos de alteración son clorita, saussurita y epidota. La textura es débilmente ofítica y porfídica.

Dado que la cuenca carbonífera de Berlanga es de edad Namuriense A (Pérez García, L. C., 1968) y está discordante con las formaciones del substrato, debemos de pensar que la primera fase es pre-Namuriense A. Como el Devónico inferior (Emsiense) del Verdugo (N. de la prov. de Huelva) de Schneider, H. (1951), está afectado por la primera fase hercínica, podemos concluir esta primera fase de la orogenia variscica es post-Emsiense y Pre-Namuriense A.

Puesto que el Namuriense de Berlanga está plegado y las cuencas estefanienses del N. de la provincia de Sevilla están horizontales (F. Mingarro, 1962), se deduce que una segunda fase hercínica es post-Namuriense A y pre-Esfefaniense.

Desde el punto de vista de geotectónica regional la zona occidental de estudio, constituida por materiales del Precámbrico superior, forma parte del núcleo del gran anticlinorio de Olivenza-Monesterio (Alía Medina, M., 1963) y los sedimentos cámbricos de la zona oriental son parte integrante



Corte geológico al norte de Puebla del Maestre. 1.—Serie negra con lentejones de calizas (Precámbrico superior). 2.—Serie negra (cuarcitas y pizarras). 3.—Subarcosas precámbricas. 4.—Pizarras margosas rojizo violáceas con Trilobites del Georgiense superior. 5.—Pizarras verdes y grises georgienses. 6.—Granito de Pallarés. 7.—Lamprófidos.

### TECTÓNICA

Las formaciones precámbricas y cámbricas están afectadas en esta zona por una primera fase hercínica, que produjo una pizarrosidad de plano axial ( $S_2$ ), acompañada por un sistema de pliegues y fallas paralelas al rumbo de las estructuras (NW.-SE.). La falla que pone en contacto las formaciones precámbricas y cámbricas va acompañada de una brechificación bastante importante.

Con posterioridad a esta primera fase hercínica tuvo lugar el emplazamiento del Stock granítico de Pallarés.

Más tarde se produjo una segunda fase hercínica que viene manifestada por una fracturación de gran importancia (NNW.-SSE.), que desplazó a las fallas primitivas y produjo la cataclasis y fenómenos locales de gneisificación por cataclasis en el Stock granítico de Pallarés.

La edad del plegamiento podemos deducirlo a partir de las estructuras de las cuencas carboníferas aflorantes en la región de Llerena y en el norte de la provincia de Sevilla.

del flanco septentrional de dicho anticlinorio, así como a su vez forma parte de otra gran unidad tectónica, el sinclinorio de Zafra-Alanís.

### BIBLIOGRAFÍA

- ALÍA MEDINA, M. (1963): *Rasgos estructurales de la Baja Extremadura*. «Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat. (G.)», tomo LXI, págs. 247-262, Madrid.
- BOUYX, E. (1970): *Contribution a l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)*. «Mem. del Inst. Geol. y Min. de España», tomo 73, 263 págs., Madrid.
- CARVALHOSA, A. DE B. (1966): *Sobre uma estrutura em anticlinal na área de Portel (Alentejo)*. «Bol. de Minas», vol. 3, núm. 4, págs. 223-227. Lisboa.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1969): *Estudio geológico-estructural de la región Aracena-Cumbres Mayores. (Prov. de Huelva y Badajoz)*. Publicaciones de la J. E. N. (en prensa). Madrid.
- LOTZE, F. (1958): *Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums*, «Geol.», 7, H. 3-6, págs. 727-750, Berlin. Trad. esp. por J. G. de Llerena. «Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España», núm. 61, págs. 131-164. Madrid, 1961.

- (1961): *Das Kambrium Spaniens*. «Math. Nat. Klasse», NR. tomo I, págs. 283-498, 48 abb., 12 tab.
- MINGARRO MARTÍN, F. (1962): *Estudio del Carbonífero del norte de la provincia de Sevilla*. «Bol. Inst. Geol. y Min. de España», t. LXXIII, págs. 469-625, Madrid.
- PÉREZ GARCÍA, L. C. (1968): *Estudio de la cuenca carbonífera de Berlanga (Badajoz)*. Tesina de Licenciatura. «Facultad de Ciencias». Universidad de Madrid.
- ROSSO DE LUNA, I. y HERNÁNDEZ-PACHECO (1956): Hoja número 877. Llerena. «Mapa Geol. de España, Inst. Geol. y Min. de España», Madrid.
- SCHNEIDER, H. (1941): *Das Kambrium des Herrerias.—Mulde bei Cala (En.) Rud. und E. Richter, Die Fauna des Unter-Kambriums von Cala in Andalusien*. «Abh. Senckenb. Naturf. Ges. 455. Frankfurt. a M.

- SCHNEIDER, H. (1951): *Das Paläozoikum im Westteil der Sierra Morena (Spanien)*. «Z. Dtsch. Geol. Ges.», 103, págs. 134-135, Hannover.
- SDZUY, K. (1962): *Trilobiten aus dem Unter-Kambrium der Sierra Morena (Spanien)*. «Senck. leth.», 43, H. 3, 181-229, 4 abb., taf. 18-23.
- TEIXEIRA, C. y GONÇALVES, F. (1967): *Novos elementos acerca do Cámbrico do Alentejo*. «Bol. da Acad. das Ciências de Lisboa», núm. 39, págs. 161-163. Lisboa.
- VEGAS, R. (1968): *Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura*, «Est. Geol.», vol. 24, págs. 85-89. Madrid.

Recibido. 18-1-1971.

## GEOLOGIA

## Pyritite emplacement by gravity flow

by L. J. G. Schermerhorn (*)

## RESUMO

Os jazigos de sulfuretos da Faixa Piritosa Ibérica ocorrem numa sucessão eugeossinclinal de sedimentos e vulcanitos félsicos a máficos, e estão ligados ao Complexo Vulcânico-Silíceo, de idade Carbónica Inferior (Tournaisiano e Viseano Inferior). As massas de sulfuretos são estratiformes, atingindo dimensões muito grandes, e mostram estruturas sedimentarias; compõem-se de sulfuretos mixtos, predominantemente de piritite, formando assim uma rocha designada por «piritito».

A evidência geral não é favorável a uma origem envolvendo agentes biogénicos ou por precipitação de salmouras quentes, indicando, pelo contrário, uma génese vulcânico-exalativa, relacionada com o vulcanismo félsico largamente repartido na Faixa Piritosa.

Contudo, os ambientes deposicionais, muito diferentes, assim como a ausência de vias de transporte e acesso, opõem-se a uma génese *in situ*, resultante de emanações vulcânicas. Existem grandes massas de piritite situadas no topo de sucessões possantes de tufos félsicos, e há, também, jazigos de igual importância encaixados em xistos negros próximo da base do Complexo Vulcânico-Silíceo, sem que todavia haja sinais de actividade vulcânica no muro do piritito. Existem massas de piritite nos xistos do Complexo, em zonas em que este atinge sómente a posição de 50 metros; conhecendo-se ainda uma ocorrência de sulfuretos interestratificados com xistos e calcários.

Para conciliar estas divergências do ambiente com uma origem vulcânica, o autor admite que as massas de piritite sejam, em geral, alóctonas, tendo sido redepositadas por fluxos de gravidade a partir dos sítios onde originalmente se precipitaram, sob a forma de lodos de sulfuretos, resultantes de solfataras activas, situadas nas partes mais elevadas dos flancos de vulgacões submarinos. Apoiando esta hipótese, há que tomar em conta o grão muito fino dos sulfuretos primários e a presença de texturas coliformes. A estratificação do piritito e as estruturas sedimentares nele existentes, devidas a movimentos de fluxo, o comportamento tixotrópico de sulfuretos finamente triturados, e ainda as estruturas sedimentares nos sedimentos e tufos encaixantes.

## ABSTRACT

The sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt occur in an eugeosynclinal succession of Lower Carboniferous age. The orebodies are stratiform, attaining very large sizes, and are composed of pyritite, showing sedimentary features. The weight of evidence does not favour deposition by biogenic action or from hot metalliferous brines but strongly supports a volcanic-exhalative origin, related to the widespread felsic volcanicity in the Pyrite Belt. Nonetheless, the widely differing depositional environments and the lack of feeder channels are incompatible with formation *in situ* by precipitation from volcanic emanations. Large pyritite bodies are found at the top of thick piles of felsic tuffs, or in carbonaceous slates near the base of the succession which do not show signs of volcanic activity. Pyritite occurs in slates only 50 m. thick, and pyritite interbedded with slates and limestones is also known.

To reconcile the diverging environments with a volcanic origin, it is proposed that the pyritite is allochthonous, having been redeposited by gravity flow from the sites where it originally precipitated as a sulphide mud, due to solfataric action high on the flanks of submarine volcanoes. This appears to be supported by the very fine grain of the primary sulphides and the presence of colloform textures, by the bedding present in pyritite and the associated sedimentary structures due to flow, by the thixotropic behaviour of fine-grained sulphides, and by the sedimentary structures in the sedimentary and tuffaceous host rocks.

(*) Sociedade Mineira de Santiago, Grândola, Portugal.

## INTRODUCTION

The stratiform deposits of massive syngenetic sulphides, predominantly pyrite, of the Iberian Pyrite Belt occur in an eugeosynclinal succession of sediments and felsic to mafic volcanics. Similar deposits are found in several other eugeosynclines. These sulphidic bodies may be regarded as consisting of a special kind of rock for which the name «pyritite» was proposed (Schermerhorn 1970). When possible modes of emplacement for the pyritite of the Iberian Pyrite Belt are considered, it appears that it was deposited, or rather redeposited, by processes not essentially differing from those causing the (re)deposition of certain terrigenous or volcanic rocks, through mobilization and gravity flow.

The following discussion of the emplacement of pyritite applies to the Iberian Pyrite Belt but could be extended to similar pyritite bodies elsewhere. The concept of pyritite redeposition by gravity flow has been introduced elsewhere (Schermerhorn 1970) and the present note reviews some features in more detail.

## GENERAL FEATURES OF THE PYRITITE BODIES OF THE IBERIAN PYRITE BELT

The primary *mineralogy* of the pyritite is complex. Predominant pyrite is accompanied, in varying proportions, by chalcopyrite, sphalerite and galena. Minor components include arsenopyrite, pyrrhotite, bournonite, tetrahedrite and marcasite. In addition there occur traces of numerous sulphides, sulpharsenides, sulphantimonides, arsenides and other minerals of Cu, Zn, Pb, Fe, Co, Ni, Bi and Ag, with some native Bi, Ag and Au; Hg (cinnabar) was reported from Caveira.

The *geological setting* has been discussed elsewhere (Schermerhorn 1970; this congress). The pyritite deposits occur within the Volcanic-Siliceous Complex of Tournaisian-Lower Viséan age, folded during the Hercynian orogeny. They are conformably interbedded among sediments and or volcanics.

The *stratigraphic level* and the *nature of the host rocks* of the pyritite vary. At any mining centre various orebodies may be present but they are there confined to a single level within the Volcanic-Siliceous Complex. However, this level varies in different regions and is by no means the same all over the Pyrite Belt. The host rocks also vary strongly at different mining centres.

Thus, at Rio Tinto, pyritite is found very near or at the top of a thick succession of felsic volcanics (Williams 1934, Rambaud 1969), within a

few tens of metres from the covering Culm slates. Similarly, at Aljustrel, the pyritite horizon is within the Mine Tuff level (the AV₂-mt division of the Aljustrel Volcanics) which is separated by 40-60 m. of slates, cherts, tuffs, tuffites, radiolarites and jasper, with some thin greywackes and limestones (the Paraíso Siliceous Formation) from the overlying Culm (Schermerhorn and Stanton 1969; Schermerhorn, in preparation). At Tharsis however the pyritite is enclosed in carbonaceous slates a hundred metres or less above the base of the Volcanic-Siliceous Complex (Strauss 1965). Similarly, the orebodies at Lousal occur in carbonaceous slates, with volcanics, cherts and limestones (Strauss 1965), about a hundred metres above the base of the Complex.

At these and other occurrences the Volcanic-Siliceous Complex reaches many hundred metres in thickness. Elsewhere it may be much thinner and still contain workable pyritite bodies.

At Cabezas del Pasto pyritite lenses up to 12 m. thick are enclosed in a slate level some 50 m. thick only, comprised between Culm to the north and the older rocks of the Phyllite-Quartzite Group to the south (Finlayson 1910, Doetsch 1953).

From Lousal, Strauss (1965) described beds of radiolarite and of crinoidal sideritic dolomite in the hanging walls and the footwalls of the pyritite lenses. At Sotiel Coronada a recent drilling by Adaro revealed pyritite interbedded among slates and limestones; thin sections of the latter show them to be bioclastic calcarenites containing crinoid fragments.

The *shape* of the pyritite bodies is roughly disk-like or elongate lenticular, often with irregular outlines and showing digitating borders.

The *size* varies much, the larger pyritite masses reaching enormous dimensions. The Perrunal-La Zarza (Calañas) orebody attains a strike length of 2850 m. (Strauss 1965). At Rio Tinto, the San Dionisio and South Lode pyritite bodies, constituting a single sheet offset along a cross-cutting wrench fault, extend for a total length of 2500 m. along the south flank of the Rio Tinto anticline (Williams 1934, Rambaud 1969, Moncada et al. 1970). This sheet was connected to the North Lodes and the Planes body on the north flank of the anticline, 1 km. to the north; the crest of the anticline is covered by the extensive Cerro Colorado gossan, with some pyrite left. Adding the buried San Antonio (or Nuevo Planes) deposit somewhat more to the east, one arrives by unfolding the structure at an original pyritite sheet about 4½ km. long (trending slightly south of west, at an angle to the west-north-west trend of the Rio Tinto anticline) by roughly 1½ km. wide and up to 80 m. thick.



At Aljustrel pyritite occurs in two zones, to the north and to the south of the central anticlinorium (Schermerhorn and Stanton 1969). In the southern zone, the three main pyritite bodies of São João do Deserto, Moinho and Algaes extend over a total strike length of 3200 m., with a gap of nearly 800 m. between Algaes in the southeast and Moinho in the centre, the latter being connected to São João in depth (Freire d'Andrade 1967). In the west, the São João pyrite is cut and offset by the Messejana Wrench Fault. Recent drilling by Sociedade Mineira de Santiago in the Tertiary graben west of this fault has shown that the pyritite zone continues to the northwest for at least 900 m. more. Thus, the total extension of this pyritite horizon, though discontinuous between Algaes and Moinho, exceeds 4 km.

The *internal structure* of the pyritite bodies has so far not been investigated in any detail, except at Lousal (Strauss 1965), but a thin banding or lamination is widespread and various sedimentary-movement features may be displayed. The *contacts* of massive pyritite with its host rocks are generally sharp. Thin persistent intercalations of sedimentary or volcanic rocks are found in many pyritite bodies, even very large ones such as at Rio Tinto. The wall rocks and the intercalations may be barren or more or less strongly mineralized, either syngenetically or epigenetically (in the latter case they may be enriched in chalcopyrite). Strongly mineralized country rock to impure ore (which under certain conditions may be worked) is known as «azufrón» (Spanish) or «safrão» (Portuguese). One type consists of sulphidic laminae alternating rapidly with thin layers of slate or tuff, in other types sulphides are disseminated through tuff or sometimes slate, and combinations occur. Sulphide veining of footwall rocks is also met with and is epigenetic.

The *depositional environment* of the pyritite was submarine. This is abundantly evidenced by the wall rocks, including slates, cherts, radiolarites and limestones, by the occurrence of pyritite at different levels within an unbroken eugeo-synclinal succession of alternating marine sediments and volcanics (including pillow lavas at the top of the sequence in South Portugal), and by the absence of oxidation in the pyritite.

#### SOURCE OF THE SULPHIDES

At present, the formerly prevalent theory of epigenetic hydrothermal replacement, explaining the Pyrite Belt sulphides as vein deposits, has been abandoned and metallogeneticists are more

or less agreed on the syngenetic volcanic-exhalative origin of these ores.

At one time, the hypothesis of biogenic derivation of the sulphur (by bacterial sulphate reduction) appeared to be in the ascendancy, though it would be hard to explain by biological activity alone giant pyritite bodies such as those at Rio Tinto or Aljustrel, set in an entirely volcanic environment.

However, sulphur isotope ratios indicated non biogenic sub-surface origin for many deposits of massive sulphides elsewhere. For the Pyrite Belt, such studies are as yet only available for pyritite from Rio Tinto where they point to non-biogenic source (Rambaud 1969), though many more determinations are needed.

Another fruitful approach might be the determination of selenium to vanadium and cobalt to nickel ratios in the pyrite (as distinct from pyritite). High cobalt and selenium proportions indicate a volcanic source (in sediments, especially black shales, nickel occurs in excess of cobalt, often greatly so).

Anderson (1969) discusses the genetic implications of selenium and vanadium contents in pyrite samples from several areas. Low Se and high V appear to be characteristic of syngenetic sedimentary i. e. biogenic origin, while the converse would be true for volcanic or hydrothermal pyrite. The analyses of Pyrite Belt ores quoted by Pinedo Vara (1963), Strauss (1965) and Rambaud (1969) show a Se range of 25-120 ppm, while V is not listed: it appears to be absent or at most present in trace amounts. This is suggestive of non-biogenic origin but these analyses refer to the ore as a whole, not to selected pyrite samples, and the selenium mineral, umangite, is reported to be present though of uncertain identification (Bateman 1927, Doetsch 1957).

According to the geochemical study by Doetsch (1957) of ore and host rocks at Herrerías pyrite mine, V was only present in 4 out of 33 pyrite samples analyzed, in amounts between 1 ppm and 1000 ppm; three of these samples came from the borders of the ore body and were considered to be contaminated by wall-rock inclusions. (The Se content of the pyrite ore averaged 80 ppm.) On the other hand, the slates forming the wall rocks contained 100-15,000 ppm V. There is thus a strong contrast between the V tenors in ore and sedimentary host rock at Herrerías, pointing to unrelated modes of deposition and suggesting volcanic affinities for the ore.

The analyses recorded by Pinedo Vara, Strauss and Rambaud show that Co is present in amounts up to 0.1%, rarely more, always being at least three times but more often from eight to twelve times (or more) as abundant as Ni. At Herre-

rías the ore contains 0.001-0.2% Co and 0.0001-0.001% Ni (Doetsch 1957). Various cobalt and nickel minerals occur in the pyritite of the Pyrite Belt.

Determinations of Co and Ni contents in pyrites from Tasmania by Loftus-Hills and Solomon (1967) showed that the Co:Ni ratio was low (less than unity), together with a high Ni content, in sedimentary pyrite. Pyrite of probable volcanic origin had a Co:Ni ratio greater than unity, with high Co when not accompanied by lead and zinc minerals; it had low Co and Ni in ratios of less than unity where it was associated with lead and zinc minerals.

Brief mention may also be made of the «hot brine» concept as related to sulphide origin (such brines caused deposition of sulphides in the Salton Sea geothermal area (California) and in the Red Sea). The brines would derive their salt content from evaporites, their metallic components from leaching of underlying rocks, and their sulphur from anhydrite, sulphate in sea water or other sources. Such metalliferous brines are not likely to have operated in the Iberian Pyrite Belt as no evaporite deposits are known from the stratigraphic succession.

On balance, the evidence appears to be strongly in favour of volcanic derivation of the pyritite, the more so as contemporaneous volcanism is widespread in the Pyrite Belt. Yet, two serious difficulties confront the concept of volcanic-exhalative deposition when applied to the Pyrite Belt ores. First, the host rocks of the pyritite bodies, denoting the depositional environment, differ widely in lithology, ranging from non-volcanic to wholly volcanic. Second, so far no pathways for the ore-bearing fluids, such as fumaroles, mineralized fissures or other feeder channels, are known from the rocks underlying the pyritite bodies. This objection is all the more weighty as owing to intensive exploitation the footwalls of most if not all important pyritite bodies in the Pyrite Belt have been laid bare. Also, recent and Tertiary pyrite deposits occur in volcanic environments and show clear relations to volcanic outlets.

If volcanic-exhalative generation of the sulphides is accepted, as seems inescapable, it appears not well possible that the orebodies have been deposited *in situ*.

To resolve this dilemma, it is proposed that pyritite, though of volcanic origin, is allochthonous and gravity-displaced, i. e. it is *exhalative-redeposited*.

#### MODE OF EMPLACEMENT

It is thought that pyritite derives from sulphide muds precipitated, very likely as a mineral gel,

from fumaroles (solfataras) high on the flanks of the submarine volcanoes at the centres of felsic eruptivity in the Pyrite Belt eugeosyncline.

This very fine-grained to colloidal sludge, containing pore water owing to subaqueous deposition, would have been in a metastable position on the upper slopes of the volcanoes. It would also have been susceptible to liquefaction because of thixotropic gel-sol transformation on mechanical disturbance. (Kirshenbaum (1970) refers to the troublesome thixotropic behaviour of moist sulphide concentrates, necessitating strict regulation of the moisture content in order to avoid hazards due to fluidization in ships' holds.)

The gravity gradient provided by the volcano slopes and the latent mobility of the material constitute the two prerequisites for redeposition.

Downslope movement may have been initiated by volcano-tectonic shocks triggering off thixotropic fluidization, or simply by dislodgement due to oversteepening or overloading by continued exhalative production of sulphides.

The unstable accumulations slid and flowed down the volcanoes under their own weight, as dense sulphide slurries, to come to rest at various lower levels (when thixotropic change would again impart cohesion).

The postulated mechanism of emplacement is based on the varied lithology of the host rocks and the position of pyritite in them with regard to distance from volcanic centres, on the internal structure of the orebodies, and on the general consideration that the environment was favourable to gravity flow.

The felsic tuffs with which pyritite is often associated may be well stratified, as at Rio Tinto (Williams 1961, Rambaud 1969) and may show graded bedding. It has been argued elsewhere that the felsic volcanics of the Pyrite Belt are mostly submarine ashflow tuffs, not lavas or ignimbrites (Schermerhorn 1970), redeposited by density flow on the seafloor around the eruptive centres. If such a mechanism operated in the emplacement of the tuffs, it must also apply to the pyritite sheets they enclose.

Where volcanic piles are several hundred metres thick, as at Aljustrel or Rio Tinto, the pyritite bodies occur near their top, high in the Volcanic-Siliceous Complex. Where pyritite is enclosed in slates, as at Tharsis or Lousal, it is on the contrary relatively near to the base of the Complex. This may well be due to the latter type of pyritite having been deposited at an earlier stage, in consequence of fumarolic activity not taking place at the same time at different eruptive centres. However, the farther away from the volcanoes, the thinner the tuffs and the surrounding sediments. Therefore, under the gravity-

flow hypothesis, it appears that the Tharsis-Lousal type of pyritite was transported for greater distances than the Aljustrel-Rio Tinto type, into shales accumulating around the parent volcanoes, whatever the respective ages of the sulphide-producing emanations.

Sedimentary structures denoting depositional movements in pyritite have been described in detail by Strauss (1965) from Lousal and include rhythmical bedding, sedimentary breccias, slump features, scour-and-fill, pull-aparts and crossbedding. Febrel (1967, p. 18) states that graded bedding can be observed in many orebodies of the Pyrite Belt. Rambaud (1969) refers to synsedimentary folding and contortion in pyritite at Rio Tinto.

Such features result from fluid flow. They show that the pyritite sheets were not emplaced during a single event but rather by repeated flows. This is also indicated by the existence of screens of sediments or of felsic volcanics within pyritite bodies, resulting from influxes of terrigenous or pyroclastic debris in the intervals between pyritite deposition.

However, much more information concerning the internal structures of pyritite is needed.

#### CONCLUSION

Pyritite emplacement in the Iberian Pyrite Belt is concluded to be due to gravity-controlled reedimentation from the sites of primary deposition. This process may also have operated in other pyrite provinces.

Fumarolic activity at the centres of felsic volcanicity yielded large quantities of sulphide muds. These accumulated under unstable conditions on volcano slopes, liable to slide under gravity. When dislodged and liquefied, they flowed down to be redeposited at various distances, sometimes resting on volcanics, sometimes on sediments.

The evidence is circumstantial rather than direct, but the proposed mechanism accounts for the occurrence of pyritite deposits overlying either volcanic or non-volcanic rocks and for the lack of feeder channels or of signs of the passage of ore-bearing fluids in the footwalls.

#### Acknowledgements

This paper is presented by permission of Sociedade Mineira de Santiago which is gratefully acknowledged. I am indebted to E. N. Adaro and especially to Messrs. Manuel del Campo

Ruiz and José Manuel Nieto for making available drill cores from borehole S 42-3 at Sotiel Coronada.

#### REFERENCES

- ANDERSON, C. A. 1969. *Massive sulfide deposits and volcanism*. «Econ. Geol.», v. 64, p. 129-146.
- BATEMAN, A. M. 1927. *Ore deposits of the Rio Tinto (Huelva) district, Spain*. «Econ. Geol.», v. 22, p. 569-614.
- DOETSCH, J. 1953. *Introducción a un estudio del término municipal de Puebla de Guzmán, en la provincia de Huelva*. «Bol. Inst. Geol. Minero España», v. 65, p. 35-218.
- — 1957. *Esbozo geológico y mineralogénico del criadero de piritas "Las Herrerías", Puebla de Guzmán (Huelva)*. «Bol. Inst. Geol. Minero España», v. 68, p. 225-306.
- FEBREL MOLINERO, T. 1967. *Estratigrafía, tectónica y petrografía en la zona de Calañas (Huelva)*. Publicación de la E. N. Adaro, 57 p.
- FINLAYSON, A. M. 1910. *The pyritic deposits of Huelva, Spain*. «Econ. Geol.», v. 5, p. 357-372, 403-437.
- FREIRE D'ANDRADE, R. 1967. *As minas de Aljustrel*. «Bol. Minas», v. 4, p. 73-90.
- KIRSHENBAUM, N. W. 1970. *New methods and developments for shipping mineral concentrates*. «World Mining», v. 23, p. 32-35.
- LOFTUS-HILLS, G., and SOLOMON, M. 1967. *Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis*. «Mineral Deposita (Berl.)», v. 2, p. 223-242.
- MONCADA, G., MINGARRO, C., OJEDA, F., QUINTANA, H. y SOBOL, F. 1970. *La investigación en las minas de Rio Tinto*. «VI Congr. Int. Minería», III-A.8, p. 1-13.
- PINEDO VARA, I. 1963. *Piratas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento*. Madrid. Editorial Summa. 1.008 p.
- RAMBAUD PÉREZ, F. 1969. *El sinclinal carbonífero de Rio Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas*. «Mem. Inst. Geol. Minero España», v. 71, p. 1-229.
- SCHERMERHORN, L. J. G. 1970. *The deposition of volcanics and pyritite in the Iberian Pyrite Belt*. «Mineral. Deposita (Berl.)», v. 5, p. 273-279.
- — (in preparation) *Geology and petrology of Aljustrel*.
- — and STANTON, W. I. 1969. *Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal)*. «Geol. Mag.», v. 106, p. 130-141.
- STRAUSS, G. K. 1965. *Zur Geologie der SW-Iberischen Kiesprovinz und ihrer Lagerstätten, mit besonderer Berücksichtigung der Pyritgrube Lousal/Portugal*. Unpubl. thesis, Munich, 166 p.
- WILLIAMS, D. 1934. *The geology of the Rio Tinto mines, Spain*. «Trans. Inst. Mining Met.», v. 43, p. 593-640.
- — 1961. *Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Rio Tinto, Spain*. «Trans. Inst. Mining Met.», v. 71, p. 265-266.

Recibido: 18-I-1971.

## Tectónica do Carbónico marinho da região da Carrapateira (SW de Portugal) (*)

por M. FEIO e A. RIBEIRO (**)

Na região da Carrapateira foi possível estabelecer a seguinte sucessão litostratigráfica:

6. Flysch xisto-grauváquico de grão fino com *Gastrioceras cancellatum* e *G. listeri* (Namuriano superior -Westfaliano). (> 500 m).

5. Xistos, por vezes nodulares com *Homoceeras geyrichianum* (Namuriano inferior) (≈ 20 m).

4. Calcários dolomíticos, com *Posidonia Becheri*, *Goniatites subcircularis*, *G. striatus* por vezes gresosos, com raras intercalações xistentas (Viseano) (≈ 30 m).

3. Xistos, calcários e calcoxistos com *Corais* e *Crinóides* (Tournaisiano superior) (≈ 20 m).

2. Xistos carbonosos, com *Protocanites algarbiensis* e *Peryclis* por vezes com intercalações milimétricas de siltitos, e com nódulos (≈ 100 m) (Tournaisiano superior).

1. Xistos carbonosos, com *Protocanites* por vezes com nódulos, com intercalações centimétricas a decimétricas de quartzitos, e com uma intercalação (10 m) de quartzitos, com pistas, na parte superior (> 100 m) (Tournaisiano).

As condições paleogeográficas correspondem a uma série terrígena em plataforma levemente subsidente, depois a uma série camlério-pelítica recifal, com sedimentação reduzida em plataforma litoral, finalmente passa-se rapidamente a um flysch alimentado a partir de NE.

Sob o ponto de vista estrutural nota-se que a região é formada pelas seguintes unidades:

— Manto de carreamento superior; abrange os níveis 2 a 6.

(*) Resumo da Comunicação.

(**) Serviços Geológicos de Portugal.

— Manto de carreamento inferior; abrange os níveis 1 e 2, com lâminas (lambeaux de poussée), pouco espessas, dos níveis 2 a 6 na base ou próximo dela.

— Autóctone: flysch namuro-westefaliano da região Aljezur-Arrifana.

Os carreamentos recortam, com biselamento acentuado na base (rabotage basal), as dobras de 1.ª fase, de direcção NW-SE, com vergência para SW, e com clivagem fruste de plano axial. Esta clivagem torna-se mais penetrativa na proximidade dos carreamentos, o que permite supor que eles são tardi-xistentos; o estilo das dobras de 1.ª fase é, também influenciado pelos carreamentos.

O carreamento superior corresponde simplesmente a um descolamento da cobertura competente (níveis 3 a 6) sobre os níveis 2 e 1, mais incompetentes, que serviram de lubrificante basal; nestas condições o carreamento principal seria o inferior.

Os mantos de carreamento moveram-se de NE para SW, e a amplitude mínima de recobrimento é de 20 Km, se admitirmos que a zona possível de raízes mais próxima corresponde aos afloramentos de Tournaisiano, de faciés semelhantes à região da Carrapateira, nos sectores de Aljezur-Marmeleite.

Dois fases posteriores traduzem-se por ondulações largas e por vezes, dobras apertadas, de direcção NW-SE (2.ª fase) a NNW-SSW (3.ª fase); o carreamento principal chega mesmo a ser invertido no sector de Arrifana e na região de Carrapateira um antiforma de 3.ª fase permite o afloramento do Flysch autóctone, em janela.

O conjunto é depois compartimento por desligamentos tordi-hercínicos e falhas e flexuras alpinas.

Recibido: 18-I-71.

GEOLOGÍA

# Las series del Cámbrico inferior y Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica

por J. R. PARGA (*) y C. LUQUE (**)

RESUMEN

De acuerdo con el establecimiento del límite inferior del Cámbrico en la base de las capas correspondientes a la fauna más baja de trilobites, se considera la existencia de Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica.

Se describen, diferenciándolas por primera vez, una serie de formaciones pertenecientes al Eocámbrico y al Cámbrico inferior en esta región, discutiendo sus diferentes características en distintas localidades a lo largo de los afloramientos en que se encuentran las series completas.

Se agrupan las formaciones descritas en tres grandes secuencias que se encuadran dentro del Eocámbrico, conteniendo la última en su parte superior el Cámbrico inferior.

Se ponen de manifiesto momentos erosivos al comienzo de cada secuencia, iniciándose éstas con etapas transgresivas.

En esta comunicación sólo se pretende dar las impresiones de los primeros resultados de las observaciones que con carácter general y un enfoque de conjunto hemos hecho en las series del Cámbrico inferior y Eocámbrico de Asturias y N. de León.

Se denomina aquí Eocámbrico, siguiendo a J. R. Parga (1971), la serie que se sitúa por debajo de las capas que contienen los primeros trilobites y que comienza en las capas conglomeráticas que se superponen con discordancia sobre las series consideradas precámbricas, en estas regiones.

Se han elegido para este estudio una serie de localidades a ambos lados del Núcleo Precámbrico que permitan un estudio comparativo. Así se han revisado nuestros estudios anteriores (inéditos) en las zonas de Barrios de Luna, río Sil, río Narcea y Artedo y se han tenido en cuenta los resultados de las anteriores investigaciones expuestas por A. Farber y W. Jaritz (1964) en la zona de Cudillero, F. Lotze (1961) en el corte del río Sil, W. Van den Bosch (1969) en la sierra de la Filera, A. Marcos (1968) en la Escama de Bodon, al

sur del Puerto de Pajares. Oele (1964) en la Escama de Bodon al N. de Boñar y P. Comte (1959) y F. Lotze (1961) en el área de Pardomino (N. de Boñar).

DISTRIBUCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

La serie eocámbrica se localiza perfectamente a lo largo de ambos costados del Núcleo Precámbrico del Narcea y en estas zonas es seguida del Cámbrico inferior (fig. 1).

En la costa en la zona de Cudillero se presenta un buen corte entre este pueblo y la playa de Artedo y hacia el interior por la carretera entre esta playa y Faedo. Por la carretera de la Espina a Luarca, entre Obes y El Pontigón, se localizan muy buenas exposiciones, pero la serie se encuentra aquí muy replegada, por lo que resulta difícil obtener una buena serie completa. Otro buen corte se obtiene a lo largo del río Narcea entre Sorribas y La Florida y desde aquí hasta el Rodical por el río Villar, aunque hay replegamientos se puede entresacar la serie muy completa y con muy buena exposición. Mayor complicación y más amplia exposición se encuentra entre Llamas de Mouro y Tuña, pero más al sur, al este de la Ridera y de Dagüño se obtienen buenas series normales.

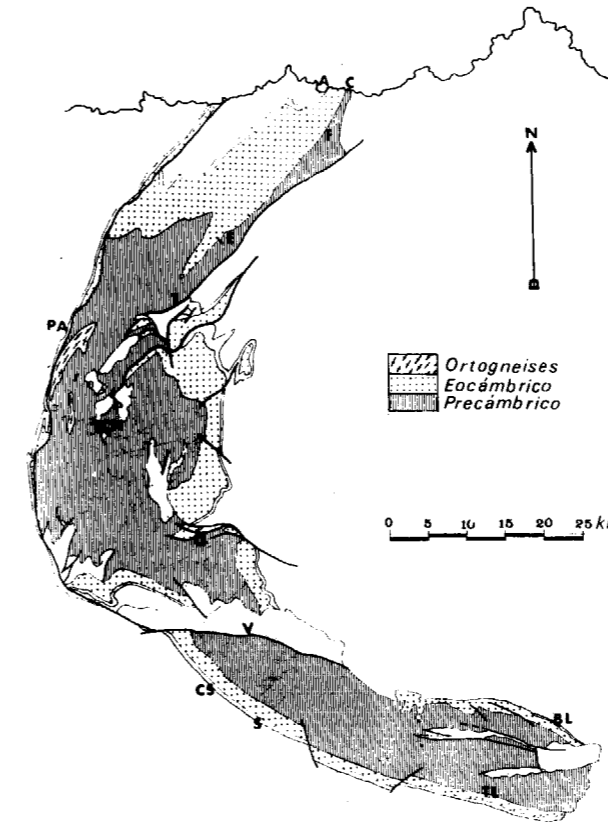


Fig. 1.—Afloramientos del Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica en torno al Núcleo Precámbrico. No se han representado los correspondientes a la escama de Bodon. (A) Artedo, (BL) Barrios de Luna, (C) Cudillero, (CN) Cangas de Narcea, (CS) Cuevas del Sil, (E) La Espina, (F) Faedo-La Fenosa, (G) Genestoso, (PA) Pola de Allande, (S) Salientes, (T) Tineo, (TL) Trascastro de Luna, (V) Villablino. Esquema según las hojas 2 y 9 del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000.

Al otro lado del Núcleo Precámbrico del Narcea a partir del anticlinal de Ibollo (S. de Pola de Allande, que se prolonga al sur, cortando el río del Coto se pueden obtener buenas series de la mitad superior de la serie. También se obtienen buenos cortes en la carretera a Genestoso y en el valle del río San Miguel, al norte de Villablino, así como en el puerto de Leitariegos. En el corte del río Sil, en la carretera que va a Tejado del Sil desde Cuevas y en el camino que sube a la Braña La Forcada desde Salientes se obtienen igualmente interesantes cortes. De nuevo en Trascastro de Luna y al otro lado del Precámbrico en Irede, Barrios de Luna y en la carretera entre Vega de los Caballeros y Mora de Luna se pueden obtener igualmente buenas series.

Ademas de estos afloramientos se encuentran

en el N. de León, en el Area de Pardomino y en el frente de la Escama de Bodon, buenos afloramientos de estas series. En el W. de Asturias se localizan los niveles del Cámbrico inferior en el Anticlinal de Andina y en el Vegadeo. Los niveles dolomíticos se localizan en muchos otros puntos, constituyendo generalmente los frentes cabalgantes de las escamas de esta región.

SERIE TIPO

Hemos tomado como serie tipo la que se localiza en el corte del río Narcea. En este corte define Lotze la serie de Cándana y señala la presencia de la discordancia entre esta serie y el Precámbrico en el kilómetro 23 de la carretera a Cangas de Narcea. En efecto, en este punto se encuentra el contacto entre las capas basales de esta serie y las capas pizarroso-grauváckicas del Precámbrico del Narcea.

Sin embargo, entre el kilómetro 23 y el 20 hay unos cuantos accidentes tectónicos que repiten algunas capas (ver figura 2). Así, desde el kilómetro 23 se presentan las capas basales de la serie de Candana ascendiendo estratigráficamente hasta el kilómetro 21,3, donde son cortadas por un cabalgamiento del Precámbrico sobre estas series. En el kilómetro 21 comienza de nuevo la serie de Candana con sus conglomerados basales y va ascendiendo hasta el kilómetro 19,8, donde son cortadas de nuevo por un cabalgamiento que las pone en contacto con unos niveles más bajos de Candana, el cual, hacia el NW., al N. de la Proida y en Santueño se presenta como un cabalgamiento del Precámbrico sobre Cándana y hacia el E., en cambio se resuelve cabalgando Cándana sobre el Cámbrico medio, al N. de Soto de la Barca.

Aquí se enlaza con el cabalgamiento que antes habíamos descrito, el cual hacia el SW. de Soto de la Barca hace cabalgar distintos niveles de Cándana, cada vez más bajos, sobre las dolomias primero y luego sobre los niveles más altos de Cándana. El frente cabalgante de estas escamas se traslada por lo tanto estratigráficamente hacia términos más bajos de la serie a medida que nos trasladamos hacia el W., llegando a estar representado por niveles del Precámbrico, que de este modo llega a presentarse claramente afectado por la tectónica hercínica en escamas característica de la Cordillera Cantábrica. Estas escamas se encuentran plegadas posteriormente a su génesis por otra fase hercínica.

A partir del kilómetro 19,8 se puede seguir la serie normal hasta Rodical. Mantenemos el nombre de Serie de Cándana s. s., dado por Lotze para el conjunto eocámbrico. No se utiliza el nombre de Capas de Barrios seguido por Lotze y su escuela a los niveles correspondientes a la

(*) Laboratorio Geológico de Lage. Lage (La Cerruña).

(**) Departamento de Mineralogía de la Facultad de Ciencias de Oviedo.

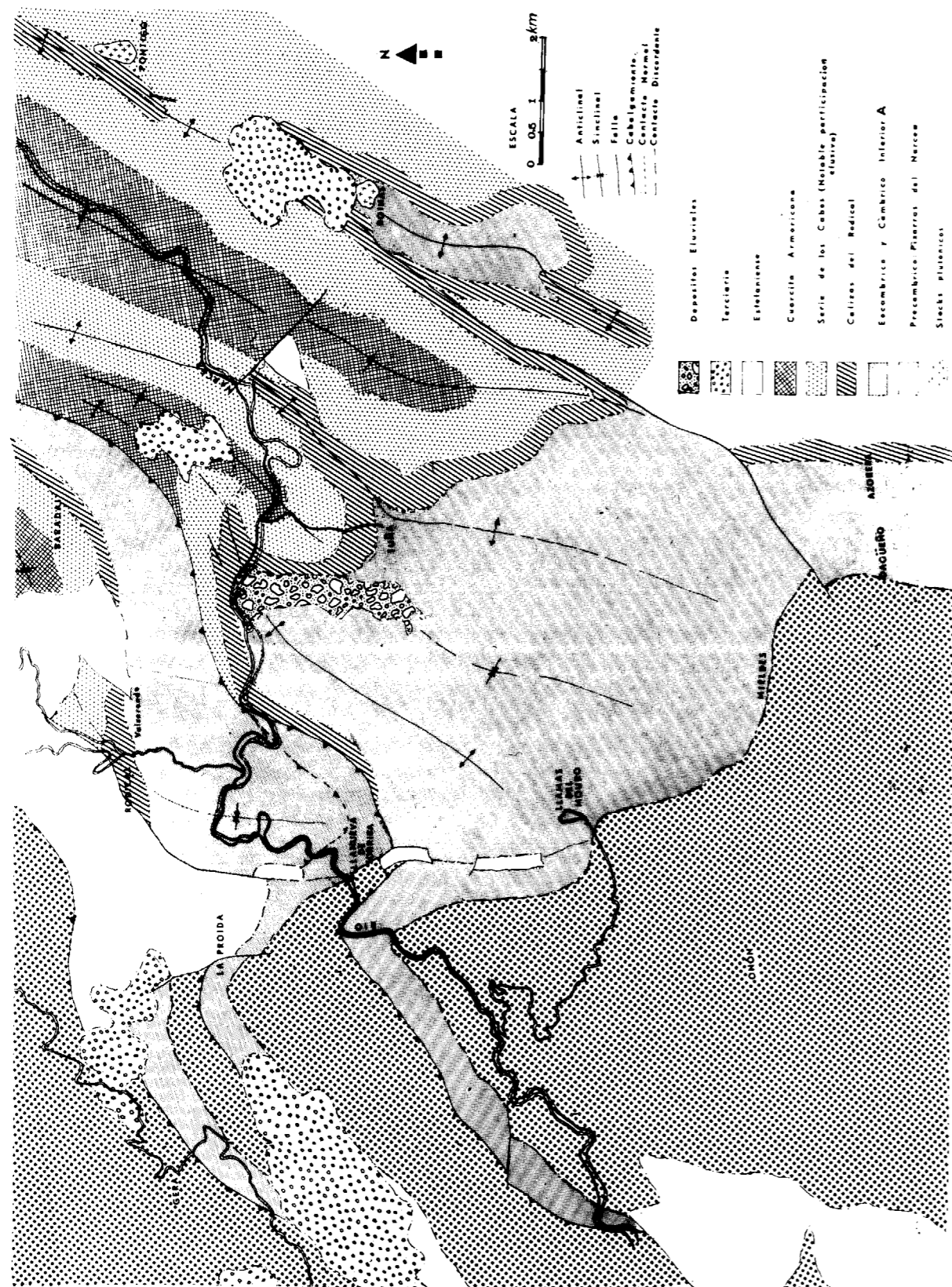


Fig. 2.—Relaciones entre Precámbrico y Eocámbrico-Cámbrico inferior A en el área del río Narcea. Los contactos son discordantes siempre menos en los frentes

fauna de Dolerolenidae, dado que permite crear confusión con las cuarcitas de Barrios de la nomenclatura de Comte y de Sitter, que corresponden a los niveles Skidawienses. En su lugar utilizaremos el nombre de Formación de Valserondo, pueblo situado algo al SE. de Rodical. Se utiliza el nombre de Dolomías de Vegadeo, porque es la única nomenclatura que no comprende en sí los niveles calcáreos del Cámbrico medio.

Hemos podido distinguir varias formaciones dentro de la Serie de Cándana en este corte, que pudieron asimismo ser localizados en los otros cortes realizados. Sólo la formación de la Fenosa no se encontró bien representada, nada más que en el corte de Artedo-Faedo (al S. de Cudillero) y desde aquí hacia el SW. hasta las proximidades de La Espina. En el Narcea podría estar representada por unos escasos niveles de pizarras rojas que se presentan concordantes bajo el conglomerado basal muy localmente.

Las formaciones que se han distinguido son las siguientes:

- |                           |                         |
|---------------------------|-------------------------|
| Eocámbrico                | 1. Form. de La Fenosa.  |
| (Serie de Cándana s. s.). | 2. Form. de Sorriba.    |
|                           | 3. Form. de Pilotuerto. |
|                           | 4. Form. de La Florida. |
| Cámbrico inferior         | 5. Form. de Valserondo. |
|                           | 6. Dolomías de Vegadeo. |

Los nombres de las formaciones del Eocámbrico han sido tomados de localidades situadas sobre este corte, a excepción del de La Fenosa, como ya se ha señalado.

La columna estratigráfica de la figura 3 muestra la serie tipo, teniendo en cuenta algunas variaciones importantes.

6) Dolomías de Vegadeo (150 m.)

Calizas azuladas y dolomías gris oscuras masivas que hacia la base se hacen tableadas y contienen intercalaciones margosas.

Son sedimentos carbonatados marinos muy someros (Meer Mohr, 1969), (I. Zamarreño y M. Julivert, 1968), cuyos únicos restos de vida vienen representados por estructuras de algas. Están fundamentalmente representados por dolomías cristalinas de grano fino a medio, generalmente la dolomitización ha destruido la textura original de la roca, pero en varios casos la conserva, permitiendo ver que originalmente se trató de barro calcáreos, calcarenitas y capas de stromatolitos. Aportes arcillosos esporádicos han dado lugar a las intercalaciones pizarroso-margosas que se presentan hacia la base. Las capas calizas que se

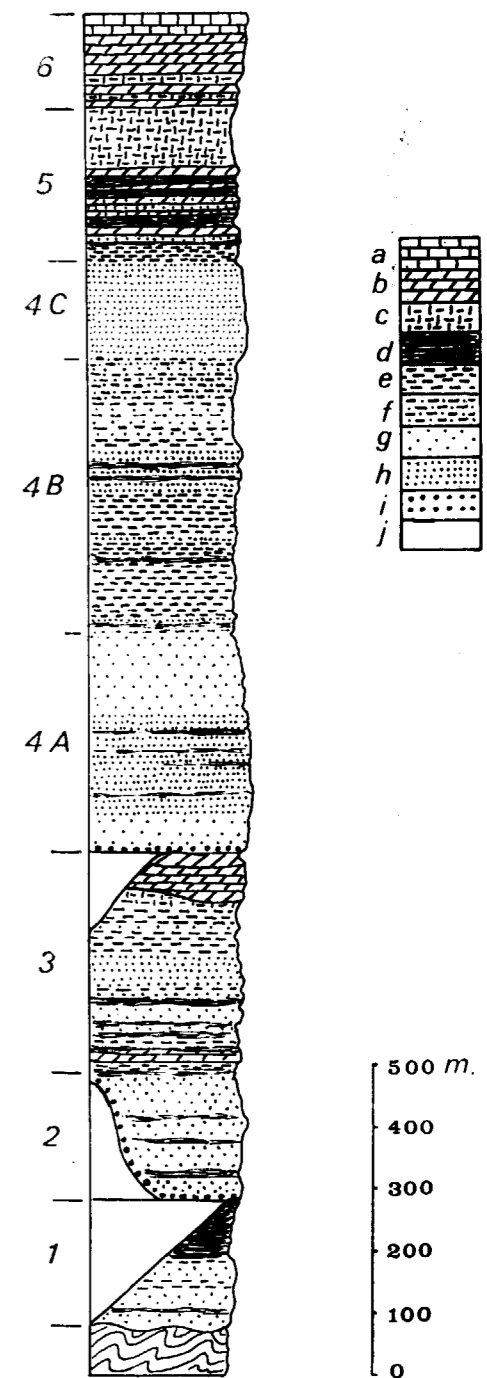


Fig. 3.—Columna estratigráfica de la serie tipo. Los números corresponden a las distintas formaciones tal como se indica en el texto. En la de La Florida se señalan los tres miembros. Explicación: (a) calizas, (b) dolomitas, (c) margas, (d) pizarras, (e) alternancias, (f) grauvacas, (g) areniscas, (h) cuarcitas, (i) conglomerados, (j) lagunas. En el corte del Narcea no aparece la formación de La Fenosa (1) ni la parte superior de la formación de Pilotuerto.

presentan hacia el techo contienen muchas estructuras de algas, y según Meer Mohr el aspecto general sugiere una deposición en un ambiente más turbulento.

#### 5) Formación de Valserondo (300 m.)

Está constituida por alternancias de cuarcitas, areniscas y pizarras versicolores con cierto contenido de carbonato y algunos niveles de dolomías. En el techo se presentan unos niveles margosos, que se siguen hacia abajo con niveles abigarrados, donde se patentizan los colores rojos que son frecuentes en esta formación. Siguen alternancias de areniscas, pizarras y dolomías, luego más abajo pizarras margosas y rocas carbonatadas arenoso-silíceas, pizarras rojizas y hacia la base alternancias de cuarcitas y pizarras con intercalaciones carbonatadas mucho menos abundantes que hacia el techo.

En esta formación se encontraron en Barrios de Luna y en la playa de Artedo los niveles con la fauna de trilobites más baja del Cámbrico, correspondiente a las bandas 1, 2, y 3 de Lotze (F. Lotze y Sdzuy 1.961). Un nivel más bajo todavía fue localizado por A. Marcos en un campamento de Paleontología en la zona de Barrios de Luna bajo la dirección de J. Truyols, donde se localizó un Lunolenus en una intercalación pizarrosa del techo de la formación de La Florida, del que da cuenta J. Truyols (1969).

#### 4) Formación de La Florida (900 m.)

Potente conjunto de cuarcitas, subarcosas y arcosas de color rosado. De esta serie da Lotze (1961) un buen corte entre el kilómetro 14,5 y el 16,1 de la carretera de La Espina a Cangas.

Se pueden distinguir tres miembros que de techo a base son:

##### Miembro C:

Unos 150 metros de cuarcitas y subarcosas con tonos rosados, compactas en bancos generalmente de grano medio y grueso.

##### Miembro B:

Se caracteriza por presentar dos conjuntos alternantes con un nivel intercalado de cuarcitas compactas en bancos. El conjunto superior presenta alternancias de areniscas, areniscas arcillosas, y pizarras y el inferior alternancias de cuarcitas y

pizarras. El miembro tiene 450 metros de potencia.

##### Miembro A:

Los 350 metros basales de esta formación se encuentran constituidos por microconglomerados, cuarcitas, arcosas y subarcosas con pequeñas intercalaciones (10 a 20 cm.) de pizarras rojas. En su base se sitúa un conglomerado o microconglomerado basal, cuyos cantos pueden tener hasta 0,5 centímetros.

Así, pues, la formación de La Florida alcanza unos 950 metros de potencia en esta zona. Las direcciones de paleocorrientes (estratificación cruzada, etc.), indican aportes del sur que, reconstruyendo las deformaciones, indicarían un área fuente en el SE.

#### 3) Formación de Pilotuerto (400 m.)

Está constituida por una marcada alternancia de capas de pizarras verdes (a veces rojas o pardas amarillentas) y cuarcitas y areniscas de tonos claros en bancos de 20 a 30 centímetros y raramente hasta un metro, predominando la serie arenosa en la parte alta. Es frecuente encontrar estratificación cruzada, sedimentación lenticular, lentes de arenisca en pizarra, sedimentación flaser y fenómenos de digitación y acñamiento de capas. También se localizan fenómenos de slumping de pseudonódulos y brechas sinsedimentarias. Estos últimos caracteres y la sedimentación alternante dan cierto carácter flischoide a parte de esta formación.

Dentro de ella y a distintos niveles cerca de la base y cerca del techo, se encuentran tramos dolomíticos discontinuos. En este corte se localizan dos niveles hacia la base de alrededor de cinco metros de potencia cada uno y están separados por lechos de pizarras. Son dolomías bastante silicificadas. En el techo de la formación, en este corte, se presentan unas areniscas grises blandas con unos 10 a 20 metros de potencia que presentan un aspecto característico que permite equipararlas con las localizadas en otros puntos. Esto nos hace pensar que el corte de Barrios de Luna es más completo para esta formación, ya que su contacto con la de La Florida, tiene aspecto a nivel de afloramiento y regional de ser disconforme con probable erosión de algunos términos superiores entre los que se sitúa un nivel dolomítico potente (hasta 60 metros en algunos puntos).

La potencia en el corte del Narcea está entre los 400 y 450 metros.

#### DESVIACIONES DE LA SERIE TIPO

##### Cortes entre Cudillero-Artedo y Faedo-Artedo

La formación de La Fenosa no aparece en la costa por presentarse el contacto entre la Serie de Cándana y el Precámbrico mediante falla, que no permite la exposición de las capas más inferiores. En el corte por la carretera de Faedo es donde la hemos definido.

La formación de Sorriba está constituida por areniscas rojas y conglomerados de cantos finos, microconglomerados y cuarcitas, con pequeñas intercalaciones de pizarras. El conjunto tiene poca potencia (algo menos de 100 m.).

La formación de Pilotuerto viene representada por la alternancia de dos tipos de conjuntos:

a) Pizarras con letejones o lentes pequeños de areniscas, capas onduladas de cuarcitas, etc.

b) Cuarcitas, areniscas y pizarras en bancos que generalmente no sobrepasan los 30 centímetros.

Con esta formación comienza la serie de la costa, corresponde a las capas de Asma y arenisca de Palomar, definidas por Farber (Farber y Jaritz, 1964).

La formación de La Florida, comienza igual que en el Narcea, por cuarcitas rosas microconglomeráticas y se pueden distinguir también claramente los tres miembros. El miembro A (basal) se caracteriza por la existencia de esquistos arcillosos intercalados entre las cuarcitas y arcosas rosadas, que disminuyen hacia arriba donde sólo se presentan cuarcitas y arcosas rosadas en espesos bancos con sedimentación cruzada muy marcada y frecuentes microconglomerados. El miembro B desarrolla mucha mayor potencia debido al espesor que adquieren los dos conjuntos alternantes que los caracterizan (capas de Castañal inferiores y Capas de Cayetano inferiores en la sucesión dada por Farber y Jaritz).

En las cuarcitas azules que se intercalan entre los conjuntos alternantes hemos encontrado alguna forma de pseudonódulo. El miembro C es parecido al del Narcea, está constituido por espesas cuarcitas rosadas en bancos con clara estratificación cruzada. El espesor total de esta formación es de unos 1.300 metros (A: 450, B: 700, C: 150).

La formación de Valserondo está constituida por alternancias de areniscas carbonatadas y pizarras margosas y dolomitas. En esta formación encontró Farber Metadoxidas Sp., lo que permite referirlas al nivel I de trilobites de Lotze.

Siguen hacia arriba, entre la playa de Artedo

#### 2) Formación de Sorriba (200 m.)

La caracterizan la predominancia de areniscas y cuarcitas ferruginosas de tonos rojizos de esta zona y puede alcanzar los 200 metros. Se pueden distinguir dos miembros.

##### Miembro B:

Cuarcitas ferruginosas rojizas en bancos potentes entre los que aparecen bancos de cuarcitas amarillentas y delgadas capas de pizarras arenosas, en ocasiones abundantes.

##### Miembro A:

Areniscas ferruginosas y microconglomerados con cemento arenoso o arenoso ferruginoso. Estas areniscas suelen presentar en ocasiones filoncillos de cuarzo de recristalización dispuestos en forma reticular.

Esta formación posee un conglomerado basal, con cantos de cuarcitas y pizarras y matriz arenosa o pizarrosa. Los cantos, heterométricos, tienen un diámetro mayor en el corte del río Narcea que no sobrepasa los cinco centímetros. El cemento contiene pocos óxidos de hierro.

#### 1) Formación de La Fenosa (100 m.)

Como se ha dicho, esta formación no se presenta de manera patente nada más que entre el sur de Cudillero y las proximidades de La Espina. Se ha definido en la carretera entre Artedo y Faedo (S. de Cudillero), donde presenta una amplia exposición a partir de La Fenosa. También se puede estudiar esta serie entre Mallecina y Las Gallinas, al NE. de La Espina. Puede alcanzar más de 100 metros. Se pueden distinguir dos miembros:

##### Miembro B:

Pizarras grises potentes con algún banco de cuarcita gris.

##### Miembro A:

Areniscas arcillosas y pizarras con alternancia de colores rojos y pardos predominando los colores rojos hacia la base.

y San Martín de Luiña los niveles dolomíticos que forman el techo de la sucesión.

*Mieldes-Dagüño-La Ridera*

Se sitúa esta zona al S. del corte del río Narcea. Todas las formaciones son análogas a las de dicho corte, sólo conviene destacar el notable cambio que se produce en el conglomerado basal (base de la formación de Sorriba).

Las variaciones de sus características se muestran en la tabla I:

rredo (entre Degaña y Villablino) a Trascastro de Luna (Sur de Riello).

La formación de La Florida muestra una reducción en la potencia, y está constituida por cuarcitas en bancos, que alternan con esquistos gris verdosos, en su parte media está constituida por esquistos, y hacia el techo presenta cuarcitas en bancos muy silificados con capas microconglomeráticas. En todo el conjunto se aprecia muy claramente la estratificación cruzada o paleocanales y el espesor de los bancos cambia rápidamente lateralmente.

La formación de Valserondo, constituida por

TABLA I

*Variación de las características del conglomerado basal*

	Río Narcea	Yamas de Mouro	Mieldes	Dagüño	La Ridera
Potencia (m) ... ..	5	15-20	25	30	40
Eje mayor de cantos mayores (cm.) ... ..	5	7	15	20	30
Aumento del contenido de Fe ... ..	→	→	→	→	→
Aumento de matriz ... ..	←	←	←	←	←

El conglomerado es muy heterométrico, los cantos, bien rodados son de rocas riolíticas, cuarzo, cuarcitas y cantos angulosos de pizarras, hay una aparente gradación de tamaños de los cantos disminuyendo hacia el techo. El cemento es arenoso y menos ferruginoso en la base (amarillo), aumentando el contenido en hierro hacia el techo (rojo o pardo). Se encuentran lentejones de arenisca con laminación neta y granuloclasificación.

Hacia el sur de La Ridera vuelven a disminuir sus características de forma simétrica como hacia el N.

*Río Sil*

Este corte se realiza entre Villarino (S. de Villablino) y Cuevas del Sil. F. Lotze (1961) hace una buena descripción de este corte.

No aparecen aquí ni la formación de La Fenosa ni la de Sorriba. El conglomerado basal está reducido al mínimo.

La formación del Pilotuerto mantiene caracteres similares y potencias análogas a las del Narcea, varía en el detalle, notándose que aparecen términos superiores que no aparecen en aquel corte, como es la presencia del potente nivel de dolomías, que se sitúa en su parte superior, el cual además es muy constante desde el Puerto de Ce-

alternancias con carbonatos no ha permitido su estudio por falta de buenos afloramientos.

Las dolomías de Vegadeo se presentan con aspecto marmóreo, blanco y gris azulado y alcanzan gran potencia.

*Barrios de Luna — Vega de los Caballeros*

Tampoco en este corte aparecen las formaciones de la Fenosa y Sorriba. El conglomerado basal que puede no presentarse no sobrepasa los tres metros y está constituido por cantos subredondeados y angulosos de cuarzo y cuarcita y en algunos casos de pizarra. La matriz es pizarroso arenosa o arenosa y contiene óxidos de hierro. Según Van den Bosch (1969), debajo del conglomerado pueden encontrarse en algunos puntos hasta ocho metros de pizarras arcillosas rojas concordantes, que no se deben confundir con la zona de rubefacción del Precámbrico que suele acompañar a la superficie de discordancia, penetrando hasta unos 20 metros, en las capas precámbricas. Estas pizarras, situadas por debajo del conglomerado, podrían representar restos de la formación de La Fenosa.

Por encima del conglomerado se sitúa ya la formación de Pilotuerto, constituida por alternancias

de pizarras arcillosas con algún banco delgado de areniscas o de cuarcitas y areniscas con pequeñas intercalaciones de pizarras. En éstas se han localizado según Van den Bosch slumps al W. de Salce. Esta formación tiene una buena exposición en la carretera de León a Villablino entre Vega de los Caballeros y Mora de Luna, donde alcanza una potencia de unos 300 metros, presentando intercalados cuatro niveles delgados de dolomías nodulosas o granudas, gris oscuras cercanas a la base entre los 30 y 50 primeros metros y un potente nivel (40 metros de espesor) en el techo. Unos 50 metros antes de estas últimas dolomías se encuentran finas alternancias de areniscas y pizarras con estratificación gradada y de color gris oscuro, que podrían quizá equipararse con los que se encuentran en el techo de esta formación en el corte del Narcea.

La formación de La Florida presenta características análogas a las que se han descrito para la serie tipo del Narcea. Está constituida por cuarcitas y subarcosas de color blanco y rosado de grano medio o grueso, bien banqueadas, con acusada estratificación cruzada, paleocanales y acuífamiento lateral de capas. Se localizan capas con microconglomerados y a veces existe una granuloclasificación grosera. Se pueden distinguir los tres miembros propuestos de la serie tipo con similares características. En la parte más alta (últimos 30 metros) del miembro superior (C), fue donde se localizó el cranidio de un trilobite probablemente del género Lunolenus (J. Truyols, 1969), representando por tanto hasta la fecha el nivel más bajo de España con restos de esta fauna.

La formación de Valserondo está constituida por alternancias de cuarcitas, areniscas, areniscas calcáreas y pizarras pudiendo presentar algún banco de dolomitas, y las capas son versicolores (rojas, pardas, verdes). En Barrios, se ha encontrado la interesante fauna del nivel I de Lotze (Lotze y Sdzuy, 1961), correspondiente a los niveles de Dolerenus.

Los niveles de dolomías de Vegadeo tienen alrededor de 100 metros y han sido ampliamente descritos por Zamarreño y Julivert (1968) y Meer Mohr (1969).

DISCUSIÓN

*El límite inferior del Cámbrico*

Hemos aceptado en líneas generales, el establecido según J. R. Parga (1971), por debajo de las faunas más bajas de trilobites, según el cual debe situarse por debajo de la formación de Valserondo. El hallazgo de un cranidio probablemente de Lunolenus en los últimos 30 metros; de

la serie de Cándana situaría este límite hacia la mitad del miembro C de la formación de La Florida.

En distintos niveles se encontraron unas formas anulares con estructura radial en surcos, citadas por Farber en 1958 como Protolyella resery (Ruedemann) (in Lotze, 1961) como Astropolithon Dawson por Lotze (1961), como probable forma de medusa por Farber y Jaritz (1964), como Scypromedusa por Meer Mohr y Okulitch (1967), y de nuevo como Astropolithon Dawson por Meer Mohr (1969). Las determinaciones de Astropolithon fueron hechas en ambos casos por Seilacher. Estas formas se encontraron en la costa, en las que Farber llama capas de Castanal inferiores (IVb = pizarras de Rubia según Lotze) y en las capas de Cayetano inferiores (Vb = pizarras de Castañal según Lotze). Ambas localidades corresponden a la parte inferior, y superior, respectivamente, del miembro B de la formación de La Florida, tal como lo hemos definido aquí. Lotze (1961), al hablar de estos hallazgos comenta que son formas ya conocidas en Barrios de Luna. En esta última localidad los cita Meer Mohr en las capas correspondientes a la formación del Valserondo, en la carretera de Barrios a Mallo, y uno de nosotros (Parga) las encontró en la ladera E del valle en los cortes detallados realizados en el año 1965, en unas areniscas arcillosas rojas intercaladas en la formación de Valserondo. De cualquier modo estos restos no nos parecen que condicionen en modo alguno la situación que se debe dar al límite inferior del Cámbrico.

*Formación de La Fenosa*

Se encuentra muy escasamente representada, y sólo la hemos podido seguir bien en la zona entre el S. de Cudillero y La Espina, con una potencia apreciable A ella se deben asignar las capas que en algún punto aislado aparecen concordantes bajo el conglomerado de la formación de Sorriba, siempre que no se puedan confundir con la zona de rubefacción del Precámbrico, es decir, siempre que se vea clara la discordancia.

*Formación de Sorriba*

Esta formación alcanza su máxima potencia entre Dagüño y La Ridera y desde estos puntos disminuye en espesor hacia el N., y más rápidamente hasta desaparecer hacia el S. Análogamente a lo que ocurre con la potencia de la formación pasa con su conglomerado de base que como hemos visto disminuye de manera importante en espe-

sor y tamaño de los cantos en los mismos sentidos a partir de la zona de La Ridera. Tiene, pues esta formación la apariencia de un gran cono de deposición.

*Formación de Pilotuerto*

La potencia es muy análoga en todo el ámbito, pero aumenta ligeramente hacia el N. En el borde E. del Núcleo Precámbrico del Narcea parecen faltar los términos superiores. Así como hemos dicho entre Trascastro de Luna y el Puerto de Cerredo presenta de manera constante, el nivel superior de dolomías con una potencia de alrededor de 100 metros. De nuevo en la región al N. de Tineo, entre Navelgas y La Espina son muy constantes según comunicación verbal de F. Ruiz.

En cambio, en el borde E. sólo hemos encontrado este nivel en algunos puntos aislados con potencias de hasta 40 m. entre Vega de los Caballeros y Mora de Luna, pero en casi todos los lugares están ausentes estos niveles superiores y la parte basal de la formación de La Florida parece descansar con ligera disconformidad sobre distintos niveles de la mitad superior de la formación de Pilotuerto. Esto nos sugiere la existencia de un levantamiento de la región situada al E., causante de una ligera erosión.

La observación de otros acúñamientos y desapariciones de capas dentro de esta formación y la existencia de estructuras de slumpings nos hace pensar en momentos de ligera inestabilidad cortical durante la deposición de todo el conjunto.

*Formación de La Florida*

Comienza con niveles conglomeráticos o microconglomeráticos, que reposan como hemos dicho sobre distintos pero próximos niveles de la formación anterior, lo que sugiere una fase erosiva seguida de una transgresión regional. Es también importante el cambio litológico, pues de los niveles alternantes con participaciones areniscopizarrosas carbonatadas se pasa bruscamente a series caracterizadas por la importancia que adquieren las cuarcitas y arcosas generalmente gruesas en bancos potentes y la muy constante y ampliamente extendida estratificación cruzada todo a lo largo de la formación.

La potencia aumenta hacia el N. y este aumento se hace muy notable desde Dagüño hacia la

Costa, lo que nos indica una mayor importancia de la subsidencia hacia estas zonas.

*Formación de Valserondo*

Tiene una potencia escasa en general y variable. Su secuencia vertical presenta numerosos cambios y su variación lateral también es importante. Se conoce poco en sus detalles y sólo se puede decir que parece aumentar su potencia de manera considerable en los cortes entre Narcea y la costa.

*Dolomías de Vegadeo*

Lo más importante de este nivel es que parece que en líneas generales y sin descender a precisiones detalladas se puede decir que su límite inferior es sincrónico en toda España. Hacia el techo pasa a calizas, las cuales en algunos puntos y tras una probable superficie de discontinuidad (Meer Mohr, 1969), podrían representar el Cámbrico medio. Muy probablemente los niveles dolomíticos de la Cordillera Cantábrica son equiparables a los de Ribota en las Cadenas Celtíberas y la ausencia de los niveles superiores a las dolomías de Ribota pertenecientes al Cámbrico inferior, podría ser explicada por representar las facies carbonatadas de la Cordillera Cantábrica unas facies condensadas o por la existencia de una importante laguna estratigráfica que comprendiera la parte alta del Cámbrico inferior (Cámbrico inferior B alto y Cámbrico inferior C de Lotze y Sdzuy, 1961), tal como sugiere J. R. Parga, 1969.

Las potencias de las formaciones descritas vienen representadas en la tabla II y la figura 4.

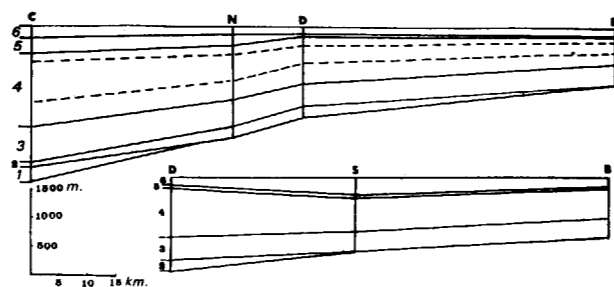


Fig. 4.—Variaciones laterales de las potencias de las formaciones descritas, en los distintos afloramientos. (B) Barrios de Luna, (C) Cudillero, (D) Dagüño, (N) Narcea, (S) Río Sil.

TABLA II

*Potencia de las formaciones del Cámbrico inferior y Eocámbrico de la Cordillera Cantábrica*

	Costa	Narcea	Dagüño	Sil	Barrios
6) Dolomías de Vegadeo.....	200	150	150	300	150
5) Formación de Valserondo.....	300	200	50	50	25-50
4) Formación de La Florida.....	1250	950	800	550	500
3) Formación de Pilotuerto.....	600	400-450	400-450	350	325
2) Formación de Sorriba.....	100	180-200	200	0-1	0-5
1) Formación de La Fenosa.....	200	0-10	0	0	0-10
<b>TOTALES.....</b>	<b>2650</b>	<b>1900</b>	<b>1650</b>	<b>1250</b>	<b>1000</b>

CONCLUSIONES

En el conjunto de la Cordillera Cantábrica entre las series precámbricas discordantes y el Cámbrico medio, se pueden distinguir tres grandes secuencias que denominamos por el nombre de su formación más característica. El cuadro I esquematiza estas secuencias.

La subsidencia alcanza sus mayores valores en el N. y especialmente durante deposición de la formación de La Florida. Esta característica ha sido puesta igualmente de manifiesto por R. Capdevila (1969) en Galicia lo que indicaría un eje (probablemente secundario) de subsidencia E-W.

Entre cada secuencia se aprecian inestabilidades corticales que dan lugar a pequeños levantamientos y erosiones parciales de las formaciones

CUADRO I

Secuencia de La Florida	Dolomías de Vegadeo	Cámbrico Inferior
	Formación de Valserondo	
	Formación de La Florida..... } C B A	
Secuencia de Pilotuerto	Formación de Pilotuerto	Eocámbrico
	Formación de Sorriba	
Secuencia de La Fenosa	Formación de La Fenosa..... } B A	Precámbrico del Narcea

Cada una de estas series se inicia con una etapa transgresiva, sobre las superficies erosionadas de las anteriores formaciones, constituida por depósitos conglomeráticos o arenoso-grosero y terminan pasando hacia arriba a alternancias en las que pueden dominar las pizarras y ser representativas o importantes las dolomías,

anteriores. Así la formación de La Fenosa llega a ser totalmente erosionada en muchos puntos, la de Pilotuerto muestra varias señales de inestabilidad y es erosionada en parte su mitad superior y las dolomías de Vegadeo muestran etapas de levantamiento en varios lugares como ha mostrado Meer Mohr.

## BIBLIOGRAFÍA

- BOSCH, W. J. VAN DEN (1969): *Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW. Spain)*. «Leidse Geol. Med.», t. 44, pp. 187-225.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (N. W. de l'Espagne)*. Tesis doctoral presentada en la Facultad de Ciencias de Montpellier el 18 de abril de 1969. 430 págs.
- COMTE, P. (1959): *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. «Mem. Inst. Geol. Min. España», tomo 60, 440 pág.
- FÄRBER, A. y JARITZ, W. (1964): *Die Geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (N. W. Spanien)*. «Geol. Jb.», B 81, pp. 679-738.
- LOTZE, F. y SDZUY, K. (1961): *Das kambrium Spaniens*. Akad. Wiss. Lit., Abh. math-natur. Kl., núm. 6, páginas 285-498.
- MARCOS, A. (1968): *La tectónica de la unidad de la Sobia-Bodon* «Trabajos de Geología», núm. 2, fac. de Ciencias, Univ. de Oviedo, pág. 59-87.
- MEER MOHR, C. G. VAN DER (1969): *The stratigraphy of the Cambrian Láncara Formation between the Luna river and the Esta river in the Cantabrian Mountains Spain*. Leidse Geol. Med., t. 43, pp. 233-316.
- y OKYLITCH, V. J. (1967): *On the occurrence of Scyphomedusa in the Cambrian of the Cantabrian Mountains (N. W. Spain)*. «Geol. Mijbouw», t. 46, pp. 361-362.
- OELE, E. (1964): *Sedimentological Aspects of four Lower Paleozoic Formations in the northern part of the province of León (Spain)*. «Leidse Geol. Med.», t. 30, págs. 1-90.
- PARGA, J. R. (1969): *Consideraciones sobre la Paleogeografía durante el Cámbrico y Ordovícico en Asturias y Norte de León*. «Bol. Geol. y Min.», t. 80, fasc. II, pp. 124-128.
- (1971): *Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico* (Bol. Geol. y Min.), t. 82, fasc. III y IV.
- TRUYOLS, J. (1969): *Un nuevo hito faunístico en el Georgiense de la Cordillera Cantábrica*. «Com. dos Serv. Geol. de Portugal», t. 53, 57-60.
- ZAMARREÑO, I. JULIVERT, M. (1969): *Estratigrafía del Cámbrico del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas*. «Trabajos de Geología», núm. 1, fac. de Ciencias, Universidad de Oviedo, págs. 135-163.

Recibido: 18-I-71.

## Observaciones sobre el Cámbrico de la provincia de Córdoba

por R. CABANAS (*)

Mallada en su estudio geológico de la provincia de Córdoba incluye en el Cámbrico las dos extensas bandas sedimentarias que enmarcan al NE. y SE. el plutón de los Pedroches y una amplia zona triangular comprendida entre el valle del Guadialto por el NE., el Guadalquivir por el S. y el límite de la provincia por el W. En esta última, incluye también afloramientos hipogénicos y manchones de materiales estrato-cristalinos, silúricos, miocenos y cuaternarios.

Esta distribución del Cámbrico se mantiene aún en la cartografía geológica más reciente con ligeras modificaciones de detalle.

Con respecto a las bandas que flanquean el batolito pedrocheño, ya Carbonell en 1929 pone en duda su autenticidad basándose en cierto hallazgo paleontológico.

En 1966, durante un estudio de la comarca de los Pedroches, tuvimos ocasión de examinar con detalle los referidos depósitos sedimentarios y aunque sin testimonios paleontológicos en principio, por sus analogías litológicas con otras zonas más o menos próximas, bien datadas como carboníferas llegamos a la conclusión de que se trataba de materiales de esta edad.

Observaciones posteriores, aún inéditas, nos permitieron hallar en el kilómetro 60-61 de la carretera de Córdoba a Almadén, restos de helechos que, aunque mal conservados, confirmaron la edad carbonífera supuesta (1).

Descartada la edad cámbrica de estas bandas queda en nuestra provincia como área de gran extensión dentro de este sistema, el triángulo occidental.

Dentro de éste la zona mejor conocida es la de las inmediaciones de Córdoba especialmente el ya

cimiento, clásico en la literatura geológica, del cerro de las Ermitas descubierto a principios de siglo por Hernández-Pacheco (E.).

Con posterioridad se han ocupado de él otros investigadores: Carbonell en 1926, 1927 y 1929; Meléndez en 1943, Simón en 1939, nosotros en 1960 y 1964, dimos algunas precisiones sobre nuevos yacimientos fosilíferos, y en 1971 A. Perejón descubrió un nuevo género de *Phyllum Archaeo cyatha*.

### LÍMITES Y NATURALEZA DE LOS CONTACTOS

Una serie de hallazgos fosilíferos nos han permitido establecer con seguridad los límites del Cámbrico en los alrededores de Córdoba. Se extienden estos terrenos por el W., N. y E. de la ciudad, prolongándose a este último rumbo formando un ángulo cuyo vértice, muy agudo, se encuentra, pasado Alcolea, en el cortijo de «Pay Jiménez», al S. del curso del Guadalquivir.

Los límites de esta zona son por el S. una línea sensiblemente paralela al curso del Guadalquivir y por el N. otra alineación recta, que desde «Pay Jiménez» se arrumba al WNW., siguiendo el pie de la sierra hasta alcanzar el contacto meridional de la zona granítica de los Arenales.

Por el S. el Cámbrico en clara discordancia se oculta bajo el Triás, el Mioceno o el Cuaternario fluvial, todos ellos horizontales, o cuando más, ligeramente basculados hacia el Sur.

El límite septentrional es más complicado: al S. del batolito granítico de los Arenales hay un contacto por intrusión con su correspondiente aureola de metamorfismo, en la que aparecen corneanas y esquistos metamórficos; hacia el kilómetro 7 de la carretera de Córdoba a Almadén queda el Cámbrico en contacto mediante falla con el Visense y desde este lugar hacia el Este hasta alcanzar el vértice del ángulo en «Pay Jiménez», se oculta bajo los depósitos carboníferos discordantes.

(*) Catedrático del Instituto Nacional de Enseñanza Media «Luis de Góngora», Córdoba.

(1) Con posterioridad a la presentación de esta comunicación, hemos hallado en las inmediaciones de Santa Eufemia, otro yacimiento de helechos, actualmente en estudio.



## LITOLOGÍA

Meléndez distingue dos tipos dentro del Cámbrico español que se diferencian por su fauna y litología una facies neríticas y costera con calizas marmóreas que contienen la fauna típica de Arqueociátidos y otra facies batial y abisal constituida por materiales finamente detríticos, pizarras sericíticas, filitas y grauwackas, conteniendo trilobites y braquiópodos.

En la provincia de Córdoba predomina la facies caliza, si bien en la base los tramos pizarrosos presentan potencias muy considerables.

Dentro de la facies caliza hemos observado en el valle del Guadiato la presencia de una notable serie de unos 30 metros de potencia, en la que estratos de caliza cristalina de grano algo basto, blanca, de 30 a 40 centímetros de potencia alternan con otros silíceos de análogo espesor, de fractura conoide y color verde más o menos claro.

Los estratos silíceos corresponde a ftanita y la regularidad de la estratificación da lugar a un fajado blanco y verde muy espectacular. En las Ermitas y en otros lugares, los bancos calizos pasan con frecuencia superior en inferiormente a calcoesquistos y en los desmontes de las carreteras de Córdoba a Villaviciosa y de Córdoba a Almadén, hay frecuentes intercalaciones de paquetes de dolomía rojiza.

## EL CORTE DE LAS ERMITAS

Hernández-Pacheco en 1913 publicó un corte esquemático del Cámbrico del cerro de las Ermitas, que fue modificado en 1943 por Meléndez. Algún otro autor ha dado a conocer otros cortes pero fragmentarios, por lo que creemos que es interesante uno más completo y detallado. Según nuestras observaciones, los materiales que aparecen son de muro a techo, los siguientes:

En el arroyo de la huerta del «Melero Alto» la erosión pone al descubierto pizarras pardas con potencia indefinida a las que se intercala un banco de cuarcita con vetas moradas y concentraciones ocráceas, con potencia de de 1,50 metros que buza al NW.

Las pizarras quedan ocultas por una formación subhorizontal de conglomerado rojo de elementos cuarcíticos bien rodados, unidos por cemento silíceo duro y compacto hasta el punto de romper por igual cantos y cemento al golpearlo.

Alternando con el conglomerado se encuentran estratos y lentejones de arenisca basta de color

rojo violáceo, con espesores entre 0,30 y 0,75 metros. Esta alternancia se repite a lo largo del barranco hasta la cerca del Melero.

En los niveles altos, la arenisca va siendo más fina, mientras que los cantos presentan un redondeamiento menos perfecto, conservando en bastantes casos las formas poliédricas iniciales, si bien con los ángulos y aristas embotados; la potencia media de los bancos de conglomerado es de 0,80 metros y en superficie presentan diaclasas con predominio a 245° Cobre este conglomerado una superficie de de 6.000 a 7.000 metros cuadrados y su potencia visible es de unos 40 a 50 metros.

En la carretera de Pedro Abad a Adamuz, en la Mesa de los Escalones y en otros muchos lugares, el conglomerado contiene muy poco cemento y los cantos quedan en contacto mutuo presentando numerosas huellas de compresión de uno a dos milímetros de profundidad.

Sobre el conglomerado aparecen a trechos retazos respetados por la erosión de caliza basta helveciense, muy fosilífera.

La formación conglomerática está datada como triásica y sus depósitos se encuentran en ambos labios de la falla separados por una distancia vertical de 380 a 400 metros, lo que nos da el valor del salto de la misma.

Los materiales triásicos y miocenos del Melero quedan en contacto con un potente afloramiento de rocas ígneas clasificadas de antiguo como andesitas, pórfidos andesíticos y diabasa.

A lo materiales citados siguen los sedimentos cámbricos, cuya secuencia es:

- 2,30 m. de pizarras astillosas color heces de vino.
- 3,50 m. de calizas y esquistos alternantes.
- 8,00 m. de calizas oscura rizada, fosilífera.
- 0,50 m. de piroclasto muy alterado, indeterminable.
- 1,00 m. de calcoesquistos pardos.
- 40,00 m. de esquistos con bancos calizos alternantes, con potencia entre 2 y 3 metros, que pasan superior e inferiormente a calcoesquistos.
- 30,00 m. de caliza en bancos espesos, de color gris con vetas pardas, muy cariada, fosilífera.

Las cercas y construcciones del eremitorio ocultan los materiales en un espesor de varios metros. El corte se continuó desde el camino, a unos 150 metros de la puerta de entrada al recinto de las Ermitas.

- 8,00 m. de esquistos de color rojo vinoso,
- 6,00 m. de esquistos pardos,

12,00 m. de esquistos pardos alternantes con estratos de caliza fosilífera y calcoesquistos en lechos de 2 a 3 metros de potencia.

5,00 m. de caliza rosada fosilífera.

16,00 m. de esquistos pardos alternantes con calcoesquistos y estratos de caliza brechoide fosilífera con potencia entre 1 y 2,50 metros.

9,00 m. de caliza gris con vetas espáticas.

8,00 m. de caliza rosada muy fosilífera.

## CORTE POR LA CARRETERA DE ALMADÉN

Mejor que el anterior es el corte que nos ofrece el desmonte de esta carretera desde el puente sobre el arroyo de Pedroches hasta el contacto con la cobertera de caliza helveciense. A todo lo largo del mismo los materiales buzan con gran constancia al NW. unos 45° por término medio y no están trastornados por fallas como ocurre en las Ermitas. De S. a N. encontramos:

- 19,00 m. de calcoesquistos y delgados lechos calizos.
- 2,00 m. de caliza gris espática.
- 15,00 m. de calcoesquistos.
- 14,00 m. de caliza rizada en la base, en estratos de 0,40 a 0,70 metros de potencia.
- 1,50 m. de milonito calizo.
- 30,00 m. de caliza gris en bancos de 0,50 a 0,80 metros de espesor.
- 4,50 m. de calcoesquistos.
- 1,00 m. de caliza gris.
- 18,00 m. de esquistos algo sabulosos.
- 2,50 m. de caliza gris.
- 30,00 m. de grauwacka y pizarra con ripple-marks y delgados estratos alternantes de caliza ocrácea.
- 4,50 m. de grauwackas, esquistos y caliza alternantes.
- 1,50 m. de caliza negra.
- 9,00 m. de calcoesquistos y grauwackas alternantes.
- 5,00 m. de caliza gris espática con arqueociátidos.
- 8,00 m. de calcoesquistos.
- 9,00 m. de caliza negra cristalina que alterna con caliza margosa rizada.
- 1,00 m. de calcoesquistos.
- 1,50 m. de caliza espática gris.
- 3,50 m. de grauwacka y calcoesquistos alternantes.

16,00 m. de caliza con delgados lechos de calcoesquistos.

1,50 m. de calcoesquistos y calizas tableadas.

37,00 m. de caliza con delgados estratos de calcoesquistos intercalados.

16,00 m. de psammitas color heces de vino.

1,50 m. de caliza gris espática.

15,00 m. de psammita color heces de vino.

34,00 m. de dolomía roja muy dura que en el techo pasa a gris parda.

Sigue una zona dislocada por varias fracturas, en la que aparecen confundidos y mezclados esquistos, dolomías rojas y psammitas con potencia total difícil de precisar, pero que no bajará de 60 metros.

Esta zona queda cubierta por una formación de caliza playera con abundantes restos de conchas y guijarrillos silíceos muy rodados; su potencia total es de unos 20 metros y sobre ella yacen horizontales las calizas bastas fosilíferas helvecienses.

Los materiales del corte descrito presentan el interés de que en ellos se han hallado los únicos organismos no pertenecientes al grupo de los arqueociátidos: en las calizas del arroyo de Pedroches, paralelo a la traza del corte, Carbonell halló un crustáceo, que fue determinado por R. y E. Richter quienes lo denominaron *Isoxis carbonelli* y en las grauwackas del viaducto sobre el mismo arroyo, tuvimos la fortuna de hallar huellas que el profesor Meléndez clasificó como pertenecientes a un nuevo género (*parataxon*), que denominó *Anthoichnites cabanasi*.

## BIBLIOGRAFÍA

- HERNÁNDEZ-PACHECO (E.): *La Sierra Morena y la llanura bética*. «XIV Congr. Geol. Inter.», Madrid, 1926.
- CARBONELL, T.-FIGUEROA, (A.): *La línea tectónica del Guadalquivir*. «XIV Congr. Geol.», Madrid, 1926.
- — *Memoria explicativa de la Hoja Geológica núm. 881, Villanueva de Córdoba*, «Inst. Geol. y Min. de España», Madrid, 1929.
- MELÉNDEZ MELÉNDEZ (B): *Los terrenos cámbricos de la Península Hispánica*, C. S. de I. C. Madrid, 1943.
- CABANAS (R.): *Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba*. «Not. y Com. I. G. y M. E.», Madrid, 1960.
- — *Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba*, «Notas y Com. I. G. y M. E.», Madrid, 1964.
- PEREJÓN (A.): *Pachecocorythus, nuevo género de Archaeocyathidos del Cámbrico español*. «Estudios Geológicos», volumen XXVII, marzo 1971, Madrid.

Recibido 18-I-71.

# Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes "orthotectoniques"

par J.-PIERRE BARD (*)

## RESUMEN

El segmento hercínico del SW de la península está caracterizado por el desarrollo de dos cintururas cristalofílicas, que son el Norte a Sur:

● la cintura de Elvas-Badajoz-Córdoba, con un metamorfismo de edad hercínica probable, de tipo de presión intermedio.

● la cintura hercínica de Aracena-Lora del Río, en la cual el metamorfismo es de baja presión y donde hay un volumen grande de rocas básicas ante-, syn- y post-tectónicas.

Estas dos cintururas metaforfílicas alternan con zonas intruidas por granodioritas tardiorogénicas. Se observa que estos granitos s. l. son cada vez más hipovolcánicos hacia el Sur y, por otra parte, que estas rocas son cada vez más asociadas a rocas gabroicas según esta misma dirección. Estas características sumadas al dispositivo en zonas alternantes de metamorfismo de grado alto con intrusiones tarditectónicas no son debidas al simple hecho del azar, y hemos intentado buscar su origen comparando los grandes rasgos de la evolución geotectónica de las rocas encajante.

Este procedimiento de análisis sugiere que la ascensión tardía de los batolitos es sobre todo controlada por la arquitectura presentada por las rocas metamórficas después de las dos principales fases de plegamiento del sector estudiado.

Por otro lado, esta nota demuestra que las características metamórficas y magmáticas son petrológicamente variable del Norte hacia el Sur. Esta variabilidad es comparada con la variabilidad de las características geológicas del modelo orogénico «orthotectónico» de J. F. Dewey (1969). Esto puede indicar que la parte sur de la región estudiada era una zona en donde funcionaba un «plano de Benioff» durante el Paleozoico medio y superior, mientras que la parte norte estaba atravesada por grandes fallas normales que afectaban la corteza sílica y la parte alta del manto superior.

Se termina por una discusión general en la cual el autor intenta integrar el posible «orthotectógeno» del SW peninsular con las características «paratectónicas» de las Variscidas de Europa occidental.

## SUMMARY

The hercynian segment from SW Iberic Peninsula contains two metamorphic belts which are, from North to the South:

● the Elvas-Badajoz-Córdoba belt with a probable hercynian age and where the metamorphism is of Intermediate intrusive Pressure type.

● the hercynian Aracena-Lora del Río belt where metamorphism is of Low Pressure type, and where pre-syn- and post-tectogenic basic are numerous.

These two metamorphic belts alternate with zones where the late orogenic granodioritic batholites are well exposed. One remarks that the granites s. l. of these zones are more hypovolcanic and more and more associated with basic intrusions when going to the South.

(*) Laboratoire de Pétrologie, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 34, Montpellier (France).

All these particularities plus the alternative disposition of the high grade metamorphic rocks and the lately intruded granites s. l. are surely not the fact of the hazard and the author has attempted to explain its origin by making comparisons between the geotectonic characters of each of these metamorphic and granitic areas. This process of analysis suggests that the ascension of the batholites is mainly controlled by the architecture of the metamorphites during and, especially, after the two tangential tectonic phase in the southern segment of the Variscides.

On the other hand, this paper shows that the metamorphic and magmatic characters are petrologically varying from the north to the south. This variability is compared with the variability of the geological elements of J. F. Dewey's (1969) «orthotectonic» orogens. This may indicate the southern part of the studied segment was an area lying upon a Benioff Zone during the medium and the upper Paleozoic whereas the northern part was cut by a great faults systems which concerns the sialic crust as well as the upper part of the mantle.

A general discussion terminates this paper where the author integrates the supposed orthotectogen of the southern iberic segment with the paratectogenic characters of the occidental european variscan orogeny.

Contrairement à ce que l'on observe dans la plupart des orogènes anciens, on remarque (cf. figure 1) que les roches métamorphiques ainsi que les batholites granodioritiques tardifs du segment hercynien sud-ibérique tendent nettement à alterner sous l'aspect de bandes ou d'axes NW-SE (cf. fig. 1). Cette configuration particulière n'étant vraisemblablement pas le fait du simple hasard, nous avons essayé de déterminer dans quelle mesure l'analyse du contenu et de l'histoire géologique de l'encaissant de ces divers alignements était susceptible de renfermer des éléments d'informations sur leur origine. Ainsi posé, les problèmes débouchent inévitablement sur des considérations générales qui concernent l'évolution géotectonique des hercynides sud-ibériques mais aussi le «site crustal» sur lequel ces dernières se sont installées. Sur ce dernier point, quelques données géophysiques et la comparaison avec certains éléments déjà intégrés dans divers modèles de croissance continentale ou de tectonique globale, permettent d'interpréter plusieurs faits géologiques encore obscurs dans le Sud de la Péninsule. La question posée dans cette région par le dispositif en zones alternantes métamorphiques et granitiques empêche donc sur des considérations qui dépassent probablement le simple cadre régional. La synthèse qui est faite sur l'évolution géotectonique du segment hercynien sud-ibérique renferme à notre avis des éléments de discussions qui concernent en particulier l'orogénèse hercynienne dans la Péninsule et ses raccords éventuels avec d'autres segments du même âge.

## I. LES BANDES MÉTAMORPHIQUES

La Sierra Morena est caractérisée par le développement de deux bandes ou «ceintures» métamorphiques de direction moyenne NW-SE. La plus septentrionale (M¹; cf. carte) apparaît sous l'aspect d'une très longue unité cristallophylienne passant par les localités de Campo-Major (au Portugal), Badajoz, Azuaga et Villaviciosa en Espag-

ne. Le seconde ceinture métamorphique (M²) se trouve plus au Sud; elle est constituée par les complexes de Aroche-Aracena et le massif de Lora del Río-Peñaflor c'est-à-dire par deux ensembles métamorphiques qui étaient probablement continus à l'origine et qui ont été séparés pour des raisons d'ordre tectonique.

### I-a) Position «paléogéographique» des sédiments métamorphisés dans M¹ et M²

Dans la mesure où des considérations de ce genre peuvent avoir une signification précise, certains faits marquants peuvent être retenus sur les conditions de dépôt des métasédiments de M¹ et de M².

#### Dans la ceinture métamorphique M¹.

Les terrains les plus anciens sont des sédiments (métamorphisés) d'origine arkosique et argilo-grése-grauwackeuse d'âge précambrien récent (Bard, 1967, 1969; et al. 1970; Teixeira, 1968) sur lesquels transgresse (en concordance apparente ou en discordance) une série d'abord détritique (Fricke, 1941; Lotze, 1961) puis calcaire et argilo-gréseuse cambrienne. D'après F. Lotze (1961) cette série serait très épaisse (sup. à 3000 m) et se serait sédimentée dans l'aire la plus subsidente de la Sierra Morena durant le Paléozoïque inférieur. Les conditions de dépôt durant l'Ordovicien (qui débute par des quartzites dits «armoricaïns») sont difficiles à préciser car les sédiments post-Arenig ont été érodés; il en est de même du Silurien et du Dévonien pour autant que ces sédiments se soient partout déposés dans la zone métamorphique M¹. Les dépôts du Carbonifère inférieur sont rares et localisés au NW Zafra; ces niveaux, fortement discordants sur le Paléozoïque inférieur, sont postérieurs au métamorphisme régional (Bard, 1969). La nature des sédiments suggère des conditions de dépôt dans une aire épi-

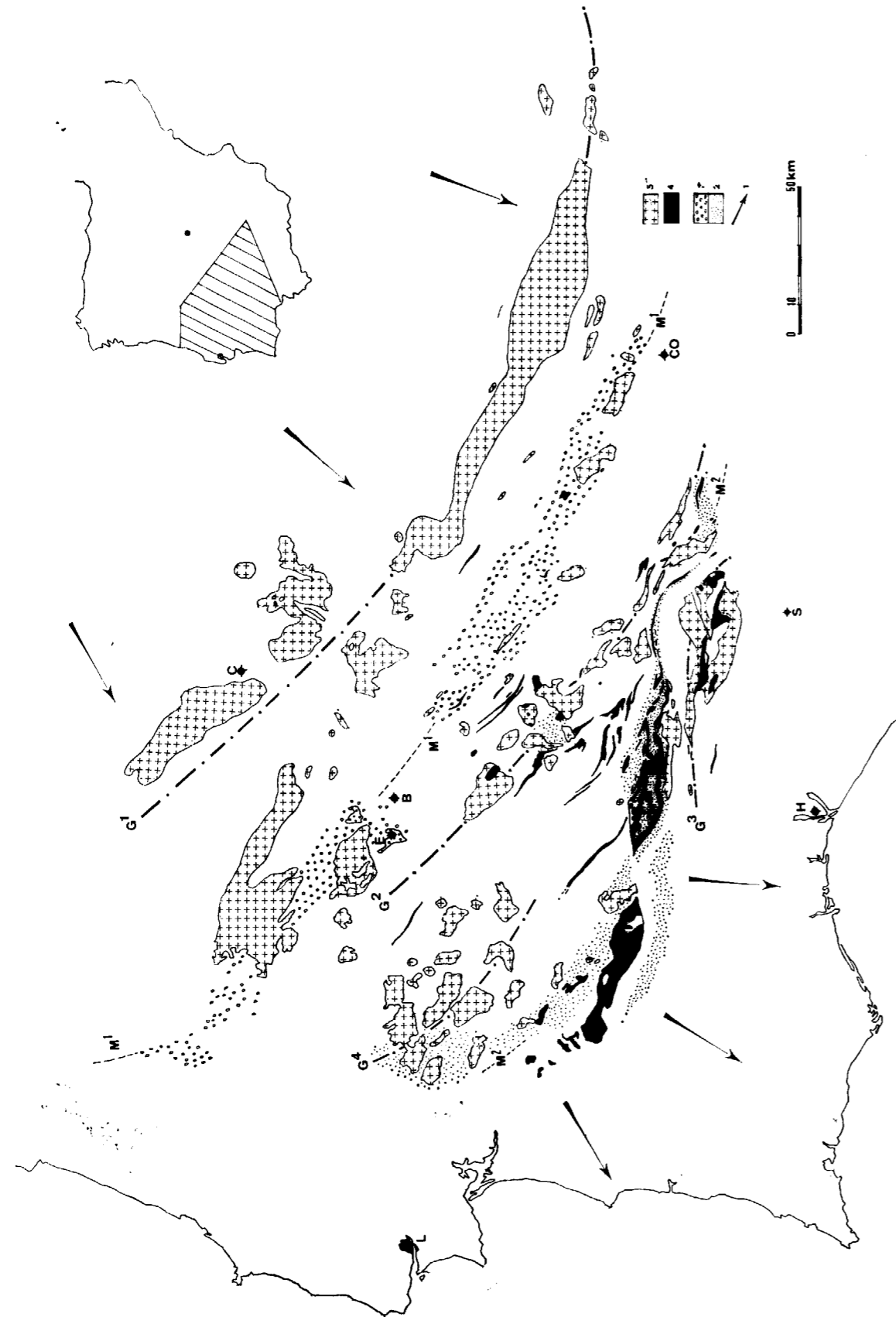


Fig. 1.—Carte de distribution des aires métamorphiques ( $M^1$  et  $M^2$ ) et granitiques ( $G^1$ ,  $G^2$ ,  $G^3$  et  $G^4$ ) du SW de la Péninsule ibérique. 1: sens de déversement des structures à la phase II; 2: zone métamorphique à disthène-sillimanite de Elvas-Badajoz-Cordoue; 3: ceinture métamorphique à andalousite-sillimanite de Aracena-Lora del Río; 4: roches basiques ante-syn- et posttectogéniques; 5: granites s. l.; B: Badajoz; C: Cáceres; CO: Córdoba; E: Elvas; H: Huelva; L: Lisboa.

continentale ou cotière (conglomérats et tufs volcaniques de base, grès calcaireux, calcaires et schistes argileux carbonés à plantes). Le Carbonifère supérieur (Stéphanien) est franchement continental et post-tectonique; les brèches et les conglomérats qui se trouvent à sa base renferment d'autre part des éléments de granites hercyniens.

#### Dans la zone $M^2$ .

Les terrains les plus anciens sont également rapportés au Précambrien récent (schistes et quartzites noirs de La Umbria; Bard, 1969) et sont recouverts en discordance par un complexe néritique et volcano-sédimentaire acide puis basique d'âge cambro-ordovicien probable. Ces niveaux passent progressivement à des phyllades et à des ampélites siluriennes elles même surmontées en discordance angulaire par un épais flysch grau-wackeux à intercalations lenticulaires de calcaires à crinoïdes dévoniens (Guzmann, 1968). Contrairement à la zone  $M^1$ , il semble que les dépôts du Paléozoïque inférieur se soient installés dans une aire de bordure de fosse ou de haut-fond; au Dévonien et au Carbonifère, ce secteur de la Sierra Morena est devenu plus subsident tout en gardant un caractère de zones instable et relativement peu profonde.

#### I-b) Evolution structurale

La bande métamorphique septentrionale a subi deux phases majeures de plissements. La première phase est caractérisée par de plis isoclinaux au moins métriques, de direction NNW-SSE et déversés vers l'WSW. Cette période de déformations est ante-viséenne et probablement (?) post-Dévonien moyen. Un métamorphisme régional a débuté avec cette première période tectogénique. La seconde phase importante est postérieure aux dépôts du Dinantien de Zafrá mais antérieure au Stéphanien de la région de Berlanga. Elle se manifeste par des microplis sub-isoclinaux WNW-ESE à plan axial légèrement déversés vers l'WSW. Une période de déformations tardives provoque à la suite de cette phase des ondulations qui sont à l'origine de la formation de dômes.

La bande méridionale  $M^2$  montre également les traces de deux phases majeures de plissements suivies d'un serrage tardif déformant la dernière schistosité. Les phases sont comparables par leur style à celles de la bande métamorphique précédente mais leur âge peut être légèrement différent (Bard, 1969). Comme dans la zone  $M^1$ , le métamorphisme régional a débuté avec la première

période tectogénique mais les stades paroxismaux ont été atteints dans l'interphase I-II. La zone métamorphique  $M_2$  est d'autre part caractérisée par un raseau de décrochements sénestres de direction moyenne NE-SW. Ces accidents sont postérieurs à un système de failles inverses WNW-ESE à plongement NNE, faible, elles mêmes postérieures à la mise en place de certaines granodiorites qui affleurent plus au S. Ces deux systèmes de cassures ont joué en failles inverses au moins après le dépôt des couches stéphano-permiennes du Rio-Viar. Leur forme sigmoïde peut être intégralement ou *pro-parte* liée aux contre-coups des plissements alpins des Cordillères bétiques.

#### I-c) Types métamorphiques

Les données fragmentaires (Bard, 1967, 1969) sur les modalités du métamorphisme régional de la bande septentrionale suggèrent que ce phénomène est du type à disthène-sillimanite et peut être (?-à l'Est, dans la région de Villaviciosa) du type intermédiaire de basse pression. Les séries métamorphiques sont relativement épaisses mais les conditions d'érosion ainsi (et surtout) que les structures ne permettent pas toutefois de franchir l'isograde muscovite (—). La stauroïtite est fréquente mais l'andalousite pas plus que la cordiérite n'ont été signalées à ce jour.

Plus au S, les caractères du métamorphisme de la bande  $M_2$  sont mieux connus dans les régions de Lora del Río (Fabries, 1963), et d'Aracena (Bard, 1969). Dans ces deux secteurs le métamorphisme régional est hercynien est du type de basse pression (ou, si l'on veut, à andalousite-sillimanite-cordiérite). A Lora del Río comme à Aracena, les phénomènes d'anatexie se développent largement dans les métasédiments silico-alumineux pour donner des granitoïdes *in situ* à cordiérite ou à cordiérite-hypersthène d'affinité charnockitique (Bard, opt. sit.). Les zones d'isométamorphisme de ces deux régions sont très étroites et permettent (tout du moins à Aracena) d'observer des métasédiments transformés sous les conditions de haute température ( $750^\circ\text{C} \pm 20^\circ\text{C}$ ) et de basse pression ( $P_L \geq P_F$  3,5 kb-4 kb) du faciès granulite à hornblende (sous-faciès hornblende-orthopyroxène; Bard, 1967-1969).

#### I-d) Magmatisme

Dans la bande  $M^1$ , le magmatisme antérieur à la première phase tectogénique se traduit par la mise en place d'un petit volume de roches basiques (orthoamphibolites massives au N de Ber-

langua, métagabbros et coulées spilitiques du Cambrien près de Zafra). Les intrusions «acides» anté-Phase I sont plus importantes. Dans la branche espagnole il s'agit en particulier de granites alcalins (ou d'affinité alcaline:  $G_0$  de Bard et Fabries, 1970) orthogneissifiés et plus ou moins blastomylonitiques. Ces roches semblent également affleurer dans la région de Portalegre au Portugal. L'originalité magmatique de la partie orientale et portugaise de  $M^2$  réside surtout dans la présence de roches hyper-alcalines; d'après C. Teixeira et al. (1956-1958) et P. Floor (en cours de pub.) il s'agit de granites et de syénites à riebeckite-aegyrine (région de Alter Pedrosa) et de gneiss granitiques et syénitiques à riebeckite-aegyrine ou à néphéline-aegyrine (région de Cevadais). L'âge de la mise en place de ces roches particulières est mal connu; on sait seulement qu'elles sont postérieures au Paléozoïque inférieur mais antérieures à la Phase I (c. à. d. ante-viséennes antérieures à la phase I (c. à. d. ante-viséennes) (Priem et al., 1969).

Les phénomènes éruptifs dans la bande métamorphique  $M_2$  sont notablement différents de  $M^1$ . Dans la région d'Aracena et de Lora del Río, les roches pré-tectogéniques basiques sont dominantes et relativement volumineuses (respectivement de l'ordre de 40 % et de 35 % de la superficie des affleurements). Il s'agit pour l'essentiel de tufs basiques et de métabasites alcalino-calciques (orthoamphibolitisés) et de métadolérites, de métagabbros ainsi que de très rares pointements de métadunites et de métawehrlites. Les roches acides sont réduites à des tufs acides (porphyroïdes) et quelques coulées de métarhyodacites (kératophyres s. l.).

Le magmatisme post-métamorphique et post-Phases I et/ou II, est peu développé dans la bande septentrionale  $M^1$ . Il s'agit, en l'occurrence, de quelques filons de dolérites et de quelques stocks de diorites et de gabbros ophitiques à clinopyroxène-hornblende  $\pm$  biotite. Les massifs granitiques tardi-orogéniques sont exceptionnels (région de Villaviciosa et de Alburquerque au Portugal). Dans la bande méridionale le magmatisme post-Phase I (et peut être post — Phase II) est surtout localisé à l'W de la région d'Aracena. Dans ce secteur affleurent des norites, des gabbros et des diorites (parfois orbiculaires-Bard, 1969) à bronzite-augite-hornblende brun-pâle et à biotite généralement cantonnés dans les zones profondes du métamorphisme et plus rarement dans l'épizone. En dehors de ces roches, il existe des intrusions basiques et acides très volumineuses (gabbros-troctolites, granophyres et rhyolitoides, de la région de Beja-Portugal) dont la mise en place semble postérieure à la Phase I, et antérieure à la formation de décrochements sénestres (ou à un

rejeu tardif de ces derniers). Les intrusions granitiques franchement postérieures à la Phase II très rares; il existe quelques petits massifs au SW d'Aracena et un complexe décroché de granites calco-alcalins et de tonalites dans la région de Aroche (Espagne) et de Pias (Portugal).

## II) LES BANDES GRANITIQUES

Comme le montre la figure 1, les granites s. l. de la Sierra Morena tendent nettement à se concentrer dans quatre zones différentes qui sont, du N au S:

- La zone, au bande,  $G^1$  comprise entre les localités de Cáceres et de Linares (Prov. de Jaén-Espagne).
- La zone  $G^2$  qui s'étend entre Barcarrota (Badajoz) et Constantina (Séville).
- La zone  $G^3$  comprise entre Gil Márquez (Huelva) et Castilblanco (Séville).
- La zone  $G^4$  exclusivement représentée par des massifs situés au Portugal dans la région de Evora.

### II-a) La bande granitique $G^1$

#### II-a-1) Pétrographie des intrusions.

Les granites s. l. de cette bande sont surtout localisés dans le grand batholite de Los Pedroches et dans les massifs de Mérida, Montánchez et Cáceres. La pétrographie détaillée de ces diverses intrusions est encore très mal connue. Parmi les faciès que nous avons rencontrés dans le batholite de Los Pedroches il semble que ce soient des granodiorites à microcline mal quadrillé-An 25-35-biotite  $\pm$  muscovite ( $\pm$  10 %) qui soient prédominantes. Le massif de Mérida est plus compliqué; il s'agit schématiquement d'un complexe formé à l'E par des diorite, des tonalite, des gabbros et analogues à l'W par des granodiorites et des microgranites analogues à ceux de Los Pedroches (Sos Baynat, 1964).

#### II-a-2) Contexte stratigraphique encaissant.

La région dans laquelle s'est mis en place le grand batholite de Los Pedroches est vraisemblablement celle qui est la mieux connue sur le plan stratigraphique. Un bref résumé des connaissances sur ce secteur montre (Maas, 1963; Tamain, 1968; Bouyx, 1969) que les sédiments les plus anciens sont constitués par un complexe schistogréso-porphyroïdique pré-ordovicien et d'âge Pré-cambrien récent ou Cambrien inférieur probable.

Ce complexe est surmonté en discordance angulaire (Phase «sarde») par une série schisto-gréseuse ordovicienne débutant par des conglomérats et des quartzites et qui est surmonté, en discontinuité siluriennes. Le Dévonien inférieur ou néo-Dévonien forme l'essentiel des niveaux intrudés par le batholite de Los Pedroches. Discordants sur les couches siluriennes, ces niveaux constituent un puissant et monotone flysch gréso-pélimitique (formation «Campana») renfermant localement vers sa base des lentilles conglomératiques.

D'après W. Henke (1926) les assises supérieures de ce flysch sont dinantienne et prennent l'allure des faciès du Culm rhénan. Les données de G. Poupon et al. (1969) montrent toutefois que l'extension de ce faciès n'est pas limitée aux seules couches carbonifères car des niveaux d'âge dévonien inférieur ont été reconnus à la base de la formation «Campana». Les roches encaissantes des massifs de la région de Cáceres sont essentiellement constituées par des niveaux schistogréso-grauwackeux très épais d'âge précambrien récent (Couches de Valcasa, Lotze, 1956). Ces niveaux sont localement surmontés en discordance par de rares affleurements conglomératiques et argilo-gréseux cambriens (Lotze, 1961) eux-mêmes recouverts par des quartzites armoricains également discordants (Phase sarde, Lotze, op. cit.). Les mêmes remarques peuvent être faites quant à l'encaissant du complexe intrusif de Mérida; dans cette région, les couches cambriennes semblent plus épaisses (environ 2000 m) et se seraient sédimentées sur le flanc NW de la fosse subsidente cambrienne (Lotze, op. cit.).

#### II-a-3) Évolution structurale.

Les granites s. l. de la bande  $G^1$  se sont mis en place dans une région où les mouvements «sardes» semblent les mieux exprimés de la Péninsule. Ces mouvements ne vont pas toutefois jusqu'à donner des plis et on ne connaît pas d'autre part de schistosité anté-ordovicienne dans les couches rapportées au Précambrien récent et au Cambrien. La phase sarde ainsi d'ailleurs que les «phases» qui se situent à la limite ordovicien-silurien (mouvements taconiques) et silurien-dévonien (mouvements calédoniens), sont en fait des périodes de déformations épirogéniques vraisemblablement accompagnées d'ondulations à grand rayon de courbure et peut être du jeu de failles normales. Les premières déformations tectogéniques importantes sont postérieures au Culm dévono-dinantien et sont représentées par des plis métriques à hectométriques à plan axial sub-vertical ou faiblement déversé vers l'WSW-SW, (s'est dans une macro structure synclinale de cette phase que s'est mis

en place le batholite de Los Pedroches). Après cette phase tectogénique majeure, divers auteurs Henke, opt. cit.; Tamain, 1966) ont reconnu une période de serrages tardifs qui se traduit surtout par la formation de failles inverses ENE à EW et, semble-t-il de recouvrements anormaux parfois située à la base d'écaillés chevauchantes vers le S. Dans la partie occidentale du batholite de Los Pedroches, R. Maas (1963) décrit en outre un système de décrochements NE-SW à NW-SE postérieure au Néo-Dévonien et d'âge tardi-hercynien probable.

#### II-a-4) Magmatisme.

En dehors des grands batholites granitiques et de quelques intrusions de diorite, la zone  $G^1$  n'a été que très localement le lieu de mise en place de roches éruptives. Les seules manifestations pré-tectogéniques qui ont été reconnues se signalent par des tufs et des coulées de diabase d'âge Llandeilo-Caradoc (Richter, 1967) et Asghill (Mass, opt. cit.).

### II-b) La bande granitique $G^2$

#### II-b-1) Pétrographie des intrusions.

Les données de J. P. Bard et J. Fabries (1970) sur le granitoïdes de cette seconde bande montrent qu'il existe plusieurs massifs parfois très différents sur le plan pétrographique et structural.

*Massif de Barcarrota:* il s'agit d'un granite écrasé (mylonitisé) ( $G_0$ ) à gros grain et à tendance porphyroïde; l'association minérale du faciès commun se résume à l'assemblage quartz-orthose «rapakiwi» albitisée plagioclase — An 30-22 — biotite brun noirâtre. Dans la partie N, ce granite est intrusif dans des tonalites et dans des diorites; il renferme d'autre part des faciès leucocrates alcalins à quartz-orthose fortement perthitique-biotite brun noirâtre —ferro-hastingsite — minéraux accessoires (dont de la fluorine).

*Massifs de Salvatierra, de Burguillos, de Valencia de Ventoso, de El Pedroso, etc.:* Ces divers massifs sont essentiellement constitués par un enchevêtrement complexe de faciès granodioritiques ( $G_0$ ) adamellitiques et tonalitiques. Les granodiorites sont le plus souvent à orthose ou à microcline (parfois en phénocristaux) plagioclases fortement zonés (andésine à oligoclase basique) — biotite brune  $\pm$  hornblende  $\pm$  clinopyroxène. Sur le plan quantitatif, la composition des tonalites et des diorites est très variable; l'association minérale est généralement: quartz — plagioclase très zoné An 40-24 — orthose ( $\leq$  5 %) — biotite bru-

ne — hornblende — clinopyroxène ± cumingtonite — opaques.

A côté de ces principales variétés pétrographiques, les granodiorites et les tonalites sont associées à toute une gamme de matériaux dont des microgranites, des granophyres, des dolérites et des microgabbros. Le cortège pegmatitique est remarquablement peu développé.

Par ailleurs, certains massifs de la bande G¹ sont formés par un granite à microcline et à deux micas (environ 8 % de muscovite); les observations de J. Fabriès (opt. cit.) dans le batholite du Garrotal suggèrent toutefois que cette variété se situe à la bordure des granodiorites G² et qu'il ne s'agit pas de véritables granites alcalins à deux micas tels ceux du NW de la Péninsule (Capdevila, 1969; et al., 1970).

#### II-b2) Contexte stratigraphique encaissant.

Quatre vingt pour cent environ des massifs granitiques s. l. de bande G² se sont mis en place dans un complexe schisto-grésograuwackeux d'âge Précambrien récent (Bard et al. 1970). Ce complexe, très épais (sup. à 2000 m), est surmonté en discordance (conglomérats et Porphyroïdes de Bodonal, Bard, 1965; Vegas, 1968) par des terrains cambriens (calcaires massifs, série argilo-gréseuse et volcanites basiques — Lotze, 1961) dont la puissance est estimée aux alentours de 2000 m. L'absence de matériaux plus récents ne permet pas de se faire une idée précise sur les conditions de dépôt du Paléozoïque moyen et supérieur.

#### II-b3) Evolution structurale.

La bande G² est une région où se sont superposées deux phases tectogéniques majeures. La première phase est caractérisée par des plis couchés isoclinaux d'amplitude centimétrique à métrique et plus rarement hectométrique (au N de Fregenal par ex.). Ces plis ont une direction NNW-SSE et sont contemporains d'une schistosité de flux ou «sub-de flux» (S₁). Un métamorphisme régional de faible intensité (sauf au S. de Burguillos del Cerro) est contemporain de cette période de déformation. La seconde phase donne l'essentiel des macrostructures actuelles; elle s'exprime par des plis hectométriques à kilométriques NW-SE, synschisteux (S₂ = clivage de fracture ou crénulation de S₁) et à plan axial déversé vers le SW.

Ces deux périodes de plissements majeurs ont été suivies par une phase de compression qui donne des failles inverses NW-SE plongeant vers le

NE et des décrochements sénestres visibles dans la région de Almadén de la Plata.

#### II-b4) Magmatisme.

L'activité magmatique pré-tectogénique et antérieure à la phase I de la bande granitique G² se traduit surtout par la mise en place de dolérites et de gabbros ophitiques à clinopyroxène — hornblende ± olivine ± biotite. Ces roches sont vraisemblablement contemporaines de l'épanchement de coulées splitiques visibles dans la région de Cumbres Mayores (Huelva). Certains pointements de coulées splitiques de la région de Cumbres Mayores (Huelva). Certains pointements situent clairement l'âge relatif de leur intrusion (ante-phase II ?). Il en est de même des granites et des roches congénères de Barcarrota; ces matériaux sont écrasés mais on ne connaît par l'âge précis de la cataclase et des recristallisations qui l'accompagnent localement.

Après la phase II et en dehors des batholites granodioritiques et dioritiques, la bande G² a été traversée par quelques filons de dolérites et de microgranites.

#### II-c) La bande granitique G³

Les granites s. l. les plus méridionaux sont essentiellement localisés entre les localités de Gil Márquez (Huelva) et de Castiblanco (Séville) où ils forment plusieurs batholites tel celui de El Coto (au S. d'Aracena) de Campofrío, de la Granada, de Castiblanco, etc.

#### II-c1) Pétrographie des intrusions.

La composition minéralogique des divers batholites de la bande G³ est trop variable et pour que l'on puisse la résoudre à une simple association minérale (cf. Bard et Fabriès, 1970). Le petit massif de Gil Márquez fait toutefois exception à cette règle car il s'agit de granodiorites orthogneissifiées à quartz — orthose microclinisée — An 38-20 et An 0-5 — hornblende — biotite riches en enclaves tonalitiques; ces matériaux se sont mis en place avant la deuxième phase de plissement. Les granodiorites post-II phase constituent plusieurs complexes caractérisés par une imbrication de facies acides (granites calco-alcalins, granophyres et microgranites) et de facies basiques (gabbros à augite-hornblende, dolérites holocristallines). Dans la partie occidentale de la région de Séville, ces complexes avoisinent avec des stocks

de gabbros et de dolérites dont la pétrographie détaillée est encore méconnue.

#### II-c2) Contexte stratigraphique encaissant.

Les terrains les plus anciens qui affleurent dans la bande G³ sont représentés par une série rythmique de phyllades noires et de quartzites d'âge silurien probable. Ces niveaux sont surmontés (en discordance ?) par des grauwackes gréseuses puis par des couches argilo-grésospsammitiques d'âge dévonien inférieur (?).

Dans la région de Río Tinto et de Mertola (Portugal) divers auteurs (Delgado, 1876; Mac Gillavry, 1961; Van den Boogaard, 1967; Pfefferkorn, 1968) ont reconnu une série volcano-sédimentaire acide fammenjienne à tournaisienne surmontée par un épais flysch (culm) grauwackeux viséo-moscovien renfermant des épisodes conglomératiques et volcaniques basiques. Divers auteurs (dont Mac Gillavry, opt. cit.) sont arrivés à la conclusion que le Culm carbonifère du Sud de la Péninsule était un «sédiment syntectonique» dont les constituants provenaient du démantèlement d'une zone septentrionale en cours d'émergence. S'il en est ainsi, les matériaux détritiques de cette zone se seraient sédimentés plus au Sud dans une aire peu profonde, fortement subsidente et perturbée par une activité volcanique basique (spilites).

#### II-c3) Evolution structurale.

La bande granitique G³ a été le siège de trois phases de plissement dont les deux premières sont les plus importantes. La phase I correspond à des plis isoclinaux NW-SE, au moins métriques et déversés vers le SW. Ces plis sont contemporains d'une schistosité de flux S₁ symmétrique (les associations minérales ne dépassent pas l'isograde biotite (+)) absente des séries d'âge carbonifère inférieur. La seconde phase se traduit par des plis E-W à WNW-ESE d'amplitude métrique à décimétrique parfois fortement déversés vers le S ou le SW. Une schistosité de fracture S₂ voisine du flux accompagne cette seconde période de plissement; cet élément structural est post-viséen et également postérieur à la mise en place de la granodiorite de Gil Márquez (Bard, 1969; Bard et Fabriès, 1970). La foliation prise par ces roches correspond au clivage S₂ ce qui est également confirmé par les relations entre tectonique et métamorphisme de contact dans les séries encaissantes de cette granodiorite écrasée. La troisième phase n'est pas toujours représentée. D'après T. Febrel (1965) et H. W. Pfefferkorn (1968) il s'agit d'un serrage tardif générant un clivage de fracture

plan axial de plis en genoux centimétriques. Cette troisième phase est peut-être contemporaine d'un réseau de failles inverses approximativement EW et plongeant faiblement vers le N.

Le dernier événement tectonique majeur qui affecte la zone G³ correspond à la formation de décrochements sénestres de direction E-W à NE-SW. Ces décrochements sont postérieurs à la mise en place des intrusions granitiques dans lesquelles ils provoquent une intense mylonitisation non accompagnée de recristallisations importantes.

#### II-c4) Evolution magmatique.

Les traces d'une activité magmatique antérieure à la première phase tectogénique se manifestent à divers niveaux des séries rapportées au Silurien et au Dévonien inférieur.

Il s'agit de l'essentiel de tufs basiques et de coulées de metabasaltes (spilites s. l.); mais à la base comme dans la partie moyenne des terrains siluro-dévonien il existe également des matériaux volcano-sédimentaires acides ainsi que des coulées de roches rhyodacitiques à dacitiques.

Après la phase I mais avant la seconde période tectogénique, un important épisode volcanique acide (kératophyres s. l., Soler, 1969) vient perturber la sédimentation des couches tournaisiennes du Culm de Huelva. Cette activité acide se parallélise avec la mise en place de roches basiques (spilites), roches qui continuent par ailleurs à s'épancher à diverses époques du Carbonifère marin inférieur et moyen.

A l'exclusion du cas particulier présenté par la granodiorite orthogneissifiée de Gil Márquez, la plupart des intrusions de la zone G³ sont au moins postérieures à la deuxième phase de plissement mais antérieures aux décrochements ainsi qu'au dépôt des couches stéphano-permiennes du Río Viar.

Une étude plus détaillée de la chronologie relative de mise en place des matériaux affleurant dans ces batholites montre toutefois (Fabriès et Sadran, 1959; Bard et Fabriès, 1970) que la période granitique s. s. a été immédiatement précédée et suivie par l'intrusion de gabbros et de diorites holocristallines.

#### II-d) La zone granitique G⁴

Les granites s. l. de la zone G⁴ se répartissent dans une aire grossièrement circulaire, c'est-à-dire de façon notablement différente des autres massifs du Sud de la Péninsule; exclusivement distribués au Portugal, ces intrusions forment des stocks elliptiques dont le grand axe a une orientation moyenne NW-SE.

II-d-1) *Pétrographie.*

Les intrusions de la zone G⁴ sont essentiellement constituées par des tonalites, des diorites et rarement, par des granodiorites (Carvalhosa, 1970). La pétrographie de ces matériaux est encore mal connue dans le détail.

II-d-2) *Contexte stratigraphique encaissant.*

Dans leur partie orientale, ces massifs de G⁴ se sont mis en place dans une région où les roches les plus anciennes sont constituées par un complexe relativement épais de phyllades et de métatufs basique. (Complexe schisto-volcanique de San Marcos do Campo; Carvalhosa, 1965.)

Non daté du côté portugais, ce complexe se prolonge en Espagne dans la région d'Aracena où il représente (Bard, 1969) le Silurien et (?) la débris d'encrines ainsi que des restes de végétaux partie très supérieure d'un Cambro-Ordovicien indifférencié.

Plus à l'W, dans la région de Monte Moro, certains plutons de la zone G⁴ font intrusion dans des métamorphites de haut grade parfois migmatisées et granitisées (complexe métamorphique de Evora). L'âge de cet encaissant cristallophyrien n'est pas connu mais il n'est pas exclu qu'il s'agisse de niveaux du Précambrien récent métamorphisés pendant la première phase hercynienne.

Les niveaux paléozoïques les plus récents affleurant au N de la zone G⁴ sont constituées par un puissant flysch gréso-grauwackeux discordant sur les séries précédentes. Ce flysch renferme des que le situeraient (Texeira, 1951; Lotze, 1951; Schneider, 1951) au Dévonien inférieur et moyen.

II-d-3) *Evolution structurale.*

Les événements tectoniques décrits dans la bande métamorphique d'Aracena (M² de cette étude) semblent se prolonger dans la zone granitique G⁴ mais on connaît mal l'évolution structurale de ce secteur portugais.

II-d-4) *Magmatisme.*

Les plutons tonalitiques et granodioritiques de G⁴ sont postérieurs au magmatisme pré-tectogénique des séries siluriennes du complexe de San Marcos do Campo. Ce magmatisme est essentiellement constitué par des roches vertes (spilites s. l.) et leurs produits pyroclastiques. D'après A. Carvalhosa (1965) il existe d'autre part et plus

au S, des dykes NE-SW de dolérites à pigeonite dont la mise en place est postérieure aux intrusions granitiques. Plus au Sud, dans la région de Beja, il existe par ailleurs un très vaste massif de roches basiques (lopolite) tardi-hercyniennes parmi lesquels L. Celestino *et al.* (1970) ont décrit des «anorthosites» et divers gabbros à olivine-orthopyroxène. Dans le même secteur affleurent également des granophyres cataclasés par la deuxième phase hercynienne (A. Ribeiro, com. pers.).

## III. SYNTHÈSE DES DONNÉES SUR LE BANDES MÉTAMORPHIQUES ET GRANITIQUES

Comme cela est illustré dans la figure 2, nous avons résumé les principales caractéristiques des diverses bandes métamorphiques et granitiques du segment hercynien sub-ibérique. La synthèse de ces données permet de constater les faits suivants:

III-a) *En ce qui concerne les bandes métamorphiques*

Dans les ceintures M¹ et M², le métamorphisme régional a débuté avec la première phase tectogénique et son amplitude paroxismale tend à se situer dans une interphase tectonique I-II.

Le métamorphisme de la bande M¹ est anté-Dinantien; ce phénomène est peut-être du même âge ou légèrement plus récent dans la bande méridionale M².

Les types de métamorphisme sont différents; dans la bande M¹ le métamorphisme est à disthène-sillimanite ou intermédiaire de basse pression alors que dans la bande M² le métamorphisme est franchement de basse pression ou à andalousite-sillimanite.

La bande métamorphique M¹ s'est installée dans une région qui a fonctionné en «fosse géosynclinale» très subsidente pendant le Paléozoïque inférieur. La bande méridionale M² à andalousite-sillimanite s'est au contraire superposée à une région où le Paléozoïque inférieur se sédimentait sur une bordure de fosse ou sur une zone de haut-fonds.

Le magmatisme pre- et post-tectogénique est essentiellement sialique dans la bande métamorphique à disthène-sillimanite (M¹); il est d'autre part relativement peu développé et présente la caractéristique de renfermer une série de roches hyperalcalines saturés ou à déficit de SiO₂. Dans la bande à andalousite-sillimanite M², le magmatisme pré-tectogénique est au contraire essentiellement basique et exceptionnellement ultra-basique. Les matériaux mis en place après les phases de

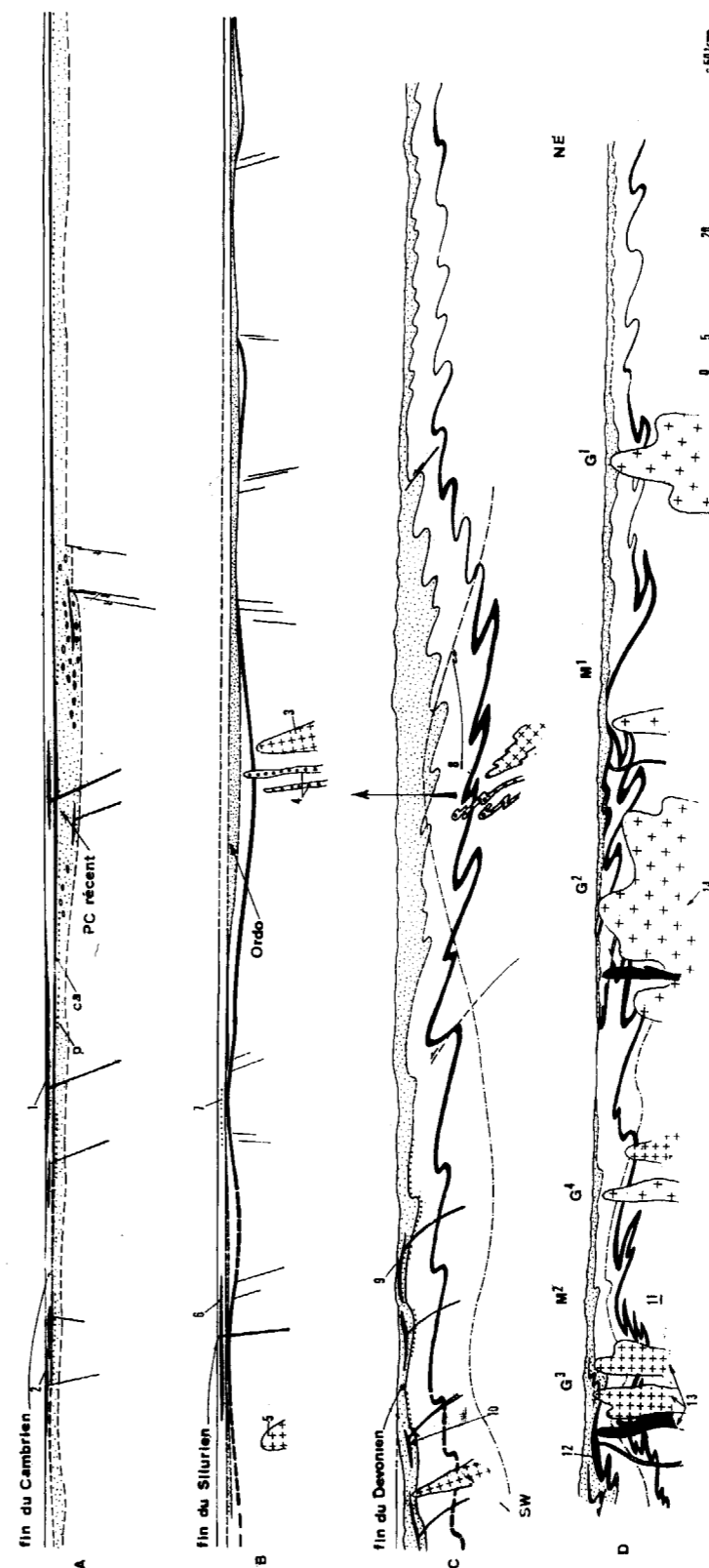


Fig. 2.—Evolution géotectonique schématique du segment hercynien sud-ibérique. A: à la fin du Cambrien (PC = Précambrien récent représenté par la «Série Noire» et, vers la base, par un complexe volcano-sédimentaire acide et basique renfermant des intercalations de métagrauwackes feldspathiques de type Ollo de Sapo; p: conglomérats et porphyroïdes de base du Cambrien; Ca = calcaires du Georgien à Archeocyathus; 1: spilites; 2: volcano-sédimentaire acide de Aracena (Série de Jabugo; Cambrien incertain); B: à la fin du Silurien; en pointillé l'Ordovicien moyen et supérieur; 3: granite s. s. de Llera et d'Almendralejo; 4: granites alcalins de Aceuchal et roches hyperalcalines de Cevadais (Portugal); 5: «trondjhemite» de Gil Márquez; 6: complexe volcanique basique de la Ribera de Huelva; 7: conglomérats siluriens intraformationnels du Sud de Encinasola; C: à la fin du Dévonien; première phase tectogénique affectant (pour l'essentiel ?) les formations de l'axe Elvas-Badajoz-Cordoue. En pointillé: Dévonien inférieur et moyen (localement incomplet dans l'axe Badajoz-Cordoue); 8: isograde biotite (+) dans l'axe Elvas-Badajoz-Cordoue; 9: spilites et dolérites alcalines; 10: quartz-keratophyres et roches acides associées; la flèche indique l'amorce d'un «uplift» après la première phase tectogénique symétrique de l'axe Elvas-Badajoz-Cordoue; D: avant le Westphalien D et après la deuxième phase tectogénique; en pointillé: du Faménien ou du Viséen au Westphalien moyen; 11: ceinture métamorphique d'Aracena-Lora del Río (à andalousite-sillimanite); 12: volcano-sédimentaire acide (quartz-keratophyres et porphyroïdes de Huelva); 13: complexes granites-roches vertes du Nord de la Province de Huelva; 14: granodiorites tardives; M et G: bandes métamorphiques la bandes granitiques du SW de la Péninsule.

plissements I et/ou II son abondants et forment une série comagntique calco-alcaline dont les pôles sont représentés par des norites à biotite (ou des cortlandites ?) et des diorites quartzites. A la différence avec la bande métamorphique M¹, ces diverses roches ont une extension temporo-spatiale plus importante que dans la zone septentrionale.

Les phénomènes d'anatexie sont particulièrement bien développés dans la bande M² où l'on observe des granitoïdes ± homogènes à cordiérite et, plus rarement, à cordiérite-hypersthène.

### III-b) En ce qui concerne les bandes granitiques.

#### Sur le plan pétrographique.

a) Les faciès granodioritiques et tonalitiques sont nettement prédominants en Sierra Morena. Les granites porphyroïdes calco-alcalins (granites à «dent de cheval») ainsi que les granites alcalins à deux micas ne sont pas représentés dans cette branche du segment hercynien ibérique.

b) L'association granodiorites / roches basiques tardi-hercyniennes (dolérites-gabbros) est plus fréquente dans les bandes méridionales (G³ et G⁴) que dans les bandes septentrionales (G₁ et G₂).

c) Les faciès hypovolcaniques sont d'autre part nettement plus fréquents au S qu'au N de la Sierra Morena.

#### Sur le plan structural.

a) Les batholites granodioritiques sont postérieurs à la deuxième phase tectogénique hercynienne.

b) Il ne semble y avoir de relations systématiques entre la position des batholites et les macrostructures postérieures à la phase II. On remarque toutefois que les batholites septentrionaux se sont mis en place dans le coeur d'un synclinorium (G¹) ou d'un anticlinorium (G²) respectivement issus des phases I et II, alors que les massifs des zones G⁴ et de G³ sont intrusifs dans les flancs N et S d'une macrostructure anticlinoriale tardi-hercynienne (anticlinorium d'Aracena).

#### Relations avec le métamorphisme régional.

Les intrusions postérieures à la phase II tendent fortement à se mettre en place dans des métasédiments épizonaux, de part et d'autre des zones fortement métamorphosées avant la phase II.

#### Relations avec l'évolution paléogéographique.

Il ne semble pas y avoir de lien particulier entre la position des batholites granodioritiques et l'évolution paléogéographique des roches encaissantes. On note toutefois que les grands batholites de la bande G₁ se sont mis en place sur la bordure septentrionale de ce qui fut la «fosse géosynclinale» durant le Paléozoïque inférieur. Cette zone correspond à la bordure de la «Mittelschwelle» cambrienne de F. Lotze (1961) ou, si l'on veut, à la bordure d'une plateforme dont l'évolution a été marquée par divers mouvements épirogéniques («Phases» assynclique, sarde, taconique) et une tectogénèse de niveau structural supérieur relativement simple (une phase majeure de plissement suivie de décollements tangentiels).

#### Autres caractères.

Les intrusions de la zone G₄ mises à part, on remarque que le volume apparent des massifs intrusifs diminue depuis la bande G₁ jusqu'à la bande G₃. Dans un autre ordre d'idée, on note enfin que les «uplifts» tardi-orogéniques semblent plus importants entre les deux ceintures métamorphiques M₁ et M₂.

## IV. INTERPRÉTATION

### a) Origine de l'alternance des zones métamorphiques et granitiques

Parmi les caractères qui viennent d'être résumés ci-dessus, il semble que ceux qui offrent le plus d'intérêt quant au problème de l'alternance des zones métamorphiques et granitiques soient d'une part l'antériorité du métamorphisme régional par rapport à la mise en place des batholites granitiques et, d'autre part, le fait que les isogrades aient été déformés par une seconde phase de plissement puis par des bombements tardifs.

Sans présupposer ici du lieu précis de formation des divers massifs granitiques du secteur étudié, il ressort en effet que l'ascension de ces massifs granitiques s'est effectuée dans un édifice orogénique très évolué et déjà partiellement «cratonisé» sous les effets du métamorphisme régional. Ce dernier phénomène s'exprimant en particulier par un deshydratation d'autant plus complète des matériaux préexistants que l'on approche les isogéothermes «profonds», il s'ensuit que les magmas granitiques auront plus de facilités à pénétrer et à assimiler les couches supérieures de l'orogène si celles-ci offrent un écran de roches rela-

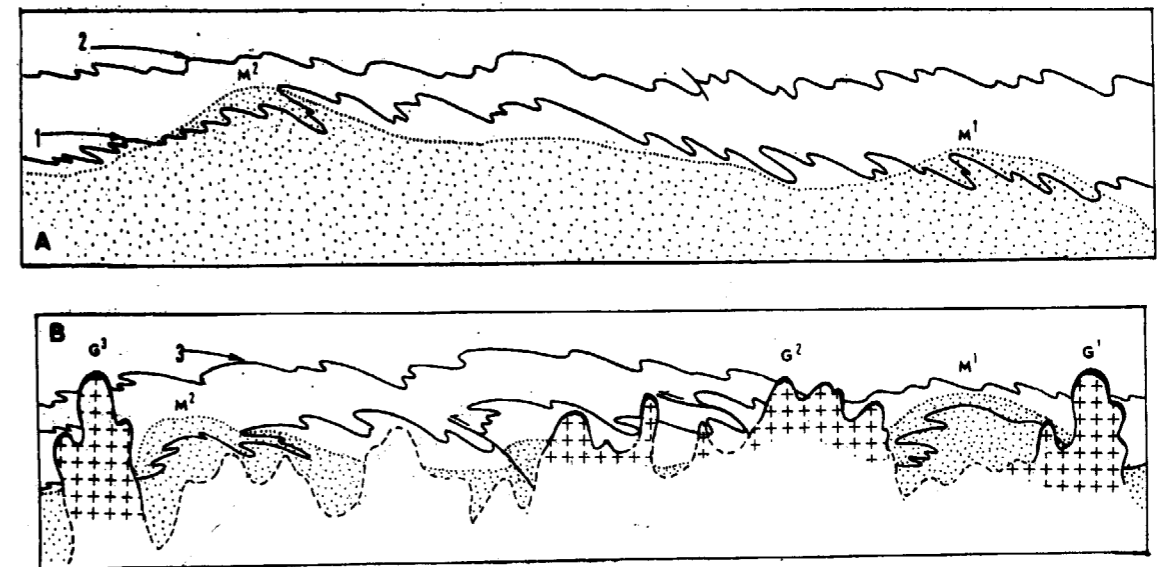


Fig. 3.—Relations entre la distribution des aires métamorphiques et granitiques dans le SW de la Péninsule. A: en prenant pour niveaux-repères les calcaires du Cambrien inférieur (1) et les niveaux de base du Dévonien inférieur (2) on voit que les isogrades du métamorphisme dans les ceintures M¹ et M² figurent sous l'aspect de dômes thermiques; B: après la phase II, les isogrades sont replissés; les granites s. l. tardifs (les plus fréquents et les plus volumineux) se mettent préférentiellement en place dans les parties superstructurales les moins affectées par les processus métamorphiques. (3: niveau repère représenté par les séries de base du Carbonifère inférieur.)

tivement peu métamorphiques. Un dispositif favorable à une telle progression est réalisé lorsque les roches épimétamorphiques du segment sont relativement épaisses du fait du caractère synforme des isogrades, caractère qui peut être essentiellement primaire si les isogéothermes n'étaient par «horizontaux» au moment du métamorphisme ou secondaire et postérieurement acquis pour des raisons tectoniques.

Comme cela est illustré par la figure 3; la reconstitution des structures du segment hercynien sud-ibérique vers le Carbonifère moyen montre précisément que la très grande majorité des batholites granitiques se met en place dans des matériaux qui ont subi les conditions du faciès schistes verts, de part et d'autre des ceintures méso-ou catamétamorphiques aux isogrades plissés et probablement «voutés» avant la phase II. Il semble donc que l'interprétation exposée ci-dessus (c'est-à-dire le rôle d'écran ou de frein joué par l'encaissant métamorphique) puisse être à l'origine de l'alternance des zones métamorphiques et granitiques signalée dès le début de cette étude dans le SW de la Péninsule.

### b) Evolution géotectonique du segment hercynien sud-ibérique

L'exposé des données précédentes et l'interprétation que nous fournissons sur le dispositif des

zones métamorphiques et granitiques permettent de compléter le schéma que nous avons proposé (Bard, 1969) sur l'évolution géotectonique du segment hercynien sud-ibérique.

Nous avons volontairement négligé de discuter



Fig. 4.—Cartes des anomalies gravimétriques de Bouguer dans la Péninsule Ibérique (d'après l'Inst. Geog. Cat. España, 1968). 1: zone des anomalies négatives; 2: zone des anomalies positives; 3: limite schématique des affleurements du Paléozoïque du bloc hespérique.

jusqu'ici l'origine de la variabilité des types métamorphiques comme celle des roches éruptives or il paraît évident que cette variabilité, comme celle des caractères paléogéographiques ou structuraux, est le reflet d'un processus géodynamique qui concerne l'orogène s. s. et son «site crustal». Sur ce dernier point les renseignements qui sont en notre possession sur la configuration et la nature de la croûte avant comme après les plissements hercyniens sont respectivement inexistantes ou très imprécis.

Dans l'état actuel des connaissances, les données géophysiques fournies par l'Instituto Geográfico y Catastral (1968) montrent (cf. fig. 4) que les anomalies gravimétriques négatives de Bouguer sont les plus marquées vers le centre de la Péninsule c'est à dire «sous» les Sierras de Guadarrama et de Gredos. Les renseignements fournis par le même organisme indiquent par ailleurs que le Sud du Portugal et la partie occidentale de

la Sierra Morena sont le siège d'une importante anomalie positive qui serait le reflet, en profondeur, de l'importante masse de roches basiques en grande partie hercynienne qui affleure dans le re post-Carbonifère aciée à une connaissance relativement précise sur l'épaisseur et la structure des terrains paléozoïques suggèrent vivement que le segment hercynien sub-ibérique s'est installé sur un batis sialique (vieux socle précambrien) devenant de plus en plus épais depuis la pointe S du Portugal jusque vers les Sierras Centrales espagnoles.

Bien que discutable, cette interprétation des données géophysiques serait en accord avec certaines conclusions qui découlent de la comparaison entre le schéma géotectonique du segment hercynien sub-ibérique et divers modèles d'orogènes récents. Il est toutefois important de souligner dès à présent que cette comparaison offre plus l'avantage de mieux articuler certains éléments mal «calés»

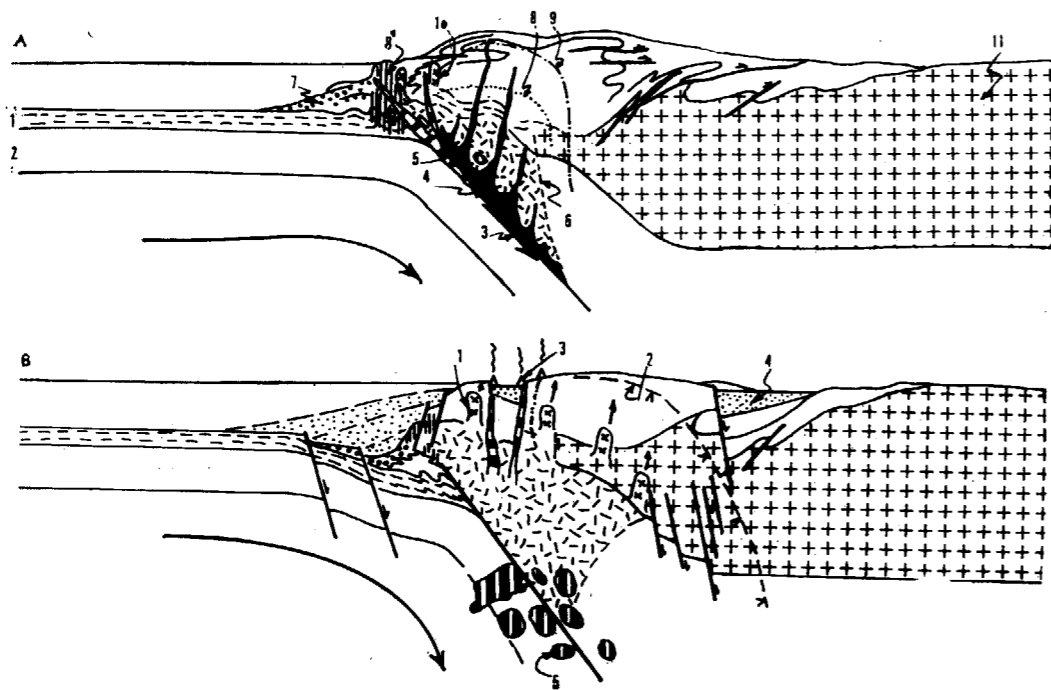


Fig. 5.—Modèle d'un orogène «orthotectonique» (d'après J. F. Dewey, 1969). A: pendant la période tectogénique majeure, la plaque océanique (1 et 2) s'ennoie sous un continent (11) le long d'un plan de Benioff (3). La couche océanique (1) est réactivée le long de ce plan et il se forme des magmas basiques (4) en partie aux dépens de roches ultra-basiques (5); ces derniers s'injectent dans une zone riche en dikes et en sills basaltiques (basaltic root = 6). La progression du «basaltic root» est à l'origine de la propagation d'une enveloppe thermique responsable de l'anatexie (des métasédiments (8 = front de l'anatexie; 10: granodiorites, monzonites et diorites précoces) et du métamorphisme régional (de haute température et de basse pression (9) ou de haute pression dans la zone marginale (8')). En 7, se dépose un sédiment (ici des «argiles scagliosa») qui résulte du démantèlement progressif des matériaux dans la zone en cours d'accrétion; B: après les phases tectogéniques, le «basaltic root» est arrivé à son maximum d'extension et il est franché d'une aureole (2) de granites et de granodiorites tardifs (1). Des phénomènes de distension sont à l'origine de graben (3 et 4) comblés par des matériaux molassiques ou par des produits volcano-sédimentaires de composition andésito-rhyolitique. Un nouveau cycle sédimentaire s'amorce dans la fosse qui borde la marge continental néo-formée.

dans notre schéma que de souscrire sans réserves à l'intégrité des modèles et surtout à ce que ces derniers sous-entendent sur la configuration et la nature de la «croûte».

Parmi les modèles qui ont été récemment proposés sur la croissance continentale, nous avons retenu celui de J. F. Dewey (1969) pour qui les phénomènes de «Tectonique globale» sont susceptibles d'engendrer des orogènes paratectoniques dans le cas limite de la disparition d'une plaque océanique ou des orogènes orthotectoniques dans le cas intermédiaire de la contraction d'une croûte océanique au stade «Pacifique» de son évolution.

Axé sur la formation d'une zone de Benioff et la croissance d'un «root» basaltique, le modèle d'orogène «orthotectonique» proposé par J. F. Dewey (cf. fig. 5) offre l'avantage d'intégrer dans l'espace comme dans le temps, les divers caractères sédimentologiques, magmatiques, métamorphiques et tectoniques propres à la majorité des chaînes. La disposition finale prise par l'articulation de ces divers caractères présente de nombreuses analogies (mais aussi des différences) avec certaines parties du schéma géotectonique du segment hercynien sud-ibérique.

c) Comparaisons entre la partie méridionale du segment hercynien sud-ibérique et les éléments du modèle d'orogène orthotectonique de J. Dewey

Comme cela ressort de la figure 6, la comparaison entre la partie méridionale du segment hercynien sud-ibérique et la section «océanique» du modèle de J. F. Dewey fait apparaître des points de similitudes troublants que l'on peut résumer comme suit:

- Les deux segments sont caractérisés par la mise en place d'un volume relativement important de roches massives ante-, syn- et post-tectogéniques (spilites, basaltes, dolérites et gabbros) ainsi que d'un volume très restreint de roches ultra-basiques (wehrlites, méta-péridotites).

- La distribution des corps intrusifs de composition monzonitiques, dioritiques et tonalitiques ainsi que celle des massifs granitiques est approximativement analogue.

- Les deux portions de chaîne sont de siège d'un métamorphisme de haute température et de basse pression précisément dans la zone où se mettent en place la majeure partie des roches basiques pré-, syn- et post-cinématiques.

- Les structures sont déversées dans la même sens (côté océanique dans le modèle).

A la différence avec les éléments du modèle on note toutefois:

- Que les argiles scagliosa ainsi que les «molasses» caractéristiques des orogènes alpins d'Europe n'existent pas dans le segment hercynien; on note malgré tout que la partie méridionale de la Sierra Morena est caractérisée par le dépôt d'un sédiment remarquable qui est ici un flysch grau-wackeux très épais et très grossier. Ce sédiment particulier aurait la même signification que les «argiles scagliosa» et certaines molasses en ce sens qu'il s'agit d'un sédiment «syn-tectonique» dont les constituants sont issus du démantèlement de roches plus internes en cours de surrection. (Mac Gillavry, 1961-1970; Schermerhorn, cette publ.).

- La partie du segment hercynien qui est comparée au «flanc océanique» du modèle ne montre pas de graben post-tectogéniques, siège d'une activité volcanique rhyolitique à andésitique; on remarque toutefois que la Sierra Morena occidentale a été le lieu de mise en place de rhyolitoides après la première phase tectogénique et au Paléozoïque supérieur (base du Carbonifère).

- Les effets d'un métamorphisme régional externe et de type «alpin» (basse température / haute pression) n'ont jamais été signalés au sud de la Province de Huelva ou du Portugal; il n'est pas exclu toutefois que les recristallisations syn-phase II qui affectent le «Culm» de Huelva soient à mettre sur le compte d'un métamorphisme présentant ces caractéristiques car les metabasites renfermant de la pumpelevite du stilpnomélane, et du glaucophane (Schermerhorn et Ribeiro; com. pers.).

On ne connaît pas de roches ultrabasiques dans le Culm de Huelva, c'est à dire dans la région où le modèle prédit leur injection.

Enfin, nous n'avons pas la preuve de l'existence de grands recouvrements anormaux (nappes) dans la zone qui surmonte le «root» basaltique du modèle; un style tectonique en plis couchés vers le SW a été démontré en plusieurs endroits mais les «nappes» qui accompagnent ou qui suivent la formation de ces structures sont peu développées (20 km de flèche pour le recouvrement de Cañaveral et la nappe de Callapatera au Portugal (Ribeiro *et al.*; cette publications)).

Malgré ces points de désaccord et compte tenu de la nature et de l'importance des éléments positifs qui se dégagent de cette comparaison, il devient très tentant de considérer la partie méridionale du segment hercynien sud-ibérique comme une région où s'affrontaient pendant le Paléozoïque une croûte continentale et une croûte océanique en phase expansive de type pacifique. Les données de la géophysique s'intégreraient alors dans cette hypothèse car l'importante anomalie positive du SW de la Péninsule pourrait ainsi représenter les reliques d'un «root» basaltique, situé au front d'une plaque sialique.



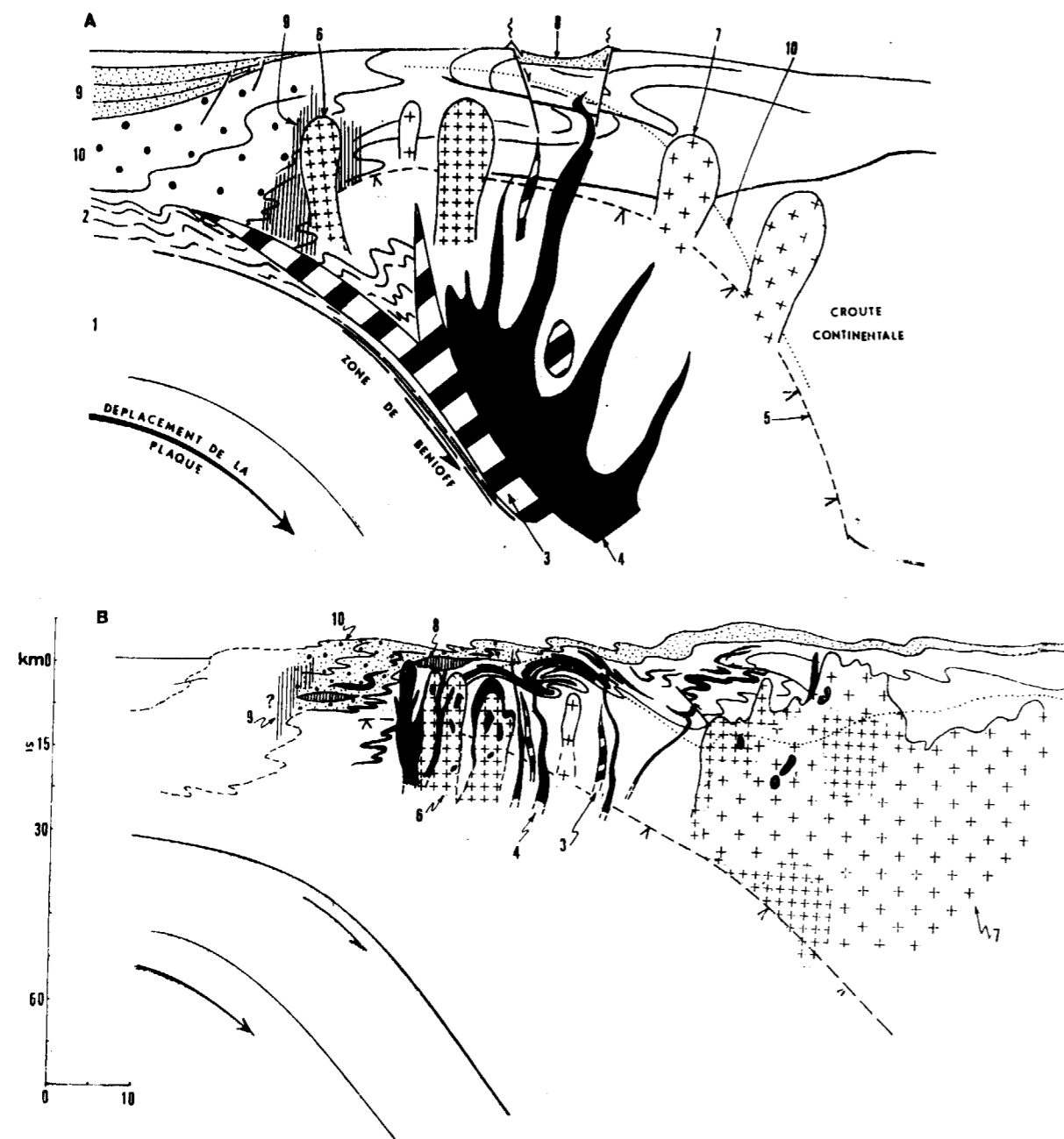


Fig. 6.—Comparaison entre les éléments géologiques de la marge continentale des orogènes «orthotectoniques» de J. F. Dewey et la géologie du segment hercynien sud ibérique au Sud de l'axe Badajoz-Cordoue. A: partie «océanique» du modèle (même nomenclature que dans la figure 5); B: le segment hercynien sud ibérique; 3: dykes de métawherlites et de métapéridotites de la région d'Aracena et du Haut Alentejo; 4: dykes et coulées de métadolérites alcalines et de spilites; 6: complexes hypovolcaniques de grano-diorites roches basiques du Nord de la Province de Huelva; 7: batholites granodioritiques et tonalitiques des axes G², G³ et G⁴; 8: volcano-sédimentaire acide de la région de Beja et de Río Tinto-Pomaraô; 9: métamorphisme à pumpellyite-stilpnomélane (HP, ET) du Culm de Huelva; 10: «Culm» grauwackeux de Huelva à intercalations conglomératiques et coulées spilites.

d) *Interprétation de la partie septentrionale du segment hercynien sud-ibérique*

Si la comparaison entre la portion méridionale du segment hercynien sud-ibérique et la portion océanique du modèle de J. F. Dewey fait apparaître des points de similitudes, il n'est plus de même lorsque l'on étend le raisonnement à la partie septentrionale du secteur étudié. En effet, contrairement au modèle (cf. fig. 5) on remarque tout d'abord qu'il existe en Sierra Morena une seconde ceinture métamorphique (ceinture à disthène de Elvas-Badajoz-Cordoue = M¹) et diverses masses de roches éruptives parmi lesquelles on trouve:

Des coulées spilitiques ou basaltiques d'âge précambrien récent, cambrien et ordovicien.

Des intrusions «precoces» (ante-phase II et (?) I) de granites et de syénites (parfois néphéliniques) alcalins ou hyperalcalins.

Des batholites tardifs de granodiorites et de dioritoïdes relativement important par le volume (cf. par exemple le batholite de Los Pedroches dans l'axe granitique G¹).

Par ailleurs, et toujours en désaccord avec le modèle on note les faits suivants:

Les déversements des structures lors des phases I et II continuent à être dirigés vers le SW, c'est-à-dire opposés à ceux de la face «continentale» du modèle.

On ne connaît pas au NE de la Sierra Morena de sédiments paléozoïques supérieurs ayant la valeur des «molasses» du modèle.

Toutes proportions gardées, la chaîne hercynienne est nettement *plus large* que l'orogène orthotectonique; d'autre part la notion «d'Avant pays» n'a guère de signification étant donné que la chaîne hercynienne ibérique se présente très schématiquement comme un bicoUPLE à double déversements centrifuges.

Ces remarques faites, un des problèmes est alors de savoir quel est le mécanisme qui est à l'origine de la formation des magmas de la partie septentrionale du segment sud-ibérique ainsi que celle d'une ceinture métamorphique à disthène?

Pour répondre à cette question il paraît difficile d'invoquer l'existence d'un plan de Benioff à la verticale de l'axe Elvas-Badajoz-Cordoue. En effet, si l'existence de ce plan peut être imaginée dans la partie méridionale du secteur étudié, on sait que son inclinaison moyenne devrait être de l'ordre de 45°, ce qui porterait son existence éventuelle vers 200-250 km sous, la partie septentrionale du segment hercynien, autrement dit à une profondeur où les processus pétrogénétiques déclanchés seraient probablement sans effets sensi-

bles sur la constitution de la croûte continentale sus-jacente.

Frappé par le caractère linéaire des phénomènes qui affectent la partie septentrionale du segment sud-ibérique, nous avons alors envisagé la possibilité que *cette région ait été le lieu de formation d'accidents majeurs affectant la croûte continentale mais aussi la partie supérieure du manteau supérieur*. On remarque effectivement que les faits suivants:

- Les sédiments du Paléozoïque inférieur et moyen (Dévonien apparemment exclu) ainsi que les dépôts du Carbonifère se sont respectivement déposés dans une fosse très subsidente d'axe NW-SE ou sur la bordure d'un haut-fond avant grossièrement la même direction; l'évolution paléogéographique de l'axe Elvas-Badajoz-Cordoue est d'autre part caractérisée par une phase sarde suffisamment importante pour permettre ici la transgression du quartzite armoricain sur le Précambrien récent.

- Alors que le Précambrien récent est essentiellement schisto-gréseux de part et d'autre de l'axe Badajoz-Cordoue (c'est-à-dire dans l'anticlinorium de Burguillos et dans la Vallée de l'Alcudia), les sédiments de ce système sont nettement plus arkosiques dans l'axe Elvas-Badajoz-Cordoue; ce fait allié à l'occurrence de lentilles d'Ollo de Sapo suggère la proximité d'une zone d'approvisionnement linéaire (chenal ?) en matériaux granitiques provenant de l'érosion d'un socle précambrien ancien.

- Bien que replissés par la phase II, les isogrades du métamorphisme régional sont sensiblement parallèles aux directions structurales de la seconde phase tectonique depuis le Portugal jusque la partie supérieure du manteau comme en témoigne la mise en place des roches basiques de l'axe Elvas-Badajoz-Cordoue. En effet la formation de ces magmas basiques peut être envisagée si l'on admet un mécanisme de scissaillement («frictionnal melting» c. f. par ex. Oxburgh *et al.*, 1968) ou les processus de décompression invoqués par S. I. Subbotin (1969).

La génération précoce de magmas basiques en liaison directe avec la formation d'importantes fractures dans la croûte expliquerait également la formation de magmas sialiques profonds, voire celle de magmas «hybrides», dont les témoins se retrouvent sous l'aspect d'un volume restreint de granites et de syénites alcalins ou hyperalcalins d'âge Paléozoïque inférieur. Le flux thermique «dégagé» par la progression dans la croûte continentale de ces matériaux (roches basique et roches hyperalcalines) et, surtout, la génération de chambres magmatiques profondes, seraient alors responsables du métamorphisme régional à disthène-sillimanite de la ceinture Elvas-Badajoz-

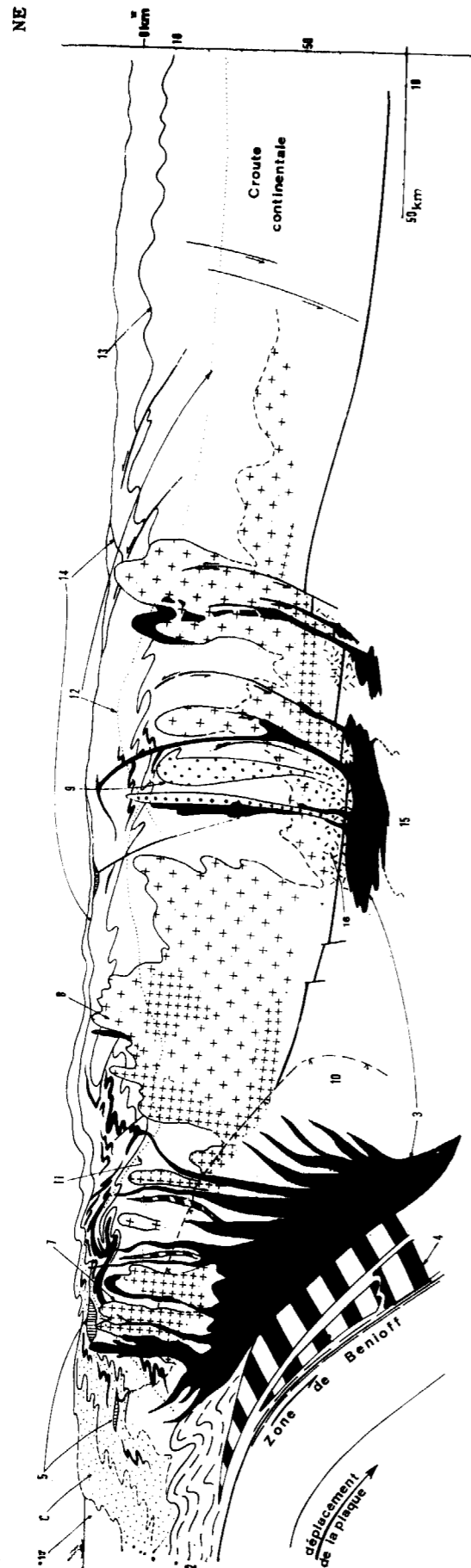


Fig. 7.—Schéma du segment hercynien sud ibérique au Sud de l'axe Ciudad Real-Plasencia dans l'hypothèse où une zone de Benioff a fonctionné à la verticale de Huelva. 1 et 2: croûte océanique; 3: magmas basaltiques; 4: reliques ultrabasiques et serpentinites; 5: volcanites acides de Beja et de Rio Tinto-Pomarao; 6: culm grauwackeux de Huelva; 7: batholites hypovolcaniques de (grano)diorites-roches basiques du Nord de la province de Huelva et de l'W de la province de Séville; 8: granodiorites et tonalites tardives; 9: granites et syénites alcalins précoces de la région de Aceuchal et de Cevadais; 10: front

hypothétique de la palingénèse profonde liée à de formation d'un «basaltic roots»; 11: isograde biotite (+) dans la ceinture de basse pression d'Aracena-Lora del Rio (M²); 12: isograde biotite (+) dans la ceinture de pression intermédiaire à disthène-sillimanite de Elvas-Badajoz-Córdoba; 13: base probable du Paléozoïque inférieur; 14: base du Dinantien; 15: chambres magmatiques basiques liées à un système d'accidents affectant la croûte continentale et le manteau supérieur; 16: magma hybride infracrustal; 17: «Proto-Atlantique».

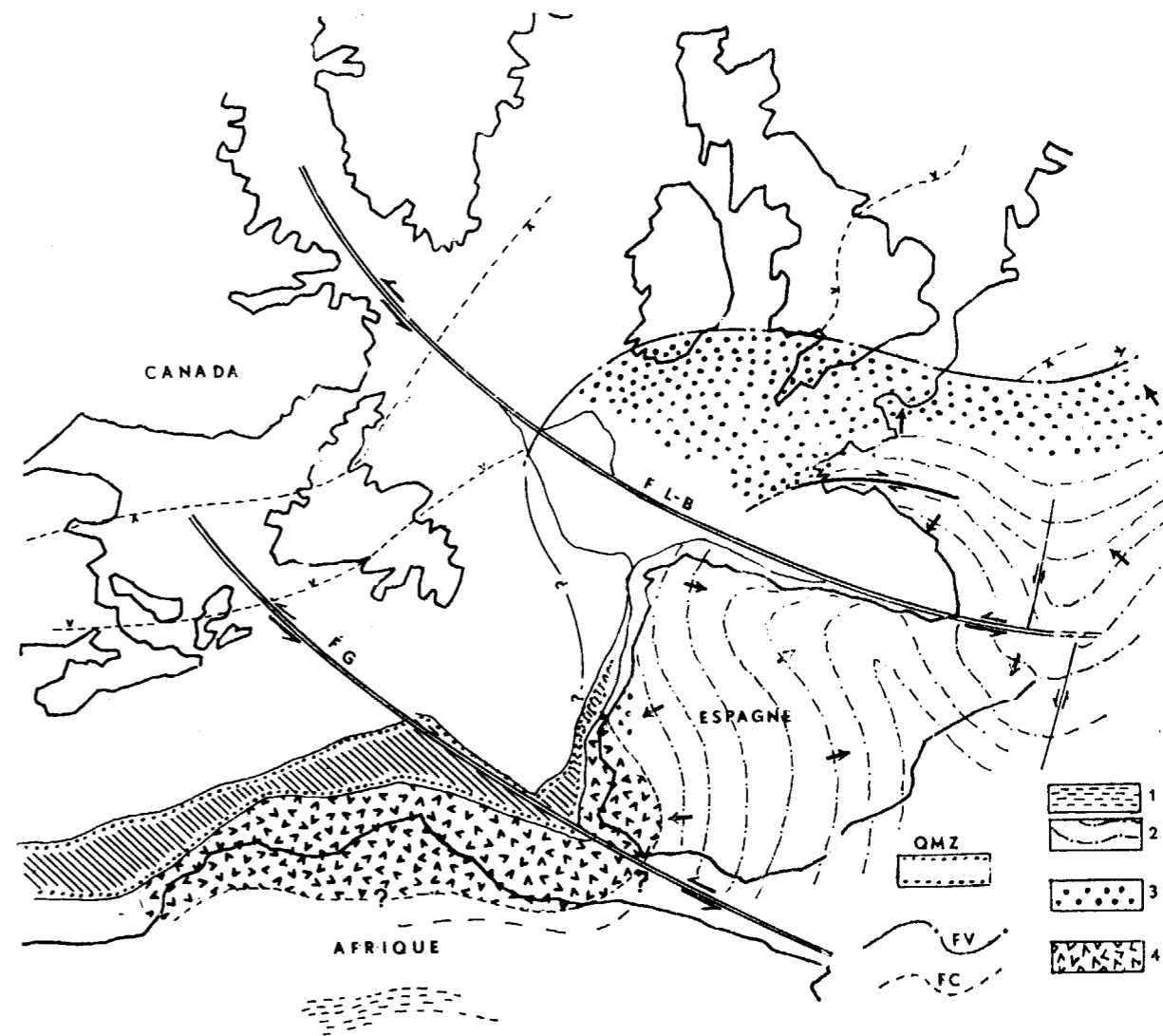


Fig. 8.—Configuration hypothétique des hercynides de l'Atlantique Nord avant la dérive mésozoïque. OMZ: limites de la «quiet magnetic zone» et bordures probables d'un «Proto-Atlantique» à la fin du Paléozoïque (en partie d'après Drake *et al.*, 1969b); F. V.: Front des déformations tangentielle varisques (hercyniennes). 1: terrains paléozoïques peu ou pas plissés; 2: terrains paléozoïques plissés et métamorphisés et initialement déposés sur un socle précambrien; 3: terrains paléozoïques plissés et métamorphisés et initialement déposés sur une croûte amincie ou (?) sur un fond océanique en «phase méditerranéenne» de son évolution (orogène de type paratectonique); 4: terrains paléozoïques plissés et métamorphisés initialement déposés le long d'une marge continentale (orogène de type orthotectonique); F. C.: orogène du système Calédonides-Appalaches (en partie d'après Kay, 1969); F. L.-B: Faille du Labrador-Golfe de Biscaye; F. G. Faille du Sud de Terre Neuve et de Gibraltar.

Cordoue et, d'autre part, de la fusion partielle de la base de la croûte sialique, autrement dit, de la formation des granitoïdes tardifs de l'axe G'.

#### V. LE SUD DE LA PÉNINSULE ET LES PROBLÈMES DE LA DÉRIVE CONTINENTALE DANS L'ATLANTIQUE NORD

Comme cela est illustré par la figure 8, nous avons essayé d'intégrer les divers éléments de la géologie sud-péninsulaire dans un modèle caractérisé par l'affrontement, durant le Paléozoïque, d'une plaque continentale fracturée et d'un fond océanique en «phase Pacifique» de son évolution.

Cette conception hypothétique de l'évolution crustale dans le Sud a, bien entendu, des conséquences qui dépassent le cadre régional et qui doivent être confrontées en face de divers faits et hypothèses relatifs à l'histoire de l'Atlantique Nord durant le Paléozoïque. La question qui se pose est en effet de savoir si le bloc euro-africain (pour autant qu'il ait effectivement existé) était soudé au système Amérique du Nord-New Founland-Irlande-Grande Bretagne après les mouvements hercyniens, ou bien s'il existait déjà un océan (Proto-Atlantique) entre ces deux grands ensembles géologiques.

Cette seconde éventualité a été envisagée en particulier par Drake et Nafe (1969a et Drake et Kosminskaya (1969b) qui font remarquer que dans l'hypothèse d'une reconstitution proche du «best fit» de Bullard, les orogènes intrapaléozoïques peri-Atlantique forment une guirlande enserrant ce qui pourrait être un vieux fond océanique. Ces auteurs pensent ainsi que par un processus d'accrétion continentale comparable à celui qui a donné naissance aux chaînes récentes circum-Pacifique, il se serait formé autour de l'Atlantique Nord une chaîne orthotectonique frangée d'un Proto-Atlantique dont la zone de calme magnétique («Quiet Magnetic Zone» de l'Atlantique Nord; Heitzler et Hayes, 1969) serait la frontière fossile actuellement reconnaissable.

Si les conclusions de Drake *et al.* sont acceptables dans leur ensemble (1), on remarque alors que le Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique est précisément située «en face» du Proto-Atlantique de ces auteurs; cette remarque pourrait alors renforcer notre hypothèse en ce sens que les caractères de l'orogène hercynien sud-ibérique doivent être ceux d'un orogène de type orthotectonique, conclusion à laquelle nous avons abouti en examinant des faits tout à fait différents.

(1) On peut en effet contester l'interprétation et l'âge de la zone de calme magnétique. (X. Le Pichon, *com. or.*, Col. Lithosphère, Paris, 1970).

Cette convergence d'opinions implique que l'on admette les traits majeurs de la reconstitution de Bullard ce qui signifie, par voie de conséquence, que l'on accepte une dérive post-hercynienne vers l'Est de la Péninsule par rapport à la France. S'il en a été ainsi, on devrait théoriquement s'attendre à retrouver la prolongation des divers éléments de la géologie sud-ibérique soit dans le New Founland, soit au Nord de la Bretagne et/ou au Sud du système Irlande-Grande Bretagne. Les données actuelles sur la géologie de ces deux secteurs (cf. Kay, 1969 et Symposium de Tulsa, 1969; Cogné, 1957) montrent qu'il y a peu d'analogies frappantes entre ces diverses régions.

Cette constatation pourrait bien sûr remettre brutalement en question tout ce qui vient d'être dit jusqu'à maintenant; une seconde réaction consisterait toutefois à se demander si les différences présentées par les segments occidentaux de la chaîne hercynienne d'Europe ne sont pas liées:

● soit à des raisons structurales: dans ce cas la Zone faillée sud-armoricaine (Cogné, 1966), qui est en fait un important décrochement dextre, ne permettrait pas de faire les raccords espérés entre la Péninsule et le système Bretagne septentrionale / Irlande et Grande Bretagne méridionale.

● soit, et surtout, au fait que la branche sud-ibérique se raccorde, en Europe Moyenne occidentale, à une chaîne hercynienne qui a évolué, non plus à la bordure d'une marge continentale mais sur ou entre deux blocs sialiques précambriens actuellement suturés par un orogène hercynien de type paratectonique.

Comme cela est illustré par les figures 8 et 9, le segment hercynien hypothétiquement orthotectonique du Sud-Ouest de la Péninsule se raccorderait progressivement à une branche paratectonique approximativement du même âge passant au Sud de l'Irlande et de la Grande Bretagne et se dirigeant vers l'Europe Centrale. Dans ce schéma, les parties les plus internes du reste de la chaîne hercynienne se développent essentiellement sur un continent précambrien fracturé, vers le Paléozoïque Supérieur. Ce continent dérive vers le NW de telle sorte qu'il se dirige à l'encontre du bloc New Founland-Irlande-Grande Bretagne (un second continent dans lequel se trouvent déjà les Calédonides) pour provoquer la formation d'un orogène soit paratectonique (branche Nord et Nord Ouest de la chaîne hercynienne) soit un orogène de type orthotectonique (branche Sud Ouest des hercynides d'Europe et, peut-être, d'Afrique nord occidentale). Dans cette hypothèse, on admet alors l'existence d'une zone à croûte amincie ou d'un véritable fond océanique séparant, au Paléozoïque, l'Amérique du Nord et le bloc euro-africain. Ce fond océanique aurait disparu au Pa-

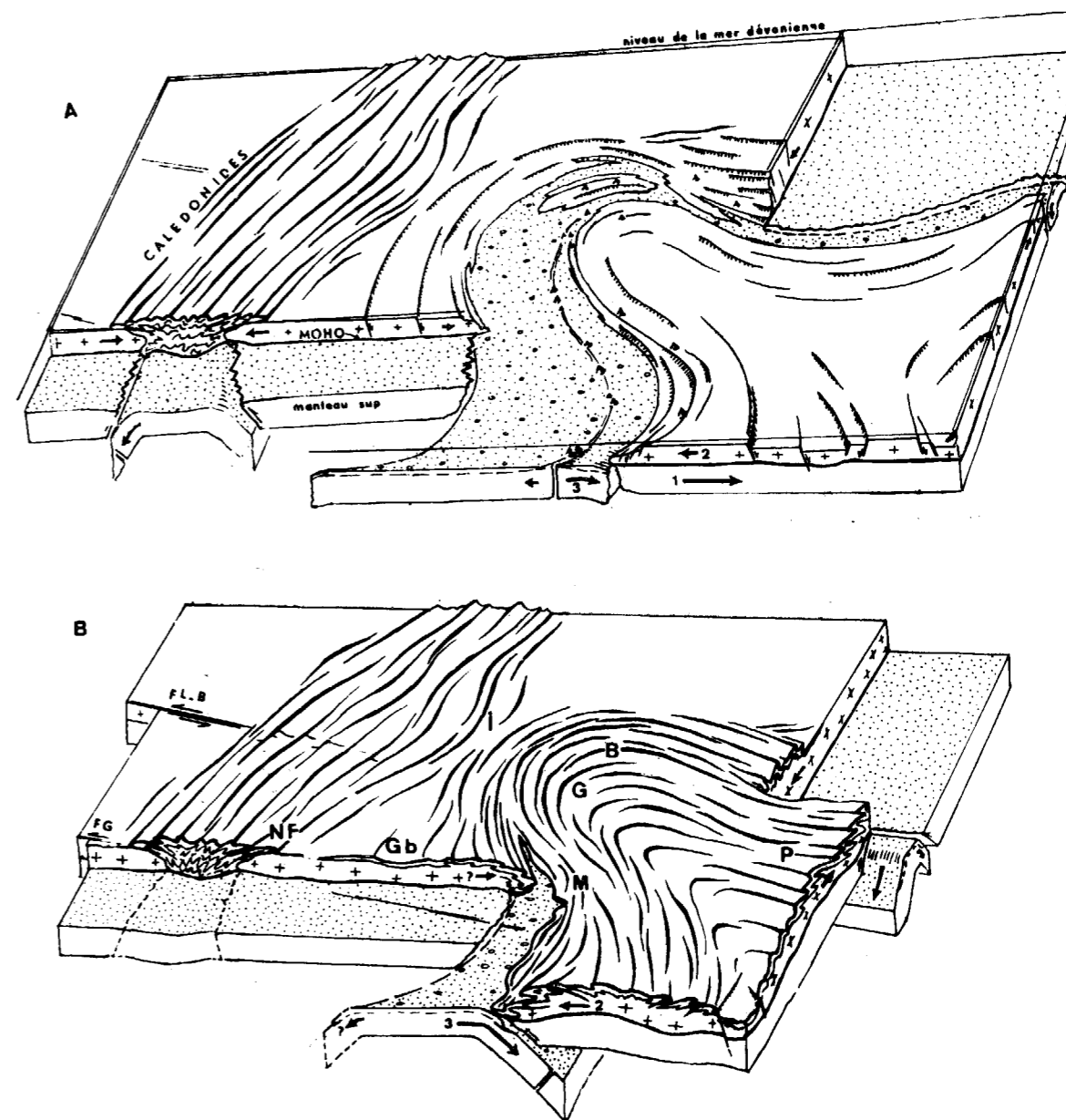


Fig. 9.—Bloc-diagrammes schématiques illustrant la genèse possible de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale dans l'hypothèse d'une application des données de la Tectonique Globale. A: avant le Dévonien inférieur; formation des Calédonides dans les segments New Founland-Irlande-Grande Bretagne; vers la droite, ouverture de type «atlantique» d'un fond océanique ou formation d'une zone à croûte amincie. Deux plaques continentales seraient ainsi individualisées et une Zone de Benioff commencerait à se former par ennoyage de plus en plus rapide du fond océanique (flèche 3); B: après le Westphalien et avant le Permien: les deux plaques continentales ont dérivé l'une vers l'autre; en G (Galice), I (Sud de l'Irlande) et B (Nord de la Bretagne) il se forme un orogène de type «paratectonique» alors qu'en M (Sierra Morena et (?) Maroc) il subsisterait un reste de fond océanique en bordure d'une chaîne hercynienne de type «orthotectonique». Dans la plaque continentale qui supporte les hercynides, la chaîne varisque a évolué sur des zones déjà fortement cratonisées et faillées (cas de P: massifs hercyniens des Pyrénées). NF: New Founland; Gb: Grand Bank; FL-B: faille du Labrador-Biscaye; FG: faille du sud du New Founland.

léozoïque supérieur dans la branche septentrionale des hercynides; dans la nomenclature, de J. F. Dewey, ce phénomène correspondrait à la disparition d'une plaque océanique lorsque celle-ci se trouve en «phase méditerranéenne». Dans la branche méridionale, la disparition de ce fond océanique n'aurait pas été complète (Proto-Atlantique); celui-ci est encore en phase «pacifique» et serait frange, de ce fait, par un (ou deux ?) orogène orthotectonique.

## CONCLUSIONS

Le problème de la répartition et de la variabilité des caractères présentés par les aires métamorphiques et granitiques du segment hercynien sud-ibérique implique en particulier de faire certaines hypothèses sur le «site crustal» où s'est installé cette portion de la chaîne hercynienne. Les similitudes parfois frappantes existant entre l'extrême sud de la Péninsule et les éléments du modèle orthotectonique de J. F. Dewey suggèrent que cette région a pu être une marge continentale et le siège d'une zone de Benioff. Comparée avec les diverses hypothèses relatives à la dérive des continents dans l'Atlantique Nord, cette conclusion impliquerait la reconnaissance d'un fond océanique pendant le Précambrien récent et le Paléozoïque «en face» de ce qui est actuellement le SW de la Péninsule Ibérique.

## BIBLIOGRAPHIE

- BARD, J. P.: *Granites écrasés et orthogneiss «Ollo de Sapo» à disthène dans la bande métamorphique de Badajoz-Azuaga (Badajoz, Espagne) et le problème d'un socle briovérien dans le Sud de l'Espagne.* «C. R. Acad. Sc.», 265, p. 1875-1878 (1967).
- — *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne); sa place dans le segment hercynien sud-ibérique.* Thèse Fac. Sc. Montpellier, 397 p., 2 cartes H. T.; N.° d'ordre CNRS A. O. 2948 (1969).
- — et FABRIES, J.: *Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne).* «Bol. Geol. Min.», LXXXI-II-III, p. 226-241
- — CAPDEVILA, R. et MATTE, P.: *Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale).* C. R. Acad. Sc., 270, p. 2630-2633 (1970).
- BOUYX, E.: *Contribution à l'étude des formations ante-oroviciennes de la Meset méridionale (Ciudad Real-Badajoz).* «Mem. Inst. Geol. Min. España», 73, 259 p. (1970).
- CAPDEVILA, R.: *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne).* Thèse Fac. Sc. Montpellier, 490 p., 2 cartes H. T. (1969).

- — FLOOR, P.: *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne.* «Bol. Geol. Min. España», LXXXI-II (1970).
- CARVALHOSA, A.: *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo).* «Serv. Geol. Portugal», Memoria 11, 130 p. (1965).
- CHESTINO SILVA, L., QUADRADO, R. et RIBEIRO, L.: *Nota previa sobre a existência de uma estrutura zonada e de anortositos no maciço gabro-diorítico de Beja.* «Bol. Mus. Lab. Minral e Geol.». Facult. Ciências Lisboa, 11, 2 p., 223-232 (1970).
- COGNE, J.: *Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale: le domaine de l'anticlinal de Cornouailles.* «Mem. Serv. Carte Geol. Fr.», 382 p. (1957).
- — *Les grands cisaillements hercyniens dans le massif armoricain et les phénomènes de granitiation.* «Etages Tectoniques». La Baconnières Edit. Neuchâtel (Suisse), p. 179-192.
- DELGADO, J. F. N.: *Terrenos paleozoicos de Portugal. Sobre a existência do terreno siluriano no Baixo Alentejo.* «Mem. Ac. Ciências Lisboa», 2, V, 56 p. (1876).
- DRAKE, C. N. and NAFF, J. E.: *The transition from ocean to continent from seismic refraction data.* In «Continental margins and Islands arcs». Am. Geophys. Union (1969a).
- — and KOSMINSKAYA, I. P.: *The transition from continental to oceanic crust.* «Tectonophys.», 7, 5-6, p. 363-384 (1969b).
- FABRIES, J. et SADLAN, G.: *Particularités structurales et origines du complexe granite roches cernes de Castilblanco de Los Arroyos (Seville).* «Estud. Geol. Esp.», 15, 41-44, p. 147-153 (1959).
- — *Les formations cristallines et métamorphiques du Nord Est de la province de Seville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques.* Thèse Fac. Sc. Nancy, «Sc de la Terre», n.° 4, 262 p., 1 carte H. T. (1963).
- FEBREL, M. T.: *Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas deformaciones en el Devónico-Carbonífero de la Hoja de Calanas, núm. 959.* «Not. y Com. Inst. Geol. Min. España», 77, p. 187-202 (1965).
- FRICKE, W.: *Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nord-südlichen Sierra Morena und Extremadura.* Dissertation. Berlin (1941).
- HEITZLER, J. R. and HAYES, D. E.: *Magnetic boundaries in the North Atlantic Ocean.* «Science», 157, p. 185-187 (1967).
- HENKE, W.: *Beitrag zur Geologie des Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén).* «Ab. Senck. Nat. Gesell.», Frankfurt, 39, 2 (1926).
- KAY, M.: *Continental Drift in North Atlantic Ocean.* In «North Atlantic geology and continental drift». Am. Ass. Petroleum Geol., Tulsa (Okla.), U. S. A. 965-973 (1969).
- LOTZE, F.: *Die Stellung der Sierra Morena im Rahmen des Spanischen Varisziden.* «Z. Dtsch. Geol. Gesell.», p. 134-135 (1951).

- — *Das Präkambrium Spaniens.* «N. Jb. Geol. Pal. Mh.», 8, p. 373-380 (1956).
- — *Das Kambrium Spaniens.* «Akad. Wiss. Lit.», I, 6, p. 283-498 (1961).
- MAAS, R.: *Geologische Beobachtungen in der östlichen Extremadura (Spanien).* «N. Jb. Geol. Pal. Abh.», 117, p. 185-207 (1963).
- MAC GILLAVRY, H. J.: *Deep or not deep, fore-deep or after-deep.* «Geol. Mijnb.», 40, p. 133-148 (1961).
- — *Turbidite detritus and geosyncline history.* «Tectonophys.», 9, p. 365-393 (1970).
- PEFFERKORN, H. W.: *Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mertola (Baixo Alentejo, Portugal).* «Münster Forchs. Geol. Pal.», 9, 143 p. (1968).
- POUPON, G. et TAMAIN, G.: *Les «quartzites Campuna» et le Néo-dévonien Est-marianique (Espagne).* «C. R. Acad. Sc.», 268, p. 475-478 (1969).
- PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A., VERSCHURE, R. H., HEBEDA, E. H. and VERDURMEN, E. A.: *Dating events of acid plutonism through the paleozoic of the western Iberian Peninsula.* «Coll. Geoch. Phanerozoic Orogenic Belts», Bern/Zürich. Sous Presse.
- RICHTER, P.: *Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (Östliche Sierra Morena, Spanien).* «Münster Forsch. Geol. Pal.», 3, 144 p. (1967).
- SCHNEIDER, H.: *Das Paleozoikum im Westteil der Sierra Morena (Spanien).* «Z. Dtsch. Geol. Gesell.», 103, p. 134-135 (1951).

- SOLER, E.: *L'association spilite-keratophyre de la Province de Huelva (Espagne).* Thèse 3.° Cycle. Fac. Sc. Paris (opt. Petrographie), 105 p. roneotyp., 1 carte H. T.
- SOS BAYNAT, V.: *Mineralogía de Extremadura.* «Bol. Inst. Geol. Min. España», LXXII, 1-192 (1962).
- SUBBOTIN, S. I.: *Phase transformations within the earth's mantle as a cause of crustal movements and a source of crustal material.* «Phys. Earth Plan. interior», 3, p. 499-502 (1970).
- TAMAIN, G.: *Les écailles du Centemillo (Jaén, Espagne). Contribution à l'étude structurale du rebord méridional de la Meseta ibérique.* «C. R. Acad. Sc.», 263, p. 1355-1358.
- TEXEIRA, C. et TORRE DE ASSUNÇÃO, C.: *Sur la géologie et la pétrographie des gneiss à riebeckite et aegyrine et des syénites à néphéline et soldadite de Cevadais, près d'Ouguela (Campo Manor), Portugal.* «Com. Serv. Geol. Portugal», 48, p. 3-56 (1966).
- — *Les terrains ante-oroviciens portugais.* «Com. Serv. Geol. Portugal», 53, p. 157-164 (1969).
- VAN DEN BOOGARD, M.: *Geology of the Pomarão Region (Southern Portugal).* «Acad. Proefschr. Amsterdam», 113 p. (1967).
- VASQUEZ GUZMANN, H.: *Contribución al estudio de los yacimientos de hierro del SW de España (Parte I).* «Bol. Geol. Min.», LXXIX-IV, p. 358-379 (1967).
- VEGAS, R.: *Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura.* «Est. Geol.», XXIV, p. 85-89 (1969).

Recibido: 18-II-71.

# Le gran Dike doléritique de l'Alentejo

par C. TEIXEIRA, (*) M. H. CANILHO (*) et J. C. LOPES (*)

## RESUMEN

El gran filón de Alentejo, que primeramente se llamó «filón de Derroca», es conocido ahora, en Portugal, en toda su extensión. Este dique diabásico atraviesa todo Portugal, desde las proximidades de Torre de Aspa, Vila do Bispo hasta Ouguela, Campo Maior; pasa por Aljustrel, Vidigueira, Portel y Eivas, y continúa hacia España.

Está orientado al NE-SW., y es vertical o casi vertical; su espesor es variable.

El accidente tectónico al que este filón pertenece se encuentra consolidado, y no sufrió ninguna modificación en el seísmo del 28 de febrero de 1969. Es también paralelo a las grandes fallas existentes en Portugal.

La edad del filón corresponde al post-moscoviense, probablemente de finales del Jurásico.

La roca que lo constituye es una dolerita pigeonítica

## RESUMO

O grande filão do Alentejo, primeiro designado «filão da Derroca» é, agora, conhecido, em Portugal, em toda a extensão. Este dique dolerítico atravessa o país desde as proximidades de Torre de Aspa, Vila do Bispo, até Ouguela, Campo Maior; passa por Aljustrel, Vidigueira, Portel e Elvas e continua para Espanha.

Orientado segundo a direcção NE-SW., é vertical ou quase; a espessura é variável.

O acidente tectónico a que pertence o filão está consolidado, não tendo jogado por ocasião do tremor de terra de 28 de fevereiro de 1969. É, todavia paralela às grandes falhas que atingem o País. Quanto a idade, o filão é pós-Moscoviano, talvez do final do Jurássico.

A rocha que o constitui é um dolerito pigeonítico.

En 1948, l'un de nous (C. T.) a recueilli, avec le Dr. Zbyszewski, aux environs du «Monte da Derroca», à Odemira, quelques échantillons d'une roche éruptive, filonienne, encaissée dans les schistes et grauwackes du Carbonifère marin.

A ce filon nous avons donné le nom de «filon de Derroca». La roche en question a été étudiée par le Prof. C. T. de Assunção, qui l'a classée comme dolérite pigeonitique avec micro-permatite.

Quelque temps après le filon a été suivi jusqu'à Messejana et Aljustrel.

Plus tard, il a été possible de reconnaître sa présence aux environs de Ouguela et de Campo Maior, non loin de la frontière espagnole.

Le même filon a été retrouvé ensuite dans la «Serra de Portel» ainsi que entre Jerumenha et

Elvas. La roche de serra de Portal a été étudiée par A. Carvalhosa (1965).

J. Perdigão ayant suivi le filon entre Vidigueira et Elvas, a trouvé, dans son alignement, quelques affleurements encore inconnus.

En Espagne, le Prof. Figuerola a signalé, le prolongement du même filon, dans la province de Cáceres.

Il s'agit donc d'une manifestation filonienne très étendue, qui traverse tout le Portugal et pénètre en Espagne. Son épaisseur varie entre des limites assez larges (5 m à 125 m). Le filon est vertical de direction NE-SW. La roche montre, en général, une disjuntion sphéroïdale. Quelques fois elle est un peu tectonisée.

En 1969 et 1970, différentes reconnaissances de terrain ont été faites, au SW de Odemira, destinées à vérifier la possibilité du prolongement du filon vers le SW.

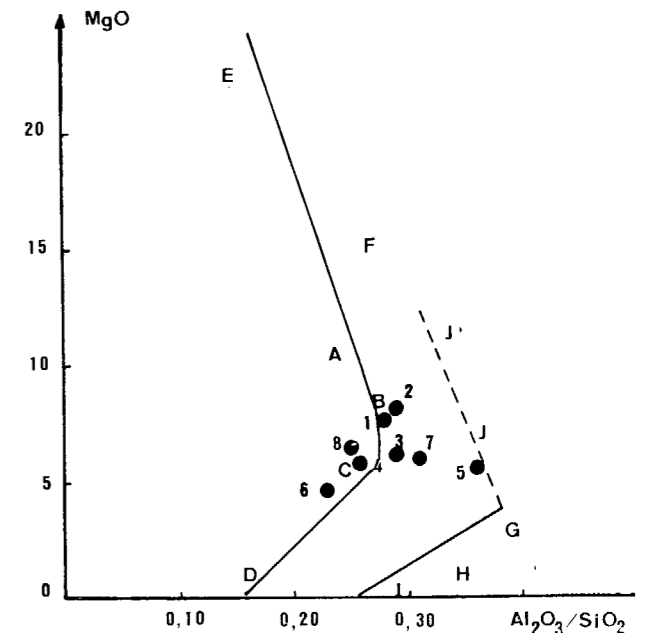
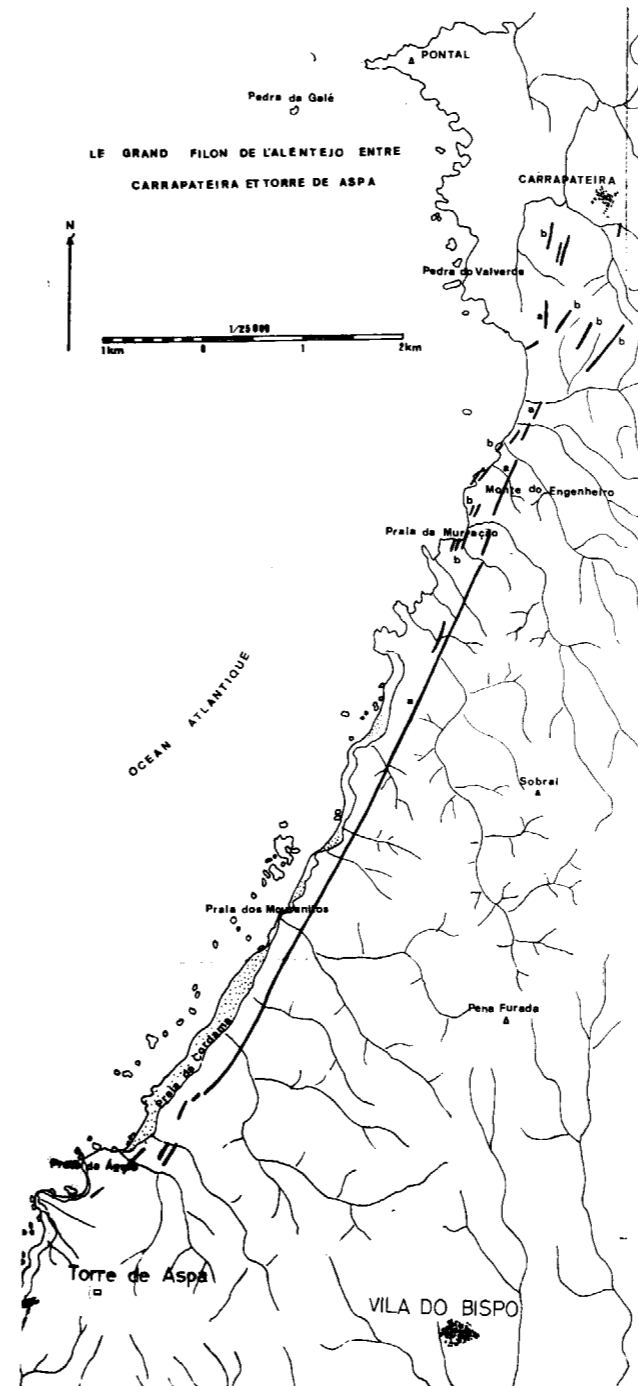
En effet, le filon a été retrouvé et cartographié par l'un de nous (J. C. L.) un peu plus au sud, depuis Carrapateira jusqu'à Torre de Aspa où il se perd dans la mer.

A Charnequinha de Castelejo, une petite faille de direction NW-SE coupe le filon et le déplace

latéralement. Le décrochement est assez petit (2-3 m).

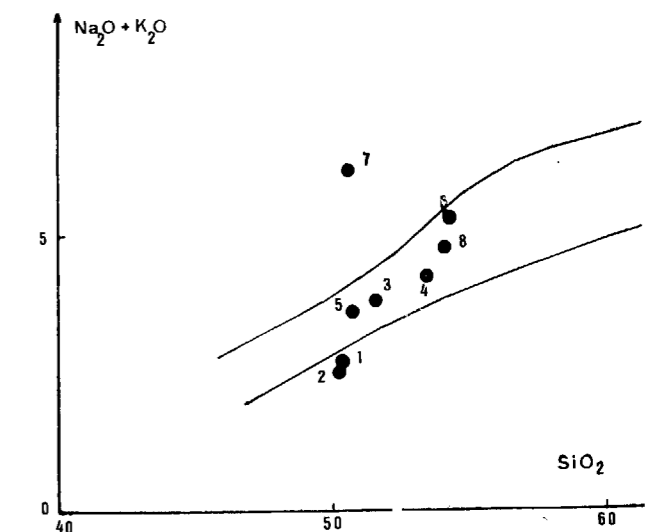
Le levé, fait à cette occasion, montre l'extension du filon et son orientation.

Dans cette région il maintient un paralelismo accentué par rapport à la ligne de côte.



L'un d'entre nous (M. H. C.) s'est occupé de l'étude pétrographique.

L'examen microscopique de plusieurs lames minces a montré une structure ophitique, à grain moyen. Toutes ces lames laissent voir la prédominance des plagioclases et des clinopyroxènes avec des quantités beaucoup plus modestes d'olivine, de minerais et de quartz.



(*) Universidad de Lisboa.

TABLEAU I

A) Analyses chimiques

	1 (*)	2 (*)	3	4	5	6	7	8
SiO ₂ ... ..	50,49	50,44	53,37	51,70	50,86	54,30	50,80	54,24
TiO ₂ ... ..	1,44	1,14	1,24	1,18	0,91	1,33	1,69	1,24
Al ₂ O ₃ ... ..	14,12	14,57	14,14	14,96	18,22	12,61	15,75	13,76
Fe ₂ O ₃ ... ..	2,48	2,09	2,04	1,62	2,39	2,15	2,16	0,50
FeO ... ..	7,55	7,74	8,82	8,32	5,54	9,89	6,83	8,22
MnO ... ..	0,14	0,15	0,14	0,22	0,13	0,24	0,14	0,12
CaO ... ..	11,78	11,54	8,92	10,26	12,38	6,89	6,86	7,61
MgO ... ..	7,88	8,16	5,85	6,27	5,58	4,74	6,02	6,46
Na ₂ O ... ..	2,25	2,20	3,43	2,83	2,96	2,80	3,94	3,75
K ₂ O ... ..	0,50	0,50	0,95	1,14	0,78	2,54	2,30	1,05
P ₂ O ₅ ... ..	0,17	0,19	—	0,09	0,07	0,19	0,43	0,17
H ₂ O ... ..	1,43	1,57	1,35	1,30	0,54	2,45	2,76	3,02
CO ₂ ... ..	—	—	—	—	—	0,27	0,35	—
TOTAL ... ..	100,23	100,29	100,25	99,89	100,36	100,40	100,03	100,14

(*) TRABUCHO (M): Anal.

- 1) Dolérite pigeonitique — Plage de Cordama (Vila do Bispo).
- 2) Dolérite pigeonitique — Barranco do Candeeiro (Vila do Bispo).
- 3) Dolérite pigeonitique — Monte da Derroca (Odemira).
- 4) Gabbro doléritique pigeonitique — Sud de Ouguela.
- 5) Dolérite pigeonitique — SW de Terena.
- 6) Gabbro doléritique transformé — Nord de Santiago Maior.
- 7) Gabbro doléritique transformé — SSW de S. Braz dos Matos (Alandroal).
- 8) Gabbro transformé (ouralitique) — Nord de Vidigueira.

B) Normes

	1	2	3	4	5
Q ... ..	1,12	0,38	1,33	—	—
or ... ..	2,95	2,95	5,62	6,67	5,00
ab ... ..	18,99	18,56	28,98	23,58	25,15
an ... ..	26,89	28,32	20,35	25,02	33,64
wo ... ..	12,65	11,49	9,99	10,56	11,40
en ... ..	19,58	20,26	14,62	15,70	10,10
fesil... ..	9,68	10,85	12,71	12,28	4,88
for ... ..	—	—	—	—	2,66
fai ... ..	—	—	—	—	1,53
mt ... ..	3,59	3,02	2,95	2,32	3,48
il ... ..	2,73	2,16	2,36	2,28	1,67
ap ... ..	0,40	0,45	—	0,34	0,17
H ₂ O... ..	1,43	1,57	1,35	1,30	0,54
TOTAL ... ..	100,01	100,01	100,26	100,05	100,22



Fig. 2.—Dolérite pigeonitique (Éch. 41). Pyroxène, feldspath, minéral et quartz. Nicols. croisés. × 120.



Fig. 4.—Dolérite pigeonitique. Le même aspect en lumière naturelle. × 30.



Fig. 1.—Dolérite pigeonitique (Éch. 41). Aspect général de la roche. Nicols. croisés. × 30.



Fig. 3.—Dolérite pigeonitique (Éch. 41). Pyroxène, feldspath, minéral et au centre, un gros cristal de l'olivine. Lumière naturelle. × 10.



Fig. 1.—Dolérite pigeonnitique (Éch. 41). Aspect général de la roche.  
Nicol. croisés.  $\times 30$ .



Fig. 2.—Dolérite pigeonnitique (Éch. 41). Pyroxène, feldspath, minéral et quartz.  
Nicol. croisés.  $\times 120$ .



Fig. 3.—Dolérite pigeonnitique (Éch. 41). Pyroxène, feldspath, minéral et au centre, un gros cristal de l'olivine. Lumière naturelle.  $\times 10$ .



Fig. 4.—Dolérite pigeonnitique. Le même aspect en lumière naturelle.  $\times 30$ .

## Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N. de la provincia de Cáceres (Extremadura española)

por R. VEGAS (*)

Le plagioclase est un labrador à 60 % environ d' An.

La pyroxène, a une tonalité variable, entre marron clair et marron plus accentués. L'angle maximum d'extinction est de 37° et l'angle 2V 38°; il doit donc s'agir d'un pyroxène pigeonitique.

L'olivine, quoiqu'accessoire, se montre assez abondante, toujours très altérée en serpentine et iddingsite.

Ces roches ont la mésostase siliceuse formée par du quartz interstitiel. Il s'agit, sans doute, d'une dolérite pigeonitique à caractère tholéitique.

Même avec la présence de l'olivine, il y a une grande ressemblance avec la roche de Derroca.

Prenant en considération l'identité des filons déjà connus et de ceux trouvés récemment, nous avons rassemblé toutes les analyses chimiques des roches de l'alignement filonien cité.

Nous avons préparé, aussi, le diagramme SiO₂-alcalis totaux, et celui de Murata, où le caractère tholéitique de ces roches est bien marqué, quoiqu'une certaine tendance alcaline puisse se montrer quelques fois. Cette tendance est due, surtout, à la haute teneur de la roche en alumine et en alcalis.

Il faut dire que quelques unes de ces roches sont assez altérées.

Pour conclure, nous pouvons dire que le filon qui s'étend entre Carrapateira et Torre de Aspa, actuellement étudié et cartographié, possède des caractéristiques tout à fait semblables à celles du filon de Derroca.

Il s'agit, réellement, du prolongement du grand filon de l'Alentejo vers le SW.

### CONCLUSIONS

Le gran filon de l'Alentejo, d'abord nommé «filon de Derroca», est maintenant connu au Portugal dans toute son étendue. Il traverse le pays, depuis les environs de Torre de Aspa et de Vila do Bispo, jusqu'à Oguela et Campo Maior, en passant par Aljustrel, Vidigueira, Portel et Elvas et en se poursuivant au delà de la frontière.

Orienté selon une direction NE-SW il est à peu près vertical et d'épaisseur variable. Il montre des solutions de continuité, mais de nouveaux segments seront certainement reconnus dans l'avenir, surtout, entre Aljustrel et Cuba.

L'accident tectonique où le filon s'est encaissé est de direction alpine. Il est très consolidé et n'a pas joué lors du tremblement de terre du 28 Février 1969.

Toutefois, son parallélisme avec des failles du Sud, du centre et du Nord du Portugal est notable.

Du point de vue d'âge, le filon de l'Alentejo, est postérieur au Carbonifère marin, dont il coupe les formations. Il est même affecté par des décrochements, comme ceux de la région d'Aljustrel de Vidigueira et d'Elvas.

La mise en place s'est donc faite après le Moscovien. Elle peut être, ainsi, soit de la fin du Paléozoïque, soit du Mésozoïque, peut être contemporaine du filon de Vermoíl, des gabbros de Menoita (Guarda), etc, probablement antérieure au Crétacé (fin du Jurassique).

### BIBLIOGRAPHIE

ASSUNÇÃO, C. TORRE DE. (1949). *Sobre a intrusão dolerítica no Antracólítico do Baixo Alentejo*. «Bol. Soc. Port. Ciên. Nat.», vol. II, 2.ª Sér. (Vol. XVII).

— (1951). *Os doleritos pigeoníticos de quimismo pacífico do Sul de Portugal*. «Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa», núm. 19.

— (1951). *Doleritos da região de Aljustrel*. «Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa», núm. 19.

— (1957). *Rochas gabróicas e anortositicas do Alto Alentejo*. Ass. Port. para o Prog. das Ciên. Cong. Luso-Espanhol, Coimbra, 1956.

— e PERDIGÃO, J. CORREIA (1962). *Sobre o prolongamento do alinhamento filoniano dolerítico de Odemira-Vidigueira até Oguela*. «Com. Serv. Geol. Portugal». Tomo XLVI, Lisboa.

BRAK-LAMY, J. (1949). *A composição química do dolerito pigeonítico da Derroca (Odemira)*. «Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa, núm. 17, 5.ª S. Lisboa.

CARVALHOSA, A. BARROS (1965). *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo)*. «Mem. Serv. Geol. Port.» (N. S.) núm. 11. Lisboa.

FEIO, M. (1951). *A evolução do relevo do baixo Alentejo e Algarve*. «Com. Serv. Geol. de Portugal», tomo XXXII. Lisboa.

KLEYN, H. F. W. (1960). *Contribution to the geology of the Odemira-São Luis Region (Southern Portugal)*. S-Gravenage.

KÜNO, H. (1968). *Differentiation of basalt magmas*. Basalts, vol. 2. Edited by H. H. Hess and Arie Poldervaart. Interscience Publisher.

MURATA, K. J. (1960). *A new method of plotting chemical analyses of basaltic rocks*. «American Journal of Science. Bradley vol.», vol. 258-A.

TEIXEIRA, C., e TORRE DE ASSUNÇÃO, C. (1957). *Novos elementos para o conhecimento das rochas hiperalcalinas sódicas do Alto Alentejo*. «Rev. da Fac. Ciên. Lisboa», 2.ª série, C, vol. V, fasc. 2.

ZBYSZEWSKI, G., e ANDRADE, R. FREIRE DE. (1957). *Nota preliminar sobre a geologia da região de Aljustrel*. XIII Cong. Luso-Esp. para o Prog. das Ciên. (Coimbra, 1956), 5, 4.ª Sec. C. Nat. Coimbra.

Recibido el 18-I-71.

El área investigada forma parte del basamento variscico de la mitad occidental de la Península Ibérica. Las formaciones paleozoicas y precámbricas superiores afloran en toda su extensión y están únicamente interrumpidas por sedimentos recientes, terciarios y cuaternarios (rañas, pedimentos, etc.), que nunca llegan a enmascarar las estructuras hercínicas, con la única excepción de la cobertera del valle del Guadiana.

Una primera división puede realizarse en esta amplia zona atendiendo a tres regiones naturales con características geológicas propias. Estas tres regiones son de Sur a Norte:

1. Borde septentrional de Sierra Morena.
2. Tierra de Barros.
3. Llanuras y Sierras de la Alta Extremadura.

#### 1. BORDE SEPTENTRIONAL DE SIERRA MORENA

Situada en el límite meridional de la Provincia de Badajoz, se caracteriza por la presencia de materiales cámbricos datados con fauna del Georgiense y Acadiense y de materiales del Precámbrico Superior, separados de las series del Cámbrico Inferior mediante un conglomerado basal.

##### a) Precámbrico superior. «Serie negra»

Está formado por una potente serie (más de 3.000 m.) de pizarras arenosas, lechos de fíditas, grauvacas y cuarcitas negras. La serie es muy monótona y apenas se pueden distinguir algunas secuencias en las que predominan las grauvacas. En

(*) Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Universidad de Madrid.

general, presenta tonalidades grisáceas y en ocasiones negras, sobre todo en los tramos de cuarcitas. Por esta coloración fue denominada «serie negra»; nombre adoptado por el profesor Alia Medina y empleado posteriormente por los autores portugueses. Es preciso constar, sin embargo, que la coloración negra no se puede extrapolar a toda la serie; pero los niveles de cuarcitas negras son comunes a todas las formaciones precámbricas de Extremadura. Por este motivo conservamos la denominación empleada ya en nuestro trabajo anterior (13).

La edad precámbrica de esta serie se deduce de su posición bajo una formación detrítica, conglomerática, situada en la base del Cámbrico.

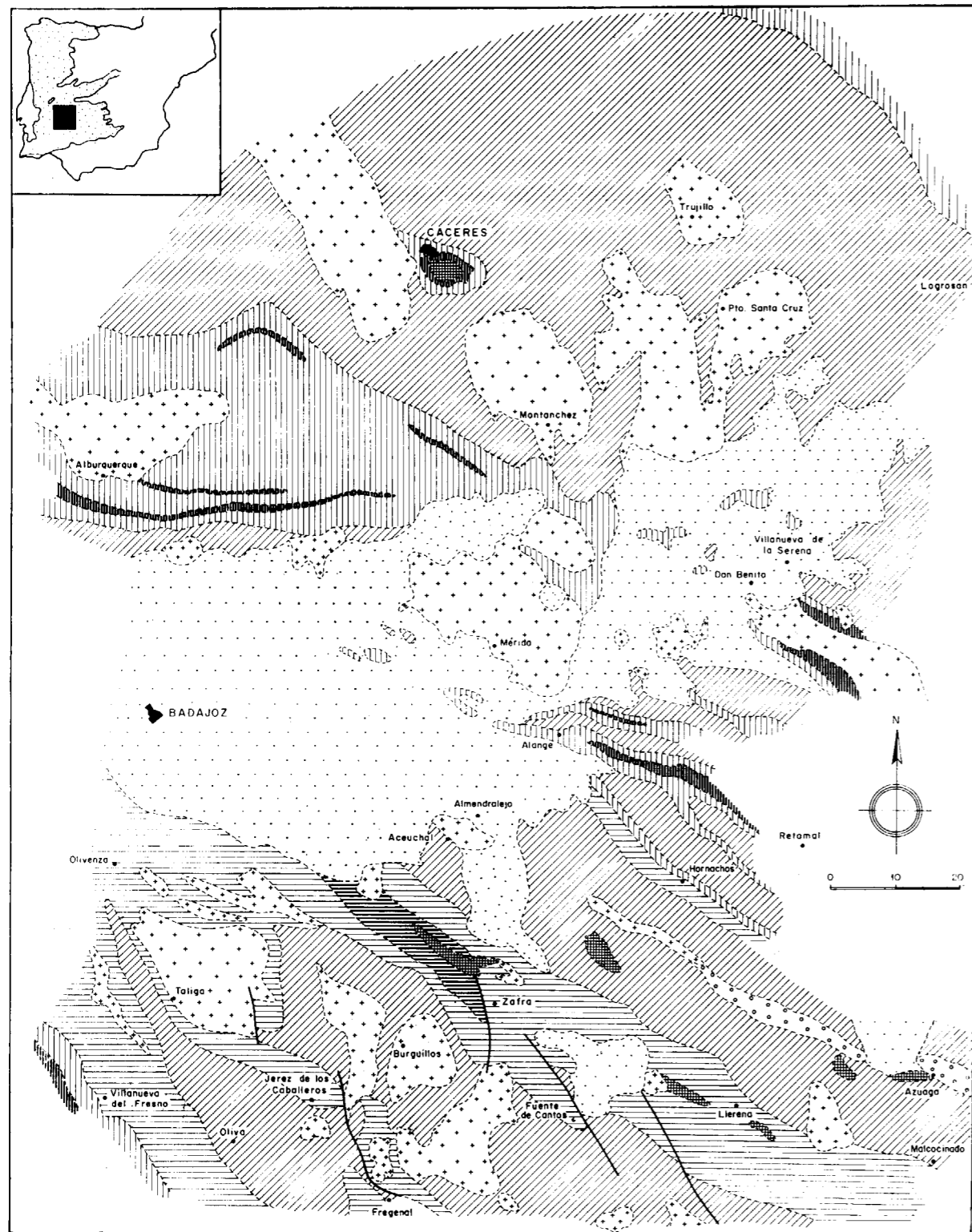
Hay que resaltar que las características de esta serie (litología, monotonía, espesor, etc.) son muy constante en todas las formaciones precámbricas pizarrosas del S. del Macizo Hespérico (14). Únicamente en la Sierra Morena Occidental las potentes series *anteordovícicas* afloran bajo el Cámbrico Inferior fosilífero.

##### b) Serie conglomerática de transición

Se dispone entre las pizarras precámbricas y los niveles más profundos del Cámbrico inferior. Es muy irregular en cuanto a espesor, alcanzando su máxima potencia en la zona de Calzadilla de los Barros y Fuente de Cantos, donde sobrepasa los 1.000 metros. Regionalmente, aun con interrupciones, marca el paso Cámbrico-Precámbrico a lo largo de las estructuras mayores.

La constitución de esta serie es compleja. Hacia el techo se sitúan los niveles de conglomerados con cantos gruesos de cuarzo, cuarcita negra, rocas ígneas ácidas, etc., engastado en una matriz sericitico-cuarzosa con clorita (a veces existen clastos





de más de 30 cm. al S. de Fuente de Cantos). Siguen después niveles menos groseros y areniscas y arcosas con cantos esporádicos. En ocasiones faltan los niveles de conglomerados gruesos (Usagre, La Lapa, Frenegal, etc.)

Dentro de las formaciones conglomeráticas existe un nivel muy constante de porfiroides (13), que constituyen, en nuestra opinión, una formación de microconglomerados con clastos de cuarzo y feldespato potásico y en menor proporción plagioclasa y esporádicamente de cuarcita, es una matriz de cuarzo y sericita, ocasionalmente clorítica y con biotita incipiente. Atendiendo a la relación entre este horizonte de rocas porfiroides y el conjunto de la serie, claramente conglomerática, suponemos un origen sedimentario para este tipo de rocas; aún con el problema de explicar la presencia de fragmentos abundantes de feldespato potásico. Por esto último, junto a la existencia de cantos angulosos, puede explicarse por un transporte nulo o muy pequeño.

También aquí sería conveniente hacer constar

que el nombre porfiroide puede inducir a error, en cuanto al origen de este tipo de rocas. Ya que este término ha sido utilizado para rocas de origen volcánico, como supone F. Lotze, al dar el nombre a las «capas de Huelva», de origen claramente volcánico.

Dentro de la serie de transición Cámbrico-Pre-cámbrico, los «porfiroides» tienen su mayor desarrollo en la región Bodonal-Fregenal de la Sierra y en las proximidades de Malcocinado (5), donde se continúan más hacia el Sur, en la provincia de Córdoba (*).

Aún existe otro nivel característico en relación con esta serie detrítica. Hacia el muro afloran un complejo de rocas volcánicas básicas, que alcanzan su mayor desarrollo hacia la parte más septentrional de la Sierra Morena. Afloran al S. de Fuente de Cantos, en las proximidades de Usagre, cerca de Malcocinado y al N. de Azuaga.

c) *Cámbrico inferior*

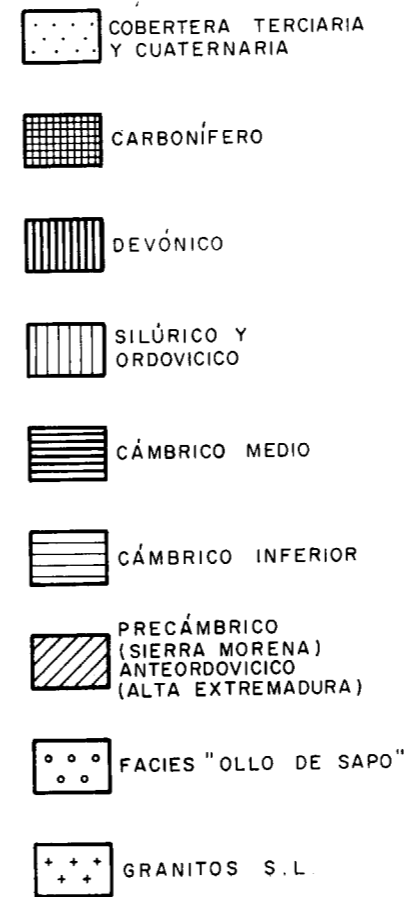
En general el esquema del Cámbrico inferior de Sierra Morena puede resumirse en tres conjuntos, que han permanecido válidos en los últimos tiempos (11), (8). De techo a muro se disponen:

3. Serie detrítica superior.
2. Serie calcárea.
1. Serie detrítica inferior.

El horizonte 1 muestra una sedimentación de pizarras arenosas, violáceas, con mayor contenido de arena hacia la base y con huellas de gusanos (sin valor paleontológico) y ripple-marks. Dado el carácter erosivo de la serie conglomerática de transición, descrita anteriormente, el horizonte 1 puede faltar, apoyándose las calizas sobre el conglomerado basal (Usagre, N. de Fregenal).

El tramo 2 es fundamentalmente de naturaleza carbonatada (calizas y dolomias) de tonos pardos y muy constante como nivel guía. En varios puntos hay abundantes yacimientos de arqueociátidos. Hacia la región de Llerena existen en la base de este horizonte intercalaciones de pizarras, formándose una serie alternante. Es importante resaltar que en este nivel se disponen intrusiones de rocas ígneas básicas, muy constantes en el área estatuida.

El tramo 3 es más complejo. Inmediatamente sobre las calizas del nivel 2, se disponen pizarras margosas abigarradas, a veces de color rojo intenso,



(*) M. DELGADO QUESADA, comunicación personal.

que contiene fauna de trilobites georgienses. Sobre las pizarras rojas siguen areniscas y subarcosas que van alternando con pizarras hasta que en el techo desaparecen casi por completo las subarcosas. La serie tiene entonces un aspecto típico de ritmo flysch. Aun en estas pizarras superiores existen restos de trilobites más modernos que la fauna de Saukianda, pero todavía en el Georgiense.

La edad de los tres tramos no ofrece dudas, por la existencia de abundante fauna en los tramos 2 y 3 que caracterizan un Georgiense alto (11), (8).

El horizonte 1 puede incluirse por tanto dentro del Cámbrico inferior, cuyo límite hacia abajo debe colocarse en la serie conglomerática de transición, que supone una interrupción estratigráfica.

#### d) Cámbrico medio

Está representado por una formación de areniscas y pizarras con niveles conglomeráticos y abundantes rocas volcánicas básicas y espilitas. Las pizarras muestran una fauna del Acadiense (2). La base de esta formación está constituida por un nivel de cuarcitas muy constante (cuarcitas de Zafra).

No hay evidencia de Cámbrico medio en el resto de la Sierra Morena. Parece ser que queda restringido a esta región del N. de Zafra. No hay tampoco evidencias del Cámbrico superior.

#### e) Carbonífero

Los depósitos carboníferos muestran la existencia de una laguna estratigráfica para el Ordovícico, Silúrico y Devónico de esta zona. Están formadas por materiales detríticos epicontinentales, a excepción de la cuenca de Los Santos de Maimona, donde hay calizas viseenses con fauna muy abundante.

Todas las formaciones continentales contienen abundante flora y en ocasiones capas delgadas de carbón.

Litológicamente hay conglomerados, areniscas, pizarras arcillosas, etc., que se diferencian fácilmente de los materiales cámbricos.

La edad de estas formaciones va haciéndose más moderna hacia el S. a lo largo del sinclinal de Zafra-Llerena. De las formaciones marinas dinantienses se pasa a las formaciones epicontinentales del Namuriense de Llerena y a las cuencas del Carbonífero superior del N. de la Provincia de Sevilla (12).

#### f) Tectónica

El borde septentrional de la Sierra Morena se descompone en dos grandes estructuras responsa-

bles del afloramiento de las bandas cámbricas y precámbricas. Estas dos grandes estructuras son el Anticlinorio de Olivenza Monesterio (1) y el Sinclinatorio de Zafra-Llerena-Alanís.

Es evidente en esta zona la existencia de dos fases de plegamiento productoras de esquistosidad. La fase más antigua ( $F_1$ ) muestra una esquistosidad  $S_1$  muy constante, de plano axial de micropliegues orientados NNE.-SSW. a N.-S. en el anticlinario de Olivenza-Monesterio. Los pliegues de esta primera fase parecen ser isoclinales y de dimensiones muy reducidas; aunque en la zona del N. de Fregenal de la Sierra los pliegues  $F_1$  son mesoscópicos (métricos y kilométricos).

La esquistosidad  $S_2$ , resultado de la segunda fase  $F_2$ , es muy penetrativa en el segmento más septentrional del anticlinario Olivenza-Monesterio. Al W. de Fregenal existen muy buenos ejemplos de  $S_1$  replegada por  $S_2$  en pliegues de 0,5 a 1 cm. Los pliegues de la  $F_2$  son aproximadamente ortorómbicos. Las estructuras mayores son el resultado de  $F_2$ . Pertenecen, por tanto, a  $F_2$  las macroestructuras «hercínicas» representadas por pliegues NW.-SE. con vergencia muy acusada hacia el SW. en toda la Sierra Morena.

En cuanto a la edad de estas fases, se puede asegurar, para este sector, que  $F_1$  no sobrepasa el Dinantiense marino del N. de Zafra. Para la edad  $F_2$  no tenemos en la zona datos de sedimentación del Carbonífero Superior y únicamente se puede precisar una edad postnamuriense; pero teniendo en cuenta la edad prewestfaliense del plegamiento principal del N. de la provincia de Sevilla (12), podemos suponer aquí también una edad comprendida entre el Namuriense y el Wesfaliense (sudética).

Respecto a los movimientos epirogénicos, parece ser que la serie de transición conglomerática es el reflejo de movimientos asínticos de gran radio de curvatura. Las fases sárdicas vendrían marcadas por la formación detrítica de la «cuarcita de Zafra» y la laguna estratigráfica situada entre el Cámbrico medio y el Visé.

#### g) Metamorfismo

Existe un metamorfismo regional progresivo muy débil. La serie conglomerática de transición alcanza apenas la isógrada de la biotita.

Excepcionalmente existe un núcleo metamórfico en el que se llega a alcanzar la isógrada del almandino. Está situada al N. de Fregenal de la Sierra, en la carretera de Jerez de los Caballeros, y lo hemos denominado complejo metamórfico de Las Mayorgas. Aparecen en él una serie de esquistos micáceos, esquistos cuarzo-feldespáticos, anfíbolitas y microgneises.

Dadas las características mineralógicas y texturales de cada uno de los niveles de este conjunto metamórfico, podemos considerar que se trata de la «serie conglomerática de transición» metamorfozada representada por conglomerados, «porfiroides», grauvacas y arcosas y niveles de rocas ígneas básicas (ortoanfibolitas) y margas impuras (paraanfibolita). Se aprecia en lámina delgada como la foliación aparece replegada por  $F_2$ .

En el techo de esta serie metamórfica aparecen calizas cámbricas del nivel de arqueociátidos.

El tipo de metamorfismo del núcleo de Las Mayorgas parece corresponder, por las paragénesis minerales de cada uno de sus componentes (biotita, cordierita, almandino en los niveles esquistosos y gneísicos, y hornblenda verde y plagioclasa, tipo andesina, en las anfíbolitas), a un metamorfismo del tipo Abukuma, en las facies de las anfíbolitas.

#### h) Granitos

Existen dos tipos fundamentales de granitos desde el punto de vista estructural y composicional. Los granitos  $G_1$  anteriores, al menos, a  $F_2$  y los granitos  $G_2$  posteriores a la última fase esquistosa hercínica.

Los  $G_1$  son tardi o post  $F_1$  y están localizados en relación con el núcleo de Las Mayorgas y en el gran plutón de Barcarrota. El granito de Las Mayorgas (N. de Fregenal) es claramente sintectónico y es característicamente leucocrato.

Los granitos  $G_2$  se localizan a lo largo del núcleo del anticlinorio Olivenza-Monesterio, formando amplios afloramientos. Su composición es más variada, con tendencia más básica que los anteriores. Oscilan entre granitos propiamente dichos, de dos micas, y granodioritas con aparición de anfíbol (hornblenda verde).

## 2. TIERRA DE BARROS

Esta región representa una estrecha franja entre Sierra Morena y la Alta Extremadura. El nombre se refiere a una cobertera pliocuaternaria denominada Barros. La característica principal es la presencia de terrenos metamórficos meso y catazonales. La delimitación de esta región puede hacerse entre la Sierra de Hornachos al N. y las sierras de Llerena y los Santos de Maimona al S.

#### a) Precámbrico superior

Los terrenos precámbricos ocupan la casi totalidad de esta región, en parte aparecen bajo los

efectos de un fuerte metamorfismo regional progresivo.

En la base de una potente formación de pizarras con niveles de grauvacas y cuarcitas (equivalente a la «serie negra») aflora una formación detrítica metamorfozada de características análogas al «ollo de sapo» del centro y NW. de la Península. Estos niveles podrían suponer una formación conglomerática basal.

La «serie negra» es de características similares a la del Anticlinorio Olivenza-Monesterio.

#### b) Serie detrítica de transición

Aparece menos potente que en Sierra Morena, pero están representados todos los niveles, a excepción de los porfiroides del tipo de Bodonal y Malcocinado.

Los niveles conglomeráticos más característicos se encuentran en río Machel. Se trata de una formación muy continua de arcosas y conglomerados situada en el techo de las formaciones del tipo «serie negra».

Las volcanitas básicas de la base de esta serie de transición desaparecen hacia el N.

#### c) Cámbrico

No hay pruebas paleontológicas de una existencia de Cámbrico en esta región, pero parece lógico incluir en él los afloramientos comprendidos entre la serie conglomerática del Machel y las cuarcitas ordovícicas de la Sierra de Hornachos.

A partir de esta zona y hacia el N. ya no aparece el Cámbrico fosilífero y variado de Sierra Morena, sino estos niveles de pizarras y areniscas situadas bajo las cuarcitas armonicanas. Para estos horizontes se ha supuesto una edad del Cámbrico superior (8) con una laguna para el Cámbrico medio e inferior.

#### d) Carbonífero

Aflora discordante sobre las pizarras precámbricas. Se trata de formaciones pizarrosas y conglomeráticas de edad namuriense en Berlanga, donde existe abundante flora.

Existe además una formación conglomerática muy potente en las proximidades de Hinojosa del Valle que muestra abundante flora de posible edad devónica (*), aun con las dificultades de una mala conservación. Este afloramiento es completamente inédito y estaba considerado como Mioceno.

(*) Comunicación personal J. TALENS.

e) *Tectónica*

Las fases hercínicas  $F_1$  y  $F_2$  están aquí representadas por la esquistosidad de flujo y el clivaje de fractura de los materiales metamórficos. Parece lógico suponer el metamorfismo como relacionado con los pliegues de  $F_1$ . Existen pliegues rómbicos  $F_2$  en la foliación.

En conjunto toda la región es un gran anticlinorio cuyo eje queda definido por la alineación Almendralejo-Azuaga. Este anticlinorio es resultado de  $F_2$  y permite el afloramiento de las formaciones «ollo de sapo».

f) *Metamorfismo*

La banda metamórfica de esta región está formada por una secuencia petrográfica que comprende esquistos micáceos, gneises cuarzo-feldespáticos de grano fino, con niveles intercalados de paraanfilitas y gneises de grano grueso.

Los esquistos micáceos y los gneises de grano fino tienen paragénesis mineralógicas análogas (cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, cordierita y biotita). Se diferencia únicamente en que los gneises presentan una mayor proporción de feldespato potásico y menor proporción de moscovita.

Las anfibolitas son claramente de origen sedimentario. Muestran textura granoblásticas y nematoblásticas (con ausencia de texturas ígneas residuales) y una paragénesis mineralógica de plagioclasa ( $An_{35}$ ) en ocasiones feldespato potásico, hornblenda verde y almandino.

Dentro de las formaciones gneísicas se distinguen dos tipos: gneises glandulares de origen discutible y granitos metamorfizados.

Dentro de los gneises glandulares incluimos los de Aceuchal y los de Valencia del Ventoso. Las diferencias texturales entre ambos no son marcadas, únicamente los segundos muestran una mayor individualización de las glándulas, que los hace semejantes a los tipos «ollo de sapo». En ambos casos la foliación ( $S_1$ ) ha sido plegada por  $F_2$ . Las paragénesis minerales son análogas: blastos de plagioclasa y ortoclasa, claramente antimetamórficos en una matriz formada por biotita, moscovita, cuarzo y en ocasiones granate almandínico. Cuando desaparece la moscovita comienza a cristalizar la sillimanita junto a la biotita.

En cuanto al origen posible de estos gneises, suponemos que se trata de metaconglomerados, sobre todo en las variedades afines al «ollo de sapo».

Los granitos metamórficos, de textura claramente genésica, corresponden en general a granitos alcalinos formados por ortoclasa peritítica microlinizada, plagioclasa ( $An_{25}$ ), cuarzo, biotita y hornblenda verde.

De todos estos datos se deduce que esta zona está afectada por un metamorfismo regional progresivo. Se sobrepasa siempre la isograda de la biotita y se llega a alcanzar la de la sillimanita. Se trata, por tanto, de un metamorfismo meso-catazonal. Teniendo en cuenta las paragénesis encontradas por nosotros, almandino y hornblenda verde en las anfibolitas y cordierita, almandino y sillimanita en los gneises y la presencia de distena y estaurrolita citadas anteriormente (3), podemos especificar que se trata de un metamorfismo de presiones moderadas, intermedio entre los tipos Barrow e Idaho.

g) *Granito*

Los granitos metamorfizados descritos en el apartado anterior, corresponden a intrusiones anteriores a  $F_1$  y  $F_2$ . Se trata, por tanto, de granitos  $G_0$  antiviseenses y lo más probable es que su edad sea ordovícica. Esto último podemos deducirlo teniendo en cuenta la edad de los granitos alcalinos del NW. de la Península y del Alentejo portugueses (9).

La existencia de estos granitos alcalinos en esta zona podría suponer la existencia de un área geosinclinal para el geosinclinal hercínico en los tiempos cámbricos y ordovícicos (9). El umbral así deducido explicaría la presencia de formaciones conglomeráticas tipo «ollo de sapo» en el Precámbrico y el cambio radical en la sedimentación del Cámbrico en esta zona.

Los  $G_0$  se disponen en un pequeño afloramiento en Aceuchal y Almendralejo (bajo la cobertera terciaria) y en una banda estrecha desde Hinojosa del Valle a Llera.

Existen también granitos  $G_2$  pero de escasas dimensiones de afloramiento en Santa Marta y Ahilones.

## 3. LLANURAS Y SIERRAS DE LA ALTA EXTREMADURA

Esta región queda enmarcada al S. por las Sierras de Hornachos y al N. por las Sierras de Deleitosa, Miravete y su continuación al N. del Tajo.

Se caracteriza por la existencia de amplios espacios pizarrosos interrumpidos por sinclinales de cuarcitas y batolitos graníticos.

a) *Precámbrico*

Las potentes series de pizarras y grauvacas de edad anteordovícica son atribuibles al Precámbrico, teniendo en cuenta su identidad, en cuanto a potencia y litología, con la «serie negra» de Sierra Morena (14). También por analogía con las pizarras del Anticlinal de Valdelacasa habían sido consideradas estas pizarras como Algónquicas (7).

Las pizarras y grauvacas aparecen en secuencias rítmicas muy monótonas, haciendo imposible calcular su potencia. Estimamos que debe sobrepasar los 5.000 metros. Se trata claramente de depósitos de facies geosinclinal.

b) *Serie conglomerática de transición*

Al igual que en las zonas anteriores, suponemos sobre el Precámbrico una formación arenosa y conglomerática que aflora al S. de la Sierra de Deleitosa (Cáceres) (6). Aun sin una relación tectónica clara estos conglomerados únicamente son correlacionables con las formaciones basales del Cámbrico de Sierra Morena (14). Esta serie está formada por arenismos y conglomerados con cantos de cuarzo, cuarcita negra y arenisca gris. Aflora al SE. de Deleitosa.

c) *Cámbrico*

Son atribuibles a este sistema las pizarras arenosas y areniscas que afloran bajo la cuarcita armoricana. Han sido colocadas en el Cámbrico superior (8) y a veces pueden faltar, apoyándose la cuarcita ardovícica sobre el Precámbrico.

Es evidente que esta serie forma un conjunto aparte dentro de los materiales preordovícicos y que siempre aparece inmediatamente debajo de la cuarcita armoricana. También es evidente la ausencia en toda esta región de formaciones cámbricas fosilíferas y de litología bien diferenciada.

d) *Ordovícico y Silúrico*

El Ordovícico está claramente representado por las cuarcitas armónicas con cruzianas de gran talla. Este nivel es muy constante y no ofrece lugar a dudas en cuanto a su correlación. Los niveles superiores del Ordovícico solamente se han datado por fósiles en la Sierra de San Pedro (4). Se trata de areniscas y pizarras oscuras. El carácter debe atribuirse también (4) formaciones cuarcíticas que en la Sierra de San Pedro llegan a tener más importancia morfológica que las cuarcitas armónicas.

El Silúrico únicamente aparece datado mediante graptolites (4) en la Sierra de San Pedro. A este sistema pueden pertenecer algunas de las pizarras que afloran sobre las cuarcitas ordovícicas de las sierras situadas entre Hornachos y Retamal, pero hasta el momento no hay evidencia paleontológica.

e) *Devónico*

Aparece en los núcleos sinclinales de las sierras de la zona de Hornachos-Retamal y en la Sierra de San Pedro. Los materiales incluidos en este sistema contienen fauna típica en Alange (10) y en Aliseda (4). Se trata de formaciones pizarrosas con niveles de areniscas y cuarcitas y en la zona más meridional aparecen lentejones de calizas.

f) *Carbonífero*

Está apenas representado por niveles pizarrosos y calcáreos de edad carbonífero inferior (4) en el Sinclinal de Cáceres y en algunos puntos de la Sierra de San Pedro. No se continúan en esta región las potentes formaciones del gran sinclinal de los Pedroches.

g) *Tectónica*

Las macroestructuras hercínicas aparecen bien delimitadas por los niveles de cuarcitas armónicas. Los pliegues kilométricos de dirección media NW.-SE. corresponden a  $F_2$  de la Sierra Morena. De S. a N. se disponen las siguientes unidades:

- Sinclinal de Hornachos.
- Anticlinal de Palomas-Campillo de Llerena.
- Sinclinorio de Oliva.
- Anticlinorio de Guareña-Higuera de la Serena.
- Sinclinorio de Los Pedroches-Sierra de San Pedro.
- Anticlinorio del Centro de la provincia de Cáceres, que contiene el Sinclinal de Cáceres-ciudad.

Estas estructuras son las responsables de los afloramientos de Silúrico, Devónico y Carbonífero en los sinclinos y Precámbrico en los anticlinorios.

Existen pruebas de un plegamiento ante  $F_2$  en la extensión precámbrica del Anticlinorio del Centro de la provincia de Cáceres. La edad de esta fase es aún problemática (6), ya que sus efectos sólo se han encontrado hasta ahora en la porción precámbrica de la serie antiordovícica.

La edad de la fase reflejada en las macroestructuras debe ser equivalente a la de la fase  $F_2$  de la Sierra Morena.

## h) Granitos

Los granitos afloran en las macroanticlinales formando batolitos de grandes dimensiones. Se trata de granitos y granodioritas claramente posteriores a  $F_2$ , es decir tardihercínicos, equivalentes a los  $G_2$  del Anticlinorio Olivenza-Monesterio. Están en relación con el gran batolito granítico de Los Pedroches, donde afloran casi de manera continua desde las inmediaciones del N. de la provincia de Jaén.

## 4. VISIÓN DE CONJUNTO

De todos los datos expuestos anteriormente es preciso hacer resaltar los siguientes puntos:

Existencia de una formación precámbrica (precámbrica superior) muy constante, de gran potencia y carácter geosinclinal. Esta formación es la base del Paleozoico en todo el área estudiada.

Existencia de dos niveles «porfiroides». Uno en la base del Cámbrico inferior (afloramientos de Bodonal y Malcocinado) y otro en la base de las pizarras precámbricas («ollo de sapo» de Valencia de Las Torres y Azuaga).

Determinación de una serie conglomerática situada en el Precámbrico y en el Cámbrico (Cámbrico? en el N. de Cáceres). En esta serie hay niveles porfiroides (Bodonal y Malcocinado) y niveles de rocas ígneas básicas en Sierra Morena.

Cambio radical entre las formaciones cámbricas seguras de Sierra Morena y el Cámbrico de las Sierras y Llanuras de la Alta Extremadura. Esto puede deberse a la existencia de un umbral de sedimentación y a la acción de las fases erosivas sárdicas.

Evidencia de dos fases de plegamientos sinquistosos en Sierra Morena y Región de la Tierra de Barros. Ambas fases se pueden datar como antedevoniana (y postdevoniana superior?). La primera ( $F_1$ ) y prewestfaliense (postnamuriense) la segunda ( $F_2$ ). En el N. de la Provincia de Cáceres únicamente se puede precisar una edad semejante prewestfaliense para la fase principal.

División de las formaciones graníticas en tres grupos según su emplazamiento tectónico.  $G_0$  de edad probable ordovícica,  $G_1$ , ante  $F_2$  y  $G_2$  posttectónicas hercínicas. Los  $G_0$  están relacionados con los granitos paracalinos del NW. de la Península.

Los  $G_2$  aparecen en relación con las macroestructuras en dos bandas bien definidas.

Existencia de un metamorfismo meso-catazonal en la Región de la Tierra de Barros. Esta banda metamórfica están en relación con el plegamiento de  $F_1$ .

## BIBLIOGRAFÍA

- (1) ALÍA MEDINA, M.: *Rasgos estructurales de la Baja Extremadura*. «Bol. R. Soc. Hist. Nat.» (g), 61, 247-262 (1963).
- (2) BARD, J. P.: *Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (Prov. de Badajoz), España*. «Not. y Com. del Inst. Geol. y Min.», 76, 175-180 (1964).
- (3) — — *Granites écrasés et orthogneiss «ollo de sapo» á disthene dans la bande Badajoz-Azuaga (Badajoz, Espagne) et le problème d'un socle brioverien dans le Sud de l'Espagne*. «C. R. Acad. Paris», 265, 1875-1879 (1967).
- (4) BOCHMANN, H. G.: *Stratigraphie und Tektonik der zentralen Extremadura im Bereich von Cáceres und der östlichen Sierra de San Pedro*. Tesis de la Facultad de Ciencias de Münster (1956).
- (5) FRICKE, W.: *Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura*. «Z. dtsh. geol. Gess.», 103, 136-138 (1951).
- (6) GUTIÉRREZ ELORZA, M. & VEGAS, R.: *Consideraciones sobre la estratigrafía y la tectónica del E. de la Provincia de Cáceres*. «Est. Geológicos», 27, 177-180 (1971).
- (7) LOTZE, F.: *Präkambrium Spaniens (Literaturbericht 1956-1965)*. «Zbl. Geol. Paläont.», 1/5, 989-1006 (1966a).
- (8) — — *Kambrium Spaniens (Neue Forschungsergebnisse 1961-1965)*. «Zbl. Geol. Paläont.», 1/6, 1206-1227 (1966b).
- (9) PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H.; HEBBEDA, E. H. & VERDUMEN, E. A. T.: *Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula*. «Eclog. Geol. Helvetiae», 63/3, 255-274 (1970).
- (10) ROSO DE LUNA, I. & HERNÁNDEZ PACHECO: *Memoria explicativa de la Hoja núm. 777 — Mérida (Badajoz)*. «Inst. Geol. y Min. de España (1950).
- (11) SCHNEIDER, H.: *Das Paläozoikum im Westteil der Sierra Morena (Spanien)*. «Z. dtsh. geol. Gess.», 105, 134-135 (1951).
- (12) SIMON, W.: *Untersuchungen in Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien)*. «Abh. senckenberg. naturf. Gess. Fr. Dtsch.», 485, 31-52 (1951).
- (13) VEGAS, R.: *Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura*. «Est. Geol.», 24, 85-89.
- (14) — — *Formaciones precámbricas de la Sierra Morena Occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadén, Don Benito y Cáceres*. «Est. Geol.», 26, 225-231 (1970).

Recibido: 18-I-71.

## Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del Anticlinorio Olivenza-Monesterio (Badajoz) (*)

por J. L. HERNANDEZ ENRILE (**)

## RESUMEN

En la zona comprendida entre Bodonal de la Sierra y norte de Santa Olalla del Cala, yace con dirección NW-SE. una compleja formación de origen volcánico-sedimentario que denominamos Capas de Bodonal-Cala. Se caracteriza por la presencia de rocas porfiroides con megacristales feldspáticos a las que se superpone otras facies de grano fino.

La edad de esta formación se la considera como la base del Cámbrico.

En el borde sur del Anticlinorio Almendralejo-Azuaga se superponen al complejo metamórfico de Almendralejo (Serie Negra) rocas porfiroides (Villalba de los Barros), que consideramos de la base del Cámbrico.

## ABSTRACT

A complex formation of sedimentary volcanic origin that we have named «Bodonal-Cala Beds», outcrop with NW-SE. direction in the zone comprised between Bodonal de la Sierra and the Northern part of Santa Olalla del Cala. This formation is characterized by the presence of porphyroid rocks shewin feldspar megacrysts, the ensemble being overlaid by finer-grained rocks. The age formation is the Cambrian basis.

In the Southern border of the Almendralejo-Azuaga Anticlinorium the Almendralejo Metamorphic Complex (Serie Negra) is overlaid by porphyroid rocks that we consider belong to the Cambrian basis.

## I. INTRODUCCIÓN

En el SW. de la Península, región de la Baja Extremadura y norte de Huelva, aparecen bien representadas formaciones de rocas porfiroides cuyo significado petrogenético y estructural, plantean un problema fundamental por lo que se refiere al desarrollo y evolución de orógeno varístico. Estas formaciones a que nos referimos son las que se encuentran situadas en el límite Cámbrico-Precámbrico, como es el caso de la serie que denominamos Capas de Bodonal-Cala caracterizada por la presencia de rocas porfiroides; dicha serie yace sobre una potente y monótona formación

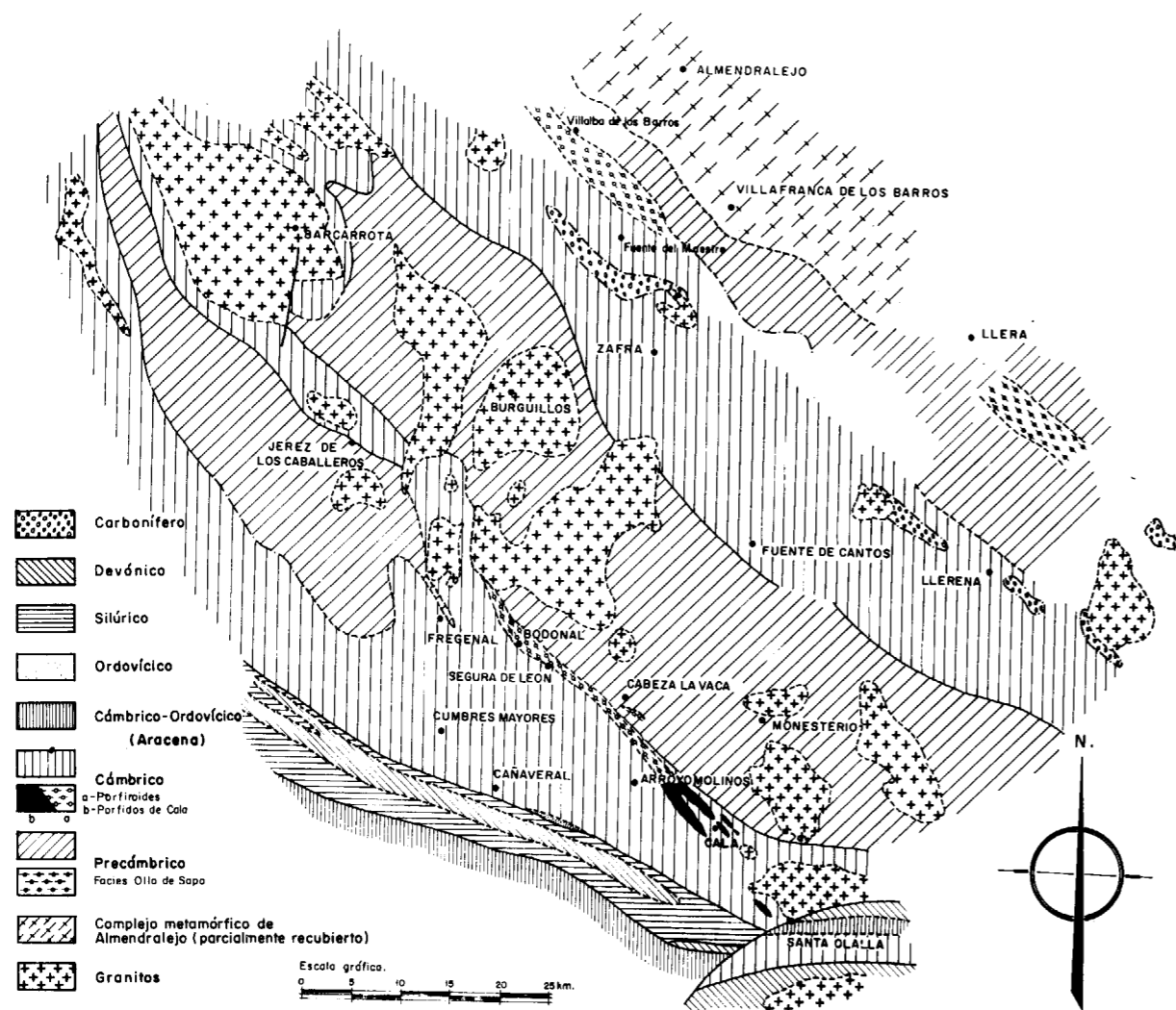
(*) Este trabajo se ha llevado a cabo con la ayuda de la Fundación Juan March de la que es becario el autor.

(**) Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Cátedra de Geodinámica Interna. Universidad de Madrid.

de materiales pizarrosos, cuarcitas y grauvacas («Serie Negra»-Precámbrico Superior) y bajo el constante horizonte calcáreo, detrítico en su base, del Georgiense superior.

El objeto de este trabajo es dar a conocer algunas precisiones sobre el límite Cámbrico-Precámbrico definido por la serie de Capas de Bodonal-Cala, así como el origen y posición estratigráfica de las rocas porfiroides que forman parte de la citada serie que aflora en el flanco meridional del Anticlinorio Olivenza-Monesterio (Alía Medina, 1963). Se realiza un ensayo del significado estructural de esta serie a partir de las comparaciones que se establecen con otras formaciones porfiroides dentro del marco del SW. del Macizo Hespérico.

Con el fin de situar la formación porfiroide que constituye parte de las Capas Bodonal-Cala dentro del ámbito geológico de la región, se presenta



Esquema Geológico de la Baja Extremadura y N. de la provincia de Huelva.

un esquema geológico, el cual sirvió de guía para las excursiones que se realizaron en España durante la Primera Reunión Internacional sobre geología del SW. de la Península (septiembre de 1970). (M. Gutiérrez Elorza, J. L. Hernández Enrile, R. Vegas Martínez, 1970). Al citado esquema se le ha añadido la representación de la formación porfiroide mencionada anteriormente, y otros dos afloramientos de rocas porfiroides, uno al SW. de Almendralejo que denominamos de *Villalba de los Barros*, y otro al SSE. de Llera, con características similares al Olla de Sapo del NW de la Península, denominado Porfiroide de *Valencia de las Torres* (J. P. Bard, 1967).

En trabajos anteriores (J. P. Bard, 1965), sitúa las rocas porfiroides de Bodonal en el Precámbrico, por debajo de la Serie Negra a la que consideraba del Cámbrico inferior. En el substrato de la

serie porfiroide cita la existencia de microgranitos porfiroides (rapakiwi), que reflejaría la presencia de un zócalo antecámbrico. Posteriormente J. P. Bard (1969) atribuye la serie porfiroide al Precámbrico reciente, situándola por encima de la Serie Negra. R. Vegas (1968) considera a la formación porfiroide de Bodonal, como una serie de transición de paso de Serie Negra (Precámbrico), al Cámbrico inferior. Por último, en un trabajo reciente R. Vegas 1970, considera las rocas porfiroides como materiales del Precámbrico.

## II. ESTRATIGRAFÍA DE LAS CAPAS DE BODONAL-CALA

En la zona comprendida entre Bodonal de la Sierra y norte de Santa Olalla del Cala, yace con dirección NW-SE. una compleja serie caracterizada por la presencia de rocas de facies porfiroides si-

tuada en el borde del flanco meridional del núcleo del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, continuándose hacia el este para aflorar al norte de la Hoja de Almadrén de la Plata.

Esta serie a la que denominamos Capas de Bodonal-Cala, se caracteriza también por la complejidad de su constitución litológica, así como por sus notables cambios de facies y potencia. Está situada en el límite de una serie de edad Precámbrica (Serie Negra) y los niveles más bajos correlacionables en la región con los datos del Cámbrico inferior.

En la zona a la que nos venimos refiriendo en este trabajo es difícil establecer una serie completa de las Capas de Bodonal-Cala, al estar afectada por fallas con dirección NW-SE., que hacen desaparecer parte de las mismas, como en el caso concreto de la falla que pasa por Bodonal y norte de Arromolinos. Sin embargo, a partir de los diversos cortes realizados y teniendo en cuenta los cambios laterales que presenta esta compleja formación, se ha podido establecer la siguiente serie.

Superponiéndose a las pizarras cuarzosas, cuarcitas y grauvacas (Serie Negra-Precámbrico) aparece un banco de cuarcita masiva negra, que define el techo de esta serie precámbrica en el tramo que va desde las inmediaciones al norte de Segura de León hasta Cabeza la Vaca, con una potencia que oscila entre 5 y 20 metros. Sin embargo, los materiales del techo de la Serie Negra que constituye el núcleo del Anticlinorio Olivenza-Monesterio, están generalmente representados por pizarras y grauvacas grises oscuras y negras con intercalaciones de cuarcitas negras no su superiores a tres metros de espesor.

Los materiales que yacen por encima del conjunto Precámbrico corresponden a la parte basal de las Capas de Bodonal-Cala, cuyas facies reflejan un nuevo ciclo de sedimentación. La serie comienza con pizarras, metacuarcitas, a veces bandeadas y pizarras arenosas grises, caracterizándose en ocasiones estos materiales por la presencia de pequeños cristales de pirita que dan un aspecto moteado a la roca. Junto con estos materiales y de forma irregular, se interstratifican hacia la base niveles de porfiroides de grano fino, representados por materiales pelíticos-tobáceos, pizarras cuarzo-feldespáticas que corresponderían a las antiguas tobas y materiales lávicos de composición ácida. Son frecuentes las intercalaciones de bancos calizos y calcoesquitos con potencias que oscilan entre 0,50 y 5 metros, así como de conglomerados caracterizador por tener abundante matriz pizarrosa y escasos cantos de pizarras y cuarcitas.

Estos materiales que corresponden a la base a las Capas de Bodonal-Cala, por cambio lateral pasan a rocas porfiroides esquistosadas, superponién-

dose estas últimas directamente sobre la Serie Negra.

En tránsito lateral y de muro a techo, este conjunto de materiales cuya potencia oscila entre 50 y 200 metros, pasa a una potente y continua formación fundamentalmente porfiroide, representado en el esquema geológico por una estrecha banda que se extiende unos treinta kilómetros desde Bodonal a Cala. A lo largo de esta franja se han podido diferenciar dos facies de rocas al parecer estrechamente relacionadas entre sí, una de porfiroides con megacristales feldespáticos, cuyo tamaño de grano disminuye hacia el NW. al mismo tiempo que se intercalan volcánicas ácidas y sedimentos pizarrosos y cuarcíticos (zoca de Segura de León), y otra de pórfidos con megacristales feldespáticos, que enlazan con las facies porfiroides en tránsito gradual en el extremo SE. de la banda citada (zona de Cala). Ambas formaciones que constituyen fundamentalmente la franja que se extiende desde Bodonal a Cala las hemos denominado *porfiroides de Segura de León* y *pórfidos de Cala*, respectivamente.

Superponiéndose a estas últimas formaciones y en tránsito a veces gradual, la serie continúa hacia el techo con rocas que consideramos de facies porfiroide de grano fino de composición cuarzo-feldespática, de tonos grises y azulados, las cuales corresponderían a antiguas tobas riolíticas con intercalaciones de metagrauvacas, pizarras arenosas y cuarcitas. Hacia el techo de la serie aparecen pelitas cuarzosas con intercalaciones de pizarras, subarcosas, cuarcitas y rocas volcánicas ácidas. Como veremos más adelante es evidente que gran parte de los materiales que constituyen este último tramo de las Capas de Bodonal-Cala, son rocas híbridas, sedimentarias, con participación volcánica, intercalándose tobas riolíticas, cineritas y lavas ácidas que dan a este último tramo de la serie un carácter definitivamente volcánico-sedimentario.

Sobre las Capas de Bodonal-Cala, aparecen pizarras bandeadas, cuarcitas, bancos de calizas, materiales que constituyen una serie calcoesquistosa sobre la que yace el característico y constante horizonte calcáreo del Cámbrico inferior del SW. de la Península. La formación situada debajo de las calizas del Cámbrico inferior se caracteriza por sus notables cambios de facies y potencia, incluso llegando a desaparecer a lo largo de grandes tramos, como ocurre generalmente y con frecuencia en el flanco norte del Anticlinorio Olivenza-Monesterio. Como consecuencia yacen inmediatamente por debajo de las calizas las capas de Bodonal-Cala, representadas por porfiroides de grano fino, metagrauvacas feldespáticas y tobas riolíticas. No obstante, se puede señalar que independientemente esté o no representada la serie Calcoesquistosa, los materiales de facies equivalentes a las Capas de

Bodonál-Cala presentan una extensión en sentido vertical muy grande, llegando a veces a estar casi inmediatamente por debajo de las calizas del Cámbrico inferior.

Se han podido apreciar en las rocas porfiroides que constituyen las Capas de Bodonal-Cala, dos fases de deformación que afectan a dichos materiales con intensidad y efectos diferentes, las cuales corresponderían a dos de las fases hercínicas que se vienen reconociendo en la región. Estas fases de deformación se manifiestan en las rocas porfiroides por la presencia de una esquistosidad con una orientación de los minerales micáceos, cataclasis de los componentes mineralógicos, microfracturas rellenas de cuarzo y feldespato que a su vez se encuentran deformadas, etcétera.

### III. PÓRFIDOS DE CALA

#### 1. Descripción

Como señalábamos en el apartado anterior, en la zona de Cala aparecen formaciones de rocas porfíricas (foto 1) con una facies de megacrístales feldespáticos en afloramientos masivos y generalmente discontinuos. Dan relieves a veces fuertes que contrastan con los de los materiales adyacentes y con extensiones de afloramientos muy diversos, algunos difícilmente cartografiables por su reducido tamaño, frecuentemente irregulares y emplazados al parecer indistintamente entre los niveles de la serie, con enclaves de rocas pelíticas y cuarzo feldespáticas. Son rocas de aspecto ígneo sin esquistosar con megacrístales feldespáticos de colores rosados y cuarzos generalmente blancos, incluidos en una matriz gris verdosa oscura, a veces negra.

Los componentes mineralógicos de los pórfidos de facies de Cala, experimentan generalmente una degradación del tamaño de los cristales hacia los bordes de la formación, al mismo tiempo que la roca adopta generalmente un aspecto detrítico (foto 2), apareciendo incluso hacia el techo de la misma formación, verdaderos clastos de rocas pelíticas y de cuarcita. Por otra parte, estas rocas porfíricas pasan lateralmente y de forma gradual a porfiroides con megacrístales, esquistosados según una dirección NW-SE.

Las características texturales de esta formación son claramente porfíricas (foto 3), con megacrístales feldespáticos de gran desarrollo y de tamaños seriados. En menor proporción aparecen cuarzos y feldespatos calcosódicos, en cristales cuyo tamaño son siempre inferiores a los del feldespato potásico. La mesostasis es microcristalina, formada fundamentalmente por sericitas y microcristales de

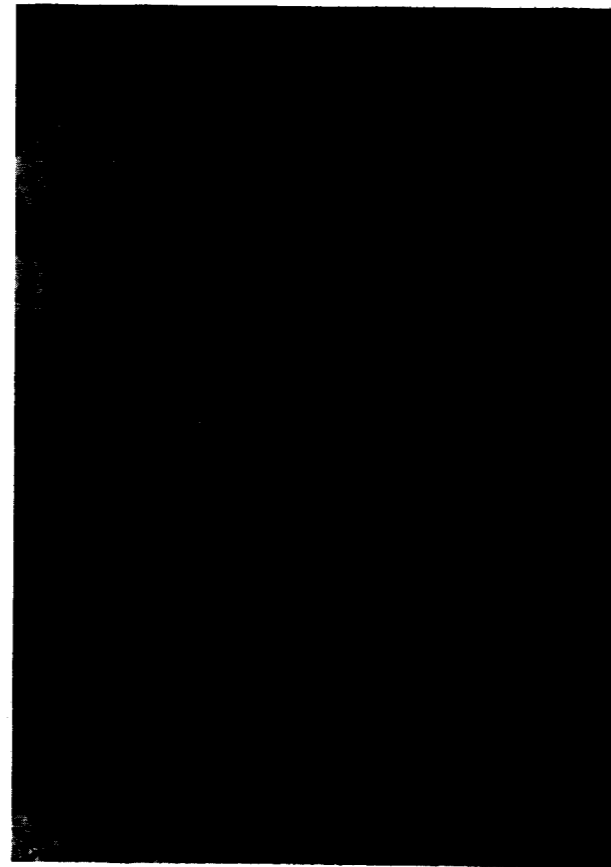


Foto 1.—Pórfidos de Cala, con megacrístales feldespáticos kilómetro 16 de la carretera de Arroyomolinos de León-Cala (Huelva).

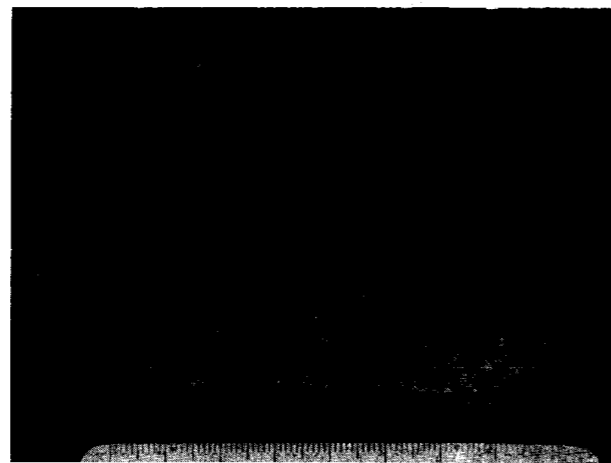


Foto 2.—Facies de borde de los pórfidos de Cala (Huelva).

cuarzo y feldespato en proporciones variables, según zonas dentro de un mismo afloramiento. A



Foto 3.—Muestra pulida del pórfido de Cala con megacrístales de feldespato tipo ortosa con aureolas de oligoclasa.



Foto 4.—Cristal de cuarzo con golfos de corrosión magmáticos. Pórfidos de Cala (Huelva). N. C. ( $\times 10$ ).

veces es frecuente observar en la pasta recristalizaciones de sericita que originan moscovita incipiente a causa del metamorfismo hercínico. En las facies de borde de los pórfidos suelen observarse en la pasta orientaciones fluidales de sus componentes que recuerdan las rocas volcánicas tipo tobáceo.

El cuarzo es un componente mineralógico cuya proporción en estas rocas porfíricas es muy variable, presentándose siempre en formas generalmente alotriomorfas con frecuentes golfos de corrosión (foto 4) y siempre deformados mecánicamente, lo que se manifiesta por una extinción ondulante muy acusada. El tamaño de los cuarzos oscila entre megacrístales de un centímetro a microcristales y criptocristales.

El feldespato potásico es el componente mineralógico más abundante, se encuentra en megacrístales bien desarrollados subidiomorfos que llegan a alcanzar tamaños de hasta cuatro centímetros, frecuentemente maclados según Carlsbad y pertitizados. Es también frecuente aunque no tanto como en los cristales de cuarzo, la existencia de corrosiones periféricas por la recristalización mesostásica, representadas éstas por pequeñas indentaciones de la pasta sericítica en los feldespatos. Muchos de los cristales del feldespato potásico presentan aureolas de feldespato calcoalcalino tipo oligoclasa, como generalmente son observables en rocas de la formación Ollo de Sapo del NW. de la Península. Las características ópticas de estos feldespatos nos indican que son de tipo ortosa.

Los feldespatos calco-sódicos se encuentran en proporciones variables, pero siempre en menor cantidad que los minerales citados anteriormente. Se trata en su mayoría de plagioclasas ácidas (albita-oligoclasa) que aparecen en tamaños seriados frecuentemente maclados polisintéticamente y muchas veces deformados mecánicamente. Se presentan en formas subidiomorfas y alotriomorfas con indentaciones periféricas sericíticas muy semejantes a las de los cristales de feldespato potásico.

Como minerales accesorios son frecuentes, clorita y moscovita. Se observan también mineralizaciones de hematitas concentradas en fisuras y diaclasas.

#### 2. Consideraciones petrogenéticas

Por los datos referidos anteriormente con respecto a los pórfidos con megacrístales de facies Cala, como son su emplazamiento entre distintos niveles de la serie en afloramientos discontinuos y de contornos frecuentemente irregulares, las inclusiones de rocas pelíticas, su composi-



Foto 1.—Pórfidos de Cala, con megacristales feldespáticos  
kilómetro 16 de la carretera de Arroyomolinos de León-Cala  
(Huelva).



Foto 2.—Facies de borde de los pórfidos de Cala (Huelva).

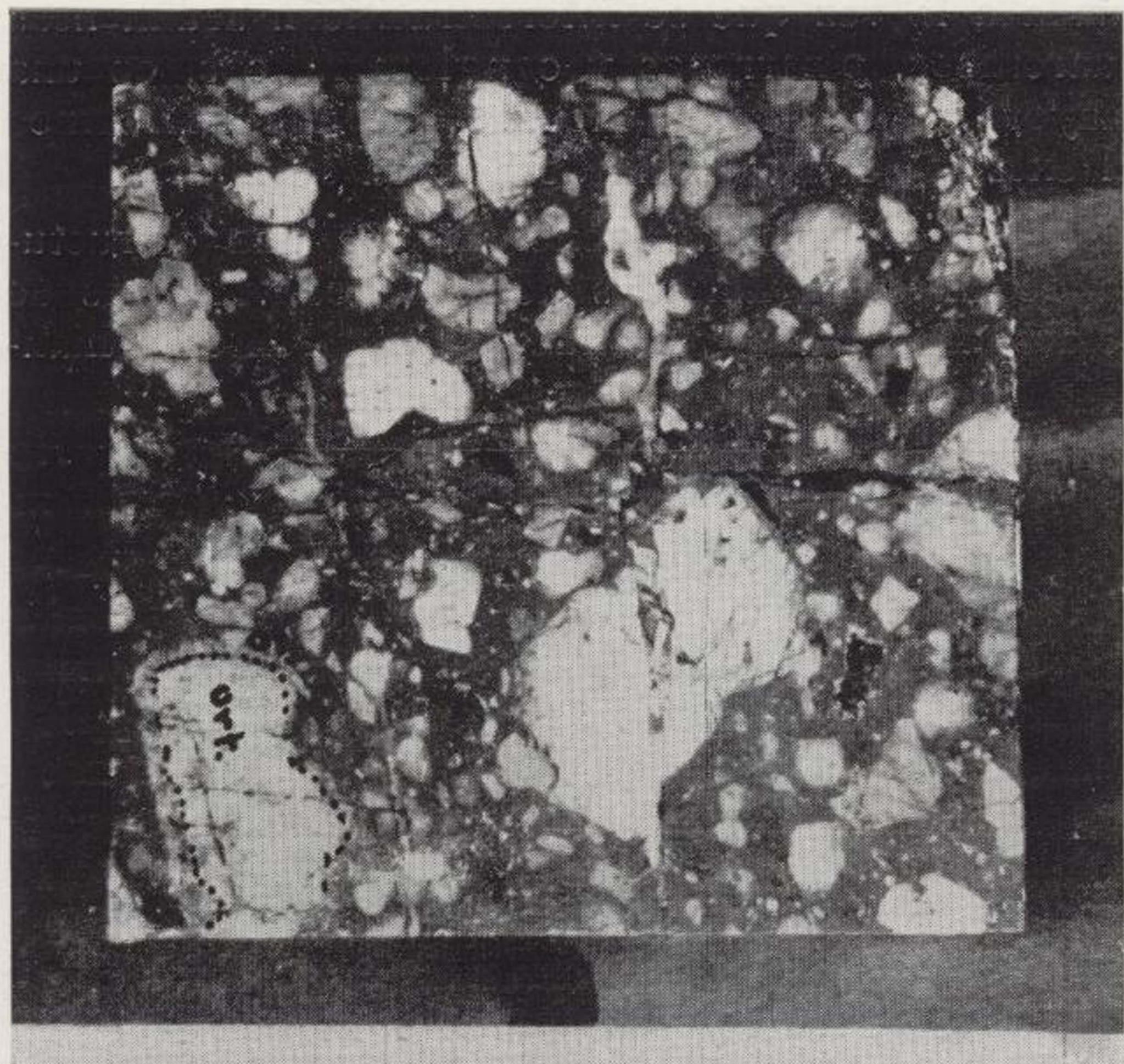


Foto 3.—Muestra pulida del pórfido de Cala con megacrismos de feldespato tipo ortosa con aureolas de oligoclasa.

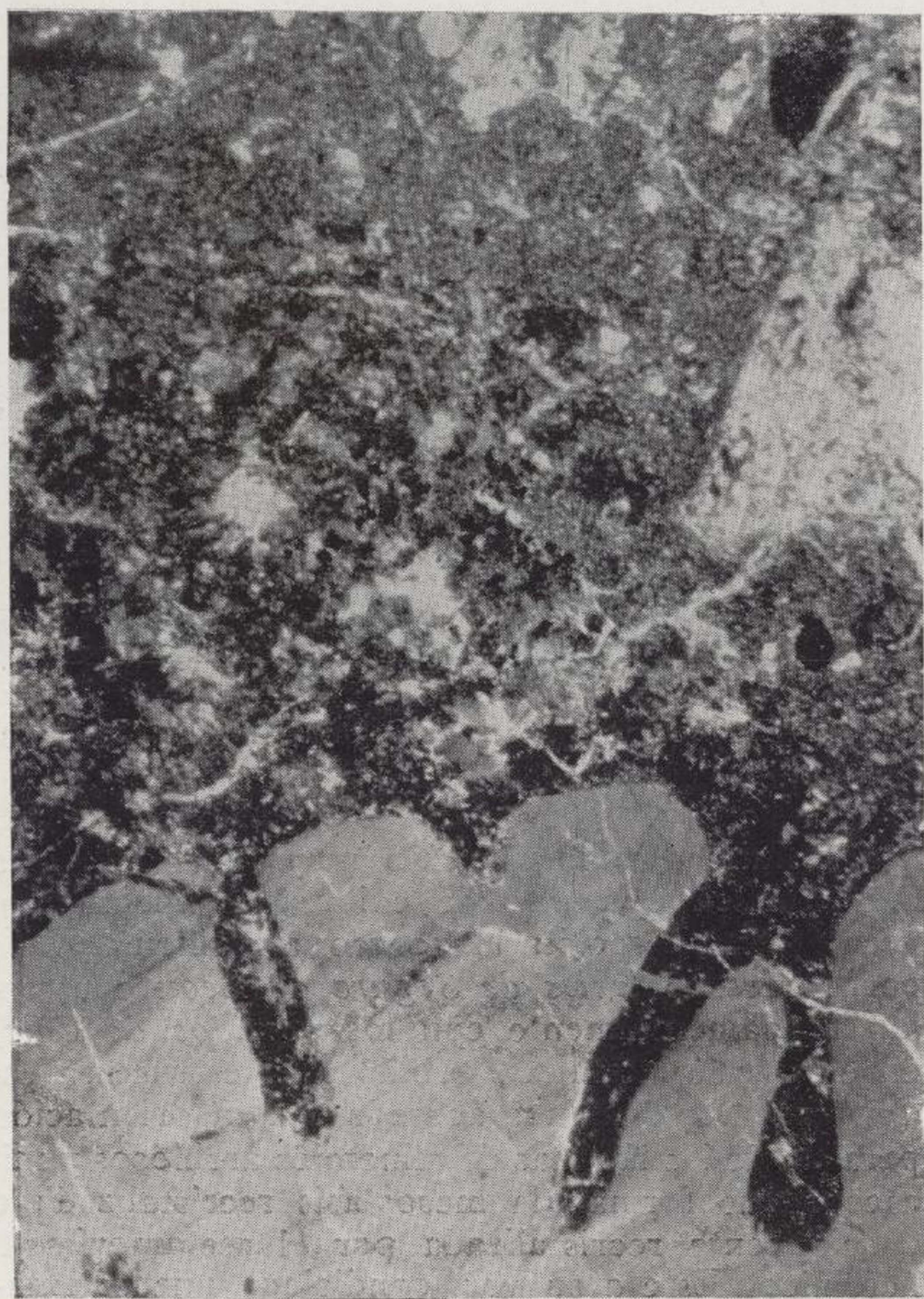


Foto 4.—Cristal de cuarzo con golfos de corrosión magmática. Pórfidos de Cala (Huelva). N. C. ( $\times 10$ ).



ción mineralógica, características texturales y golfos de corrosión magmáticos, podrían considerarse los pórfidos de Cala como formaciones subvolcánicas de composición riolítica-riodacítica que, con posterioridad a su emplazamiento, fueron deformados y transformados fundamentalmente por las fases diastróficas hercínicas.

Es evidente que la variación de facies que experimentan las formaciones de pórfidos hacia los bordes, definida por una degradación del tamaño de los cristales, podría considerarse como las facies correspondientes a zonas de enfriamiento más rápido. Por otra parte, la presencia de clastos asociada a las facies de borde de aspecto detrítico de los pórfidos, implicaría que en gran parte podrían corresponder a una facies conglomerática-brechoide asociada a tobas, y situada hacia el techo de los pórfidos. Esta facies estaría formada a partir de la erosión de dichos pórfidos, y como se verá más adelante, vuelve a encontrarse en tramos superiores, ya en la formación «porfiroide de grano fino».

#### IV. ROCAS PORFIROIDES

Como anteriormente expusimos, en la serie de las Capas de Bodonal-Cala se han podido diferenciar dos facies de rocas porfiroides cuya descripción haremos por separado:

a) *Rocas porfiroides con megacrystales*, situada hacia la base de la serie y que denominamos *facies de Segura de León*.

b) *Rocas porfiroides de grano fino*, situadas preferentemente por encima de las anteriores.

##### a.1. Descripción de los Porfiroides con megacrystales.

En la zona comprendida entre Bodonal de la Sierra y Norte de Cala, se encuentran a lo largo de una estrecha franja con dirección NW-SE, una formación de rocas porfiroides con megacrystales feldespáticos que en ciertos tramos generalmente en la zona de Bodonal y Segura de León, aparecen interestratificados con los materiales que constituyen parte de las Capas de Bodonal-Cala.

En estas rocas porfiroides con megacrystales se manifiesta una degradación del tamaño de los cristales de feldespato potásico y cuarzo para pasar lateralmente y en tránsito gradual a porfiroides de grano medio (foto 5), coincidiendo con la disminución del contenido en feldespato potásico. Al mismo tiempo aumenta proporcionalmente el contenido de cuarzo, adquiriendo la roca un aspecto más detrítico y una esquistosidad más acen-

tuada a la vez que se interestratifican sedimentos cuarcíticos, pizarrosos y conglomeráticos, en una mayor proporción, a medida que nos acercamos al extremo NW. (Zona de Segura de León).

La roca presenta generalmente una estructura ocelar con glándulas de tamaños variables de feldespato rosado y cuarzos transparentes y hiali-



Foto 5.—Porfiroide de facies de Segura de León (Badajoz).

nos incluidos en una matriz muy fina de facies metamórfica epizonal, de color gris azulada, a veces por alteración blancuzco amarillenta. Los porfiroides de *facies de Segura de León* contrastan fundamentalmente con los *pórfidos de Cala*, en el aspecto textural, debido a la estructura esquistosa más o menos acusada por la orientación paralela de las láminas de minerales arcillosos y micaceos que forman la mesostasis recrystalizada o parcialmente recrystalizada por el metamorfismo hercínico. Este a su vez, condiciona una orientación no tan acusada de los megacrystales que constituyen estas rocas porfiroides.

Los componentes mineralógicos fundamentales de estas rocas son análogos a los pórfidos, por lo que la composición es riolítica-riodacítica observándose solamente variaciones en cuanto al tamaño de sus componentes y textura. La mesostasis es cuarzo feldespática y sericitica a veces recrystalizada, y en ocasiones criptocrystalina. Los contactos de la pasta con los megacrystales de fel-

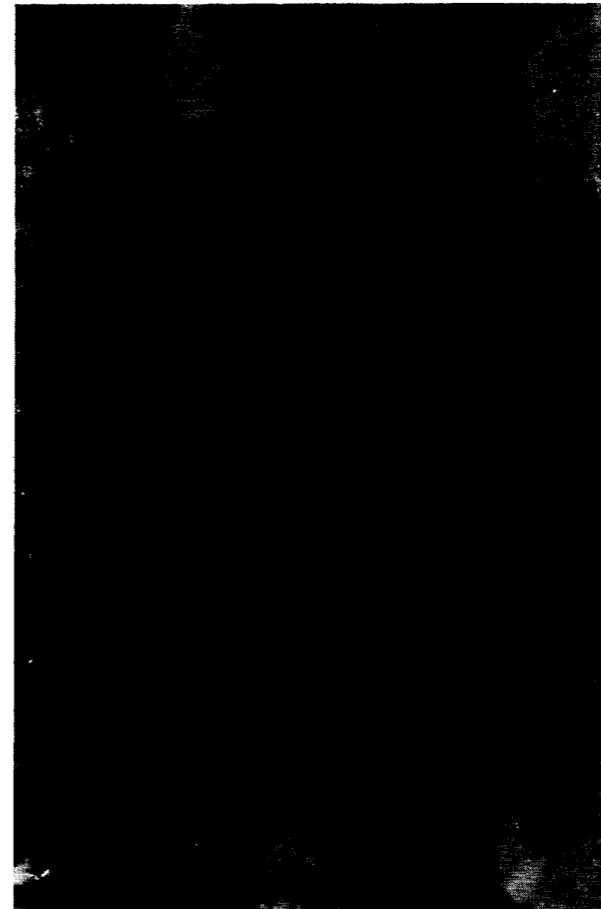


Foto 6.—Aspecto textural y orientaciones fluidales en los porfiroides de facies de Segura de León (Badajoz). N. C. (x 10)

despato potásico, cuarzo y plagioclasas, son en ocasiones irregulares y difusos, presentando frecuentemente golfos de corrosión magmática. A veces estas rocas presentan textura de tipo ignimbrítico con glándulas donde han recrystalizado pequeños cristales de cuarzo y feldespato con características similares a los de la pasta, así como orientaciones fluidales de aspecto flameado de los componentes mineralógicos (foto 6), que constituyen la mesostasis de estas rocas porfiroides.

##### a.2. Consideraciones petrogenéticas.

Por los datos que se han obtenido de las rocas porfiroides con megacrystales, como son fundamentalmente sus características texturales (orientaciones fluidales, textura ignimbrítica, y corrosiones magmáticas) y forma de yacimiento, así como por su composición riolítico-riodacítica, creemos que podrían corresponder a rocas volcánicas de tipo tobáceo. Esta formación se manifiesta en las proximidades de los *pórfidos de Cala* con un carácter esencialmente volcánico, pero conforme nos alejamos del área de dichos pórfidos siguiendo una dirección SE-NW desde Cala hacia Bodonal, van adoptando generalmente una facies de tamaño más fino adquiriendo aspecto de rocas piroclásticas, a la vez que se interestratifican sedimentos cuarcíticos, pizarrosos y conglomeráticos en una mayor proporción a medida que nos acercamos al extremo NW. (Segura de León), por lo que en esta zona se manifiesta dicha formación con un marcado carácter volcánico-sedimentario. Como consecuencia, podría deducirse que existe una degradación de la participación efusiva desde la zona donde se manifiestan los pórfidos de Cala hasta la zona de Segura de León.

##### b.1. Descripción de los porfiroides de grano fino

Superponiéndose a las formaciones de pórfidos y porfiroides con megacrystales, aparece una serie de materiales de composición generalmente pelítica y cuarzo-feldespática a los que a veces pasan en tránsito gradual. Están representados por pizarras cuarzosas, pizarras sericiticas, metagrauvas y pelitas cuarzosas, con intercalaciones de cuarcitas y volcanitas ácidas. Se trata de aquellos materiales que constituyen los niveles superiores de las *Capas de Bodonal-Cala*, que como señalamos anteriormente son rocas por lo general de características híbridas, sedimentarias con participación volcánica.

Los materiales mencionados presentan unos caracteres texturales y composición mineralógica muy semejantes. Describiremos las características petrográficas de las pizarras cuarzo feldespáticas por ser las más representativas de la formación porfiroide de grano fino. Son rocas de facies epimetamórfica (Zona de la clorita) de color gris azulado, frecuentemente con planos de estratificación bien definidos según nos alejamos de los afloramientos de los *pórfidos de Cala*. A veces presentan estructuras de grano-selección (foto 7), e incluso en algunos niveles más cuarcíticos aparece estratificación entrecruzada (foto 8). Generalmente estas rocas se encuentran esquistosadas y con una matriz cuarzo-



Foto 5.—Porfiroide de facies de Segura de León (Badajoz).

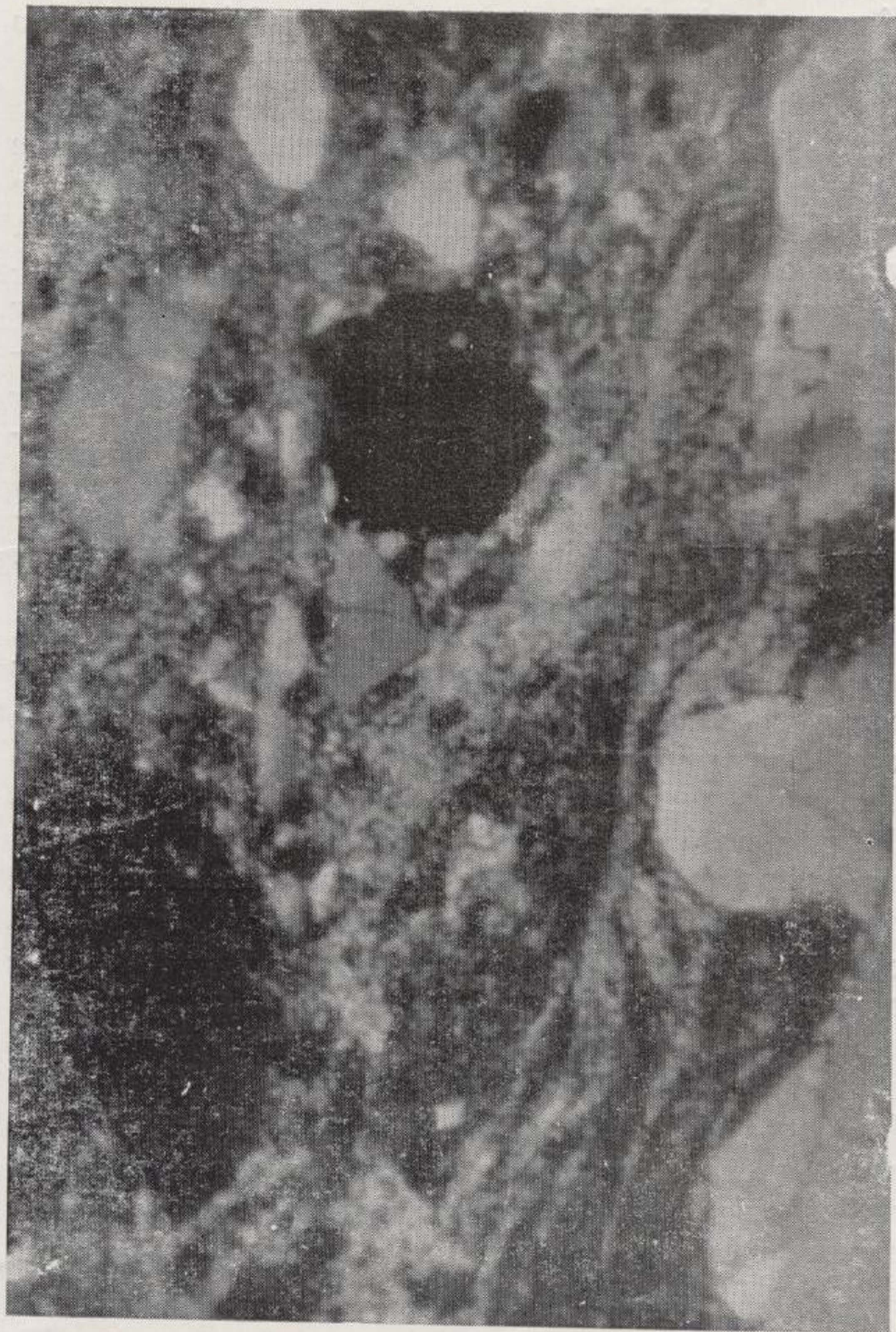


Foto 6.—Aspecto textural y orientaciones fluidales en los porfiróides de facies de Segura de León (Badajoz). N. C. ( $\times 10$ )

sericítica a veces arcillosa-sericítica, en las que se encuentran incluidos cristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con tamaños no superiores a los tres milímetros de diámetro. Estos cristales



Foto 7.—Grano-selección en las rocas de facies porfiroides de grano fino. Zona de Cala (Huelva).

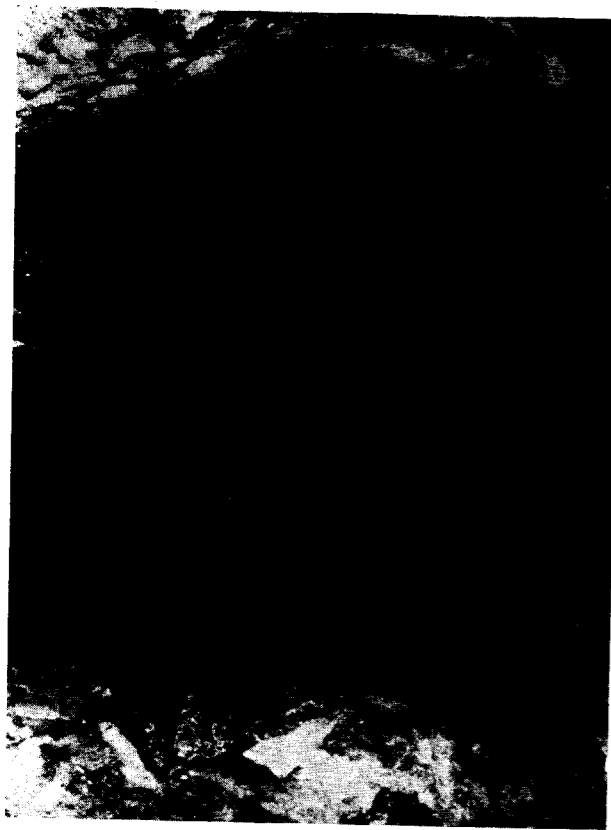


Foto 8.—Estratificación entrecruzada en niveles de porfiroides de grano fino (NO. de Santa Olalla del Cala, Huelva).

les presentan características de clastos con formas frecuentemente subangulosas muy deformados y rotos.

El cuarzo se presenta en proporción variable generalmente superior a los demás componentes de la roca, en cristales de formas por lo general diversas, frecuentemente angulosos a veces con corrosiones y recristalizados en lamelas frecuentemente orientadas y muy deformadas mecánicamente. A partir de las características texturales (formas, etc), de los cuarzoes, se podría pensar en una procedencia diversa de los mismos.

El feldespato potásico es del tipo ortosa, presentándose en megacrístales heterogranulares con formas frecuentemente subidiomorfas también angulosos y muy deformados mecánicamente, a veces recristalizados. Las plagioclasas son generalmente de tipo albita y se encuentran en menor proporción que el cuarzo y el feldespato potásico. Aparecen en cristales con frecuencia maclados polisintéticamente, recristalizados y deformados mecánicamente.

Los minerales accesorios componentes de estas rocas son biotita, clorita a veces carbonatos, circones y minerales opacos.

Dentro de la formación de *porfiroides de grano fino*, las rocas que se encuentran próximas al contacto con los pórfidos presentan una textura porfídica microcristalina y cataclástica de grano fino, con una matriz constituida por cuarzo, feldespato potásico y biotita. En ocasiones aparecen en la pasta enclaves lenticulares arcillosos que pudieran atribuirse a materiales de origen volcánico alterados. Conforme nos alejamos de los pórfidos con megacrístales se va haciendo más acusada la esquistosidad al mismo tiempo que el tamaño del grano se hace más fino, siendo frecuente la existencia en algunos niveles de rocas que presentan texturas flameadas a partir de las orientaciones fluidales de sus componentes, dando a la roca un aspecto de tipo piroclástico-tobáceo.

#### b.2. Consideraciones petrogenéticas.

La formación porfiroide de grano fino está constituida, como ya expusimos, por una serie de materiales de composición fundamentalmente pelítica —y cuarzo— feldespática. Se trata de una formación muy compleja debido a la mezcla de características sedimentarias y efusivas que aparecen indistintamente en las rocas que la constituyen. Dentro de las facies de los *porfiroides de grano fino* se puede apreciar materiales que por su composición y textura, corresponden a rocas volcánicas de composición ácida (tobas y cineritas), situadas preferentemente en los bordes de las formaciones de pórfidos y porfiroides con megacrístales.

Por otra parte aparecen en una gran extensión rocas con caracteres y estructuras sedimentarias (planos de estratificación, grano selección, estratificación entrecruzada, etc.), que evidencian un origen sedimentario. Estas rocas derivarían de la destrucción y erosión de rocas madres de composición ácida, concretamente de los pórfidos y porfiroides con megacrístales e incluso de los porfiroides de grano fino situados en las zonas de borde. En estos materiales es frecuente que aparezcan pequeños clastos, generalmente de cuarzo, con formas típicas volcánicas (shards) y con corrosiones magmáticas, así como inclusiones en los clastos de feldespato, lo que induce a pensar que en estas rocas existe una participación variable de sus componentes de origen volcánico, dando al conjunto un carácter híbrido. La deposición de estos materiales sería concomitante con emisiones de volcanitas ácidas de composición riolítica-riodacítica de tipo lávico, piroclástico y cinerítico que de forma esporádica aparecen interestratificados entre los materiales que constituyen la compleja formación de *porfiroides de grano fino*, dándole un marcado carácter volcano-sedimentario.

#### V. RELACIONES ENTRE LOS PÓRFIDOS DE CALA, PORFIROIDES CON MEGACRISTALES Y PORFIROIDES DE GRANO FINO

La relación de los pórfidos de Cala con la formación de facies porfiroides con *megacrístales feldespáticos* que denominamos de *Segura de León*, es evidente ante el hecho de que pasan lateralmente y de forma gradual de una facies a otra. Esto independientemente de que existan también afloramientos aislados de pórfidos de extensión variable, cuyos componentes mineralógicos degradan de tamaño hacia los bordes para derivar a la facies de *porfiroides de grano fino*.

Esta última formación desde el punto de vista estratigráfico se encuentra situado por encima de las formaciones de pórfidos y preferentemente hacia el techo de la formación de *porfiroides con megacrístales*. Por estas razones se podría considerar a los *pórfidos de Cala* y *porfiroides de Segura de León* como un conjunto formado por dos unidades litológicas de facies diferentes, sincrónicas y generadas a partir de un posible y único proceso que incluye el emplazamiento de tipo subvolcánico (pórfidos de Cala) y sus correspondientes emisiones efusivas (rocas porfiroides de Segura de León), fundamentalmente del tipo de tobas riolíticas. Así pues, se podría considerar que la formación de porfiroides con megacrístales correspondería fundamentalmente a los materiales piroclásticos pertenecientes a emisiones efusivas ácidas, cuyos posibles focos estarían representados por los

diversos afloramientos de pórfidos de facies Cala de características intrusivas.

La presencia de clastos hacia el techo de estas formaciones, implica una variación de facies hacia características detríticas, como resultado de la destrucción y reelaboración de los pórfidos y porfiroides infrayacentes, que a causa de estos procesos derivan por último a las facies de *porfiroides de grano fino* situadas por encima de las formaciones de *pórfidos* y *porfiroides con megacrístales*.

#### VI. EDAD DE LAS ROCAS PORFIROIDES

Como ya nos referimos en un apartado anterior, las rocas porfiroides forman parte de las *Capas de Bodonal-Cala* que yacen en el borde meridional del Anticlinorio Olivenza-Monesterio. El núcleo de este Anticlinorio está constituido por una potente serie de materiales fundamentalmente detríticos de colores oscuros (*Serie Negra*) considerados de edad Precámbrico superior (R. Vegas, 1968).

Inmediatamente por encima de estos materiales sin apreciarse discordancia, yacen las capas de Bodonal-Cala cuyas facies contrastan notablemente con la monótona formación infrayacente. Por otra parte, las rocas porfiroides asociadas a materiales detríticos de composición fundamentalmente cuarzo-feldespática, conglomerados, etc., se encuentran frecuentemente próximos al contacto situado por debajo del potente y constante horizonte calcáreo, correlacionable con las facies de Calizas de Alconera del Georgiense superior. Los materiales citados que constituyen las *Capas de Bodonal-Cala*, son equiparables a los de la formación cuarzo-feldespática con conglomerados hacia la base que yace en el borde norte del Anticlinorio Olivenza-Monesterio por encima de la *Serie Negra*, y considerada de la base del Cámbrico.

Al norte de la región de Elvas (Portugal) C. Teixeira y F. Gonçalves (1967), citan la presencia de un conglomerado en la base del Cámbrico por debajo del cual yacen rocas de facies porfiroides equiparables a las estudiadas en esta región. Consideramos que ambas facies detrítica y porfiroide están asociadas y que en ocasiones pasan de una a otra en tránsito lateral constituyendo un conjunto basal del Cámbrico inferior situados por encima de los materiales que caracterizan a la *Serie Negra* de edad Precámbrico superior.

Como consecuencia, pensamos que las rocas porfiroides que forman parte de esta compleja formación (*Capas de Bodonal-Cala*), constituida también por rocas de características volcano-sedimentarias, pizarras y conglomerados corresponden a

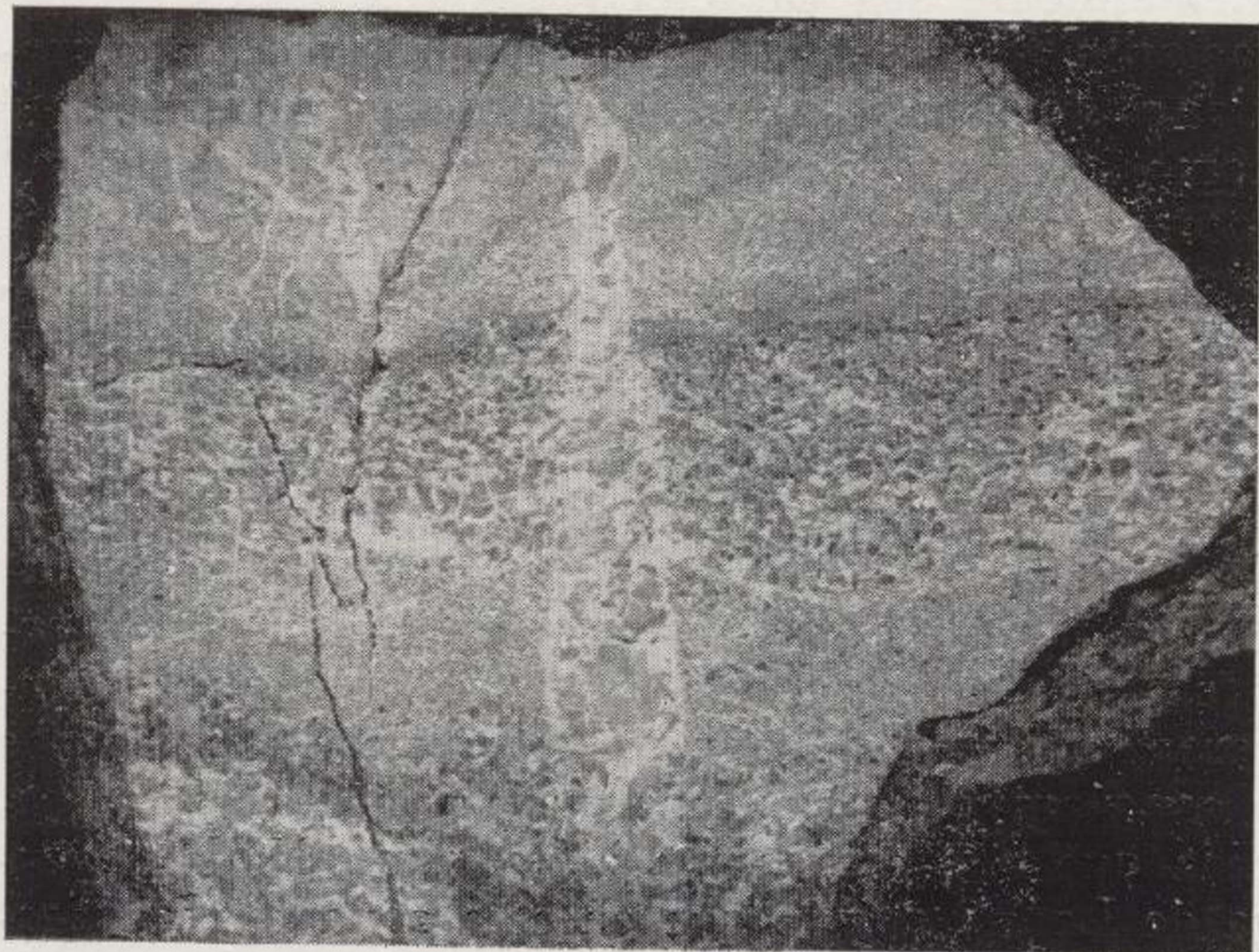


Foto 7.—Grano-selección en las rocas de facies porfiroides de grano fino. Zona de Cala (Huelva).

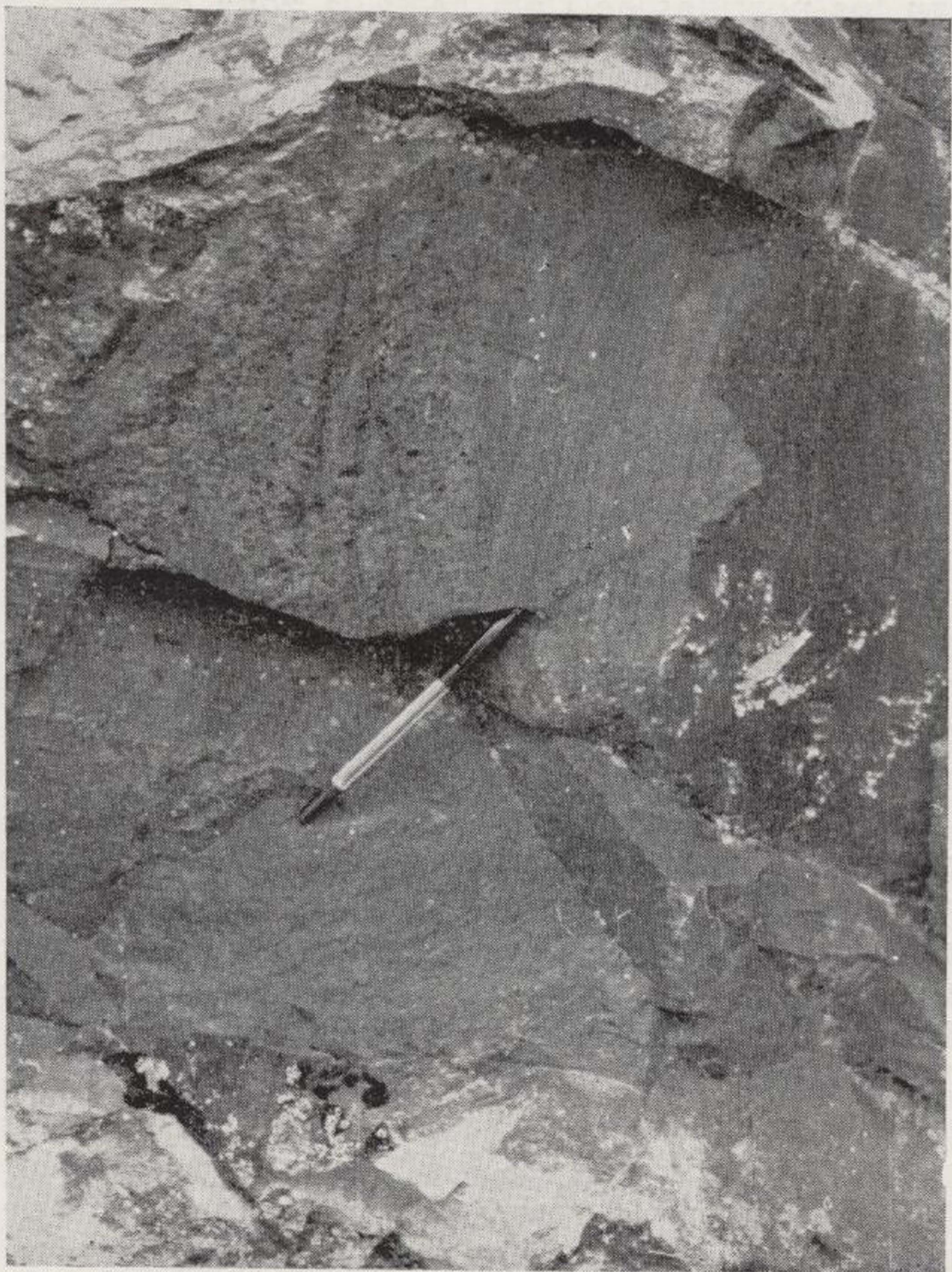


Foto 8.—Estratificación entrecruzada en niveles de porfiroides de grano fino (NO. de Santa Olalla del Cala, Huelva).

la base del Cámbrico inferior. Estas facies reflejarían un período de inestabilidad con procesos de volcanismo ácido y erosivo que corresponderían al influjo de la fase asintica (Stille) o cadómica (según los autores franceses), en esta región del SW del Macizo Hespérico.

#### VII. SERIE DE VILLALBA DE LOS BARROS

Por encima de los materiales detríticos y metamórficos (*Serie Negra*) que constituyen el núcleo del Anticlinorio Almendralejo-Azuaga (M. Gutiérrez Elorza, J. L. Hernández Erile y R. Vegas, 1971), yace en su borde meridional una serie que hacia la base se caracteriza por la presencia de una potente formación de rocas porfiroides. En esta formación aparecen intercalaciones de niveles detríticos que hacia el techo van siendo más potentes hasta llegar en ocasiones a una alternancia con las rocas porfiroides. La serie continúa con pizarras grises azuladas y de forma esporádica aparecen intercalados algunos episodios de porfiroide. Superponiéndose a este último tramo, aparecen pizarras de igual facies y cuarcitas, que yacen por debajo que las calizas de Fuente del Maestre, equiparables a las de Alconera del Georgiense superior.

#### VIII. PORFÍROIDES DE VILLALBA DE LOS BARROS

##### Descripción

Sobre los materiales del complejo metamórfico de Almendralejo (*Serie Negra*) yace una formación de rocas de facies porfiroide esquistosadas según una dirección NW-SE., de composición cuarzo-feldespática y con un metamorfismo más elevado al que generalmente presentan las formaciones del Cámbrico en esta región. Consideramos que las facies metamórficas de estas rocas porfiroides deben estar estrechamente relacionadas con la serie metamórfica de Almendralejo.

Estas rocas porfiroides presentan una serie de el cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas tipo albita, empastados en una mesostasis cuarzo-feldespática con sericita, moscovita y biotita.

Estas rocas porfiroides, presentan una serie de características estructurales y texturales y que por su composición, se consideran como rocas volcánicas ácidas del tipo de tobas riolíticas y cinéritas.

#### EDAD DE LOS PORFÍROIDES DE VILLALBA DE LOS BARROS Y SU RELACION CON OTRAS FORMACIONES PORFÍROIDES

En la formación porfiroide de Villalba de los Barros se encuentra hacia el techo de la serie

intercalaciones de pizarras de igual facies a la que yacen inmediatamente por debajo de las Calizas de Fuente del Maestre, que por correlación con las Calizas de Alconera, pueden considerarse del Georgiense superior. Al mismo tiempo esta formación porfiroide yace por encima de la Serie Negra (Precámbrico superior).

Por otra parte, esta formación no sólo es equiparable a los porfiroides de Segura de León con siderados como de la base del Cámbrico, sino que también son análogos a las rocas porfiroides que se encuentran asociadas a los conglomerados de la serie basal del Cámbrico en la región de Campo Maior y sur de Portalegre (Portugal) y que se corresponden con los conglomerados de la base del Cámbrico del norte de la provincia de Sevilla (W. Fricke, 1951; W. Simon, 1951; J. Fabriés, 1963). Los afloramientos de rocas porfiroides de Campo Maior y sur de Portalegre, deben corresponder junto con los de Villalba de los Barros a una misma banda, la cual, se encuentra limitada entre las formaciones del cámbrico y la Serie Negra (Precámbrico superior). Como consecuencia situamos a la formación porfiroide de Villalba de los Barros en la base del Cámbrico.

En la región Portalegre aparecen rocas porfiroides de igual facies que la de Villalba de los Barros, situadas por debajo de una serie pizarrosa con arcosas y grauvacas que corresponden a la base del complejo «esquisto grauváquico», a mismo tiempo que se superponen a la Serie Negra (Precámbrico superior). Esta sucesión de formaciones deben corresponder a la prolongación del Anticlinorio Almendralejo-Azuaga. A partir de los datos expuestos, se podría considerar: 1.º La base del complejo esquisto grauváquico corresponde al Cámbrico inferior. 2.º A partir del eje Portalegre-Badajoz-Almendralejo-Azuaga, se producen hacia el norte para los tiempos del Cámbrico notables cambios de sedimentación (complejo esquisto graváquico anteordovícico) después de que se depositaran los conglomerados y rocas porfiroides que caracterizan en esta región la serie basal del Cámbrico.

En el SW del Macizo Hespérico se han descrito varias formaciones porfiroides, cuya situación estratigráfica es diferente a la de las formaciones porfiroides a que nos hemos venido refiriendo hasta ahora. Una de estas formaciones se encuentra situada al SSE. de Llera, representada por gneises glandulares feldespáticos (foto 9) de facies semejantes a la formación porfiroide Ollo de Sapo del NW. de la Península (ortogneis de tipo Ollo de Sapo de Valencia de las Torres, J. P. Bard, 1967). Estas rocas porfiroides con megacristales feldespáticos presentan un metamorfismo elevado y yacen interestratificadas en los materiales perte-

necientes a la Serie Negra, por lo que las consideramos de edad Precámbrico superior.

La citada formación se la equipara al porfiroide de Azuaga, equivalente a su vez a la serie de Malcocinado que W. Fricke la da una edad Algónquica al encontrarse por debajo de los conglomerados con cantos de porfiroide de la base del Cámbrico (conglomerados de la serie de Sotillo, W. Fricke, 1951).



Foto 9.—Porfiroide de facies Ollo de Sapo de Valencia de las Torres.

Es, pues, evidente la existencia en esta región del SW. de la Península, de varias formaciones de rocas porfiroides situadas en diferentes niveles estratigráficos, unos entre materiales del Precámbrico superior y otras en la base del Cámbrico, a parte de las formaciones porfiroides situadas en el paso del Devónico al Carbonífero en la región centro y sur de la provincia de Huelva y en el Algarve (Portugal).

Agradecimientos: Agradecemos a los Departamentos de Petrología de la Universidad de Madrid y de Salamanca, así como al Laboratorio de Lage por la ayuda recibida.

#### BIBLIOGRAFÍA

- ALIA, M.: *Rasgos estructurales de la Baja Extremadura*. «Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.» (G), t. LXI, págs. 247-262 (1963).
- BARD, J. P. *Introducción a la Geología de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidental (Espagne)*. *Hypothèses sur la caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne*. «Rev. Géogr. phys. et Géol. dyna. (2)», t. VIII, pág. 323-337. París (1965)
- —: *Granites écrasés et orthogneiss «Ollo de Sapo» a disthène dans la bande Badajoz-Azuaga (Badajoz, Espagne) et le problème d'un socle brioverien dans le sud de l'Espagne*. «C. R. Acad. Sc. Paris», 265, págs. 1875-1879 (1967).
- CARRÓN, J. P. et COLLOM, P. *Quelques aspects du volcanisme cambrien inférieur dans l'Est de la Montagne Noire*. «C. R. Somm. Géol. Fr.», págs. 196-197 (1959).
- CARVALHOSA, A. de B.: *Contribuição para conhecimento geológico de região entre Portel e Ficalho (Alentejo)*. «Mem. Serv. Geol. de Portugal», núm. 11, 132, págs. 9 figs., 1 carta, 9 est. Lisboa (1965).
- FABRIÉS, J.: *Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la province de Seville (Espagne)*. «Thèse. Fac. Sc. Sc. Nancy», 265 págs. 1, mapa (1963).
- FRICKE, W.: *Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura*. «Z. Dtsch. Geol. Ges.», 103, págs. 136-138. Hannover (1951).
- GEZE, E.: *La base du Cambrien dans la Montagne Noire*. In: *Les relations entre Précambrien et Cambrien*. «Colloques Internationaux du C. N. R. S.», t. LXXVI, págs. 69-76. (1958).
- GONÇALVES, F.: *Provável conglomerado de base no Precámbrico superior de Portugal*. «Boletim da Sociedade Geológica de Portugal», vol. XVII (pp. 109-119) (1969).
- GUTIÉRREZ ELORZA, M., y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L.: *Notas geológicas de la región septentrional de la provincia de Huelva*. «Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.» (G) págs. 230-297. Madrid (1965).
- — y VEGAS, R.: *Los grandes rasgos geológicos del sur de la provincia de Badajoz y norte de la de Huelva*. «Bol. Geol. y Min.» (en prensa).
- LOTZE, F.: *Das Präkambrium Spaniens*. «N. Jb. Geol. u. Pal. Mh.», H. 8, págs. 378-380, Stuttgart. — (Trad. esp. por J. G. de Larena). «Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España», núm. 60, págs. 227-239. Madrid, 1960.
- —: *Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums*. «Geol.», 7, H. 3-6, págs. 727-750. Berlín. — (trad. esp. por J. G. de Larena), «Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España», núm. 61, págs. 131-164, Madrid, 1961.
- —: *Das Kambrium Spaniens*. «Math. Nat. Klasse», NR 6, t. I, págs. 283-498, 48 Abb., 12 Tab. (1961)
- PARGA-PONDAL, I., MATTE, P. y CAPDEVILLA, R.: *Introduction a la geologie de «Ollo de Sapo». Formation porphyroide*



Foto 9.—Porfiroide de facies Olo de Sapo de Valencia de las Torres.

*antésilurienne du nord ouest de l'Espagne.* «Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España», núm. 76, páginas 119-154 (154) (1964).

SIMÓN, W. *Untersuchungen in Palaeozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien).* Abh. senckberg. naturf. Ges., 485, págs. 31-52. Frankfurt. a. M. (1961).

TEIXEIRA, C., y GONCALVES, F: *Novos elementos acerca do Câmbrio do Alentejo.* «Bol. da Acad. das Ciênc.» de Lisboa, 39, págs. 161-163. Lisboa (1967).

VEGAS, R.: *Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura.* «Est. Geol.», vol. 24, págs. 85-89. Madrid (1968).

— —: *Formaciones precámbricas de la Sierra Morena occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadén, Don Benito y Cáceres.* «Est. Geológicos», vol. XXVI, pp. 225-231 (1970).

Recibido: 18-I-71.

# INFORMACION

## I REUNION SOBRE GEOLOGIA DEL SW DE LA PENINSULA IBERICA, 1970 (*)

### ANTECEDENTES

En la II Reunión sobre Geología del NW. de la Península Ibérica, entre los acuerdos que se tomaron fue la necesidad de crear el Grupo de geólogos del SW., con el fin de establecer las posibles correlaciones de las Hercínides entre una y otra región. Lo cual, traería consigo un fuerte impulso al conocimiento general del Hercínico de la Península Ibérica.

A partir de 1968, una comisión dirigida por los Profesores C. Teixeira, de la Universidad de Lisboa, y L. C. García de Figuerola, de la Universidad de Salamanca, inició la labor de constituir este grupo cuyo fin primordial sería lograr una mayor intercomunicación entre los investigadores y la coordinación de sus trabajos en esta región del SW. de la Península Ibérica.

La creciente conexión de los investigadores que se ocupan de problemas geológicos de una y otra región, traería como consecuencia en un futuro próximo, la integración de ambos grupos en lo que podría constituir el Grupo de Geólogos del Macizo Hespérico.

Con este motivo, el 3 de mayo de 1969 se celebró en la Facultad de Ciencias de Badajoz, una reunión de geólogos portugueses y españoles que venían realizando trabajos de investigación geológica en el SW. de la Península. En la citada Reunión quedó constituido el Grupo de Geólogos del SW. de la Península Ibérica. Se acordó celebrar reuniones científicas y excursiones periódicas cada dos años, estableciéndose que la I Reunión debiera de ser en septiembre de 1970 en Badajoz (España) y Elvas (Portugal).

A esta Reunión se propuso dar un carácter internacional invitando a todos aquellos investigadores representantes de diversos Centros Nacionales y Extranjeros que estuvieran interesados en los problemas geológicos de esta región. Se acordó también que los temas fueran: 1. *Estratigrafía del Cámbrico y Precámbrico.* 2. *Límite y relaciones Cámbrico-Precámbrico.* 3. *Geología de los yacimientos de hierro del SW de la Península.*

(*) Por J. L. Hernández Enrile y J. R. Parga.

Como Centro coordinador de esta agrupación de geólogos, se designó al Departamento de Petrología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca.

### SESIÓN DE APERTURA

Durante los días 1 al 7 de septiembre de 1970, tuvo lugar en Badajoz (España) y en Elvas (Portugal) la I Reunión sobre Geología del SW. Dicha Reunión congregó a la mayoría de geólogos que trabajan en esta amplia región, así como numerosos investigadores alemanes, españoles, franceses, holandeses y portugueses, que realizan trabajos de investigación geológica en diversas zonas del Macizo Hespérico.

De acuerdo con el programa, el día 31 de agosto tuvo lugar la recepción de los participantes en el Hotel Zurbarán de Eadajoz, donde las autoridades y la comisión organizadora recibió a los geólogos inscritos, cuyo número fue muy elevado.

La sesión de apertura tuvo lugar el 1 de septiembre en la Casa Sindical, siendo presidida por el Gobernador Civil accidental, Excmo. Sr. D. Pedro Hidalgo Barquero. Formaban la mesa presidencial el Ilmo. Sr. D. Juan Antonio Gómez Angulo, Director del Instituto Geológico y Minero de España, que ostentaba la representación del Director General de Minas; Ilmo. Sr. D. Julio Cienfuegos Linares, Presidente de la Diputación Provincial de Badajoz; Ilmo. Sr. D. Carlos Teixeira, Catedrático de la Universidad de Lisboa; Ilmo. Sr. D. Luís Carlos García Figuerola, Catedrático de Petrología en la Universidad de Salamanca, y D. Jesús Camacho, Jefe de la Delegación de Minas de Cáceres y Badajoz.

El Gobernador Civil accidental abrió el acto y concedió la palabra al Presidente de la Diputación, el cual en nombre de la Provincia y del Ayuntamiento de la Capital dio la bienvenida a los asistentes. En su discurso destacó la importancia que suponía para la Provincia el que se realizaran investigaciones geológicas para el desarrollo económico de la misma. A continuación hicieron uso de la palabra los Profs. Tei-



xeira y García de Figuerola, los cuales se refirieron a la importancia, significado y cometido de la reunión. Al final agradecieron las ayudas y atenciones recibidas por las Autoridades de Badajoz.

Por último, D. Juan Antonio Gómez Angulo, pronunció un interesante discurso en el que expuso la política actual y perspectivas de la investigación geológica y minera en España, así como la importancia y trascendencia de la I Reunión sobre geología del SW.

Al final del mismo, el Gobernador Civil accidental en nombre del Gobierno dio por inaugurada la I Reunión sobre Geología del SW. de la Península Ibérica.

#### SESIONES CIENTÍFICAS

Los días 1 y 4 de septiembre tuvieron lugar las sesiones científicas en donde se expusieron diversas comunicaciones referentes a los temas acordados. Gran parte de las comunicaciones fueron seguidas de prolongados coloquios.

#### EXCURSIONES

De acuerdo con el programa, se realizaron cuatro excursiones geológicas. Las dos primeras fueron dirigidas por J. P. Bard (Universidad de Montpellier), M. Gutiérrez Elorza, J. L. Hernández Enrile y R. Vegas (Dpto. de Geomorfología y Geotectónica, Universidad de Madrid). La primera excursión tuvo por objeto la observación de a) Complejo metamórfico (Serie Precámbrica), Ortogneises blastomiloníticos y granito filonitizado de la zona de Almendrajejo. b) Gneises de facies Ollo de Sapo de Valencia de las Torres. c) Serie basal del Cámbrico en Usagre. d) Estratigrafía del Cámbrico en la región de Zafra.

En la segunda excursión se pudieron observar los materiales detríticos y rocas porfiroides que constituyen la serie que define el límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco Sur del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, en la región Cabeza de Vaca-Cala. Serie estratigráfica del Cámbrico y estructuras en mantos en la región de Cumbres Mayores.

Las dos últimas excursiones fueron dirigidas por el Profesor C. Teixeira, A. Carvalhosa y F. Gonçalves (Universidad de Lisboa). En la tercera excursión se observaron las rocas hipercalcalinas y serie del Cámbrico de la región de Elvas, Macizo eruptivo de Santa Eulalia, granito de Portalegre y por último estudio de la región de Castelo de Vide.

En la cuarta excursión se estudiaron las series detrítica y carbonatada del Cámbrico y serie del Precámbrico en Es-

tremoz. Granitos, migmatitas y gneises oclares en la región de Evora.

#### SESIÓN DE CLAUSURA

El día 6, a las siete de la tarde, se reunieron todos los participantes en el Salón de la Biblioteca Municipal de Elva donde se celebró la sesión de Clausura bajo la Presidencia de los Profesores C. Teixeira y L. C. García de Figuerola. Tras el agradecimiento a los que mantuvieron el peso de la Reunión y dirigieron las excursiones, así como a todos los presentes por su asistencia y vivo interés, lo cual hizo patente el brillante éxito de la reunión, se propusieron las siguientes conclusiones, que fueron aprobadas unánimemente.

1.º El grupo de Geólogos del SW se propone continuar la labor emprendida del estudio geológico del Hercínico del Centro y Sur de la Península.

2.º Las comunicaciones de esta reunión se publicarán un tomo especial en el Boletín Geológico y Minero de I. G. M. E., por ofrecimiento del Director de ese Instituto Ilmo. Sr. D. Juan Antonio Gómez Angulo.

3.º La próxima II Reunión se celebrará en el año 1972, a fecha que oportunamente se anunciará, de tal modo que no interfiera con el Congreso Geológico Internacional del Canadá.

4.º Los temas de esta II Reunión serán:

- a) Las series anteordovícicas del Centro de la Península
- b) Granitos y metamorfismo del Centro de la Península

5.º Esta Reunión se celebrará en Cáceres (España) Castelo Branco (Portugal), y se harán excursiones por la región Centro de la Península.

6.º Se acuerda realizar un Mapa del Centro y Sur del Macizo Hespérico a escala 1:500.000. Para ello se nombran coordinadores del mismo a J. R. Parga por la zona española y a F. Gonçalves y A. B. Carvalhosa, para la zona portuguesa.

7.º Se confirma el deseo del Grupo de Geólogos del SW de llegar en los próximos años a una unión fructífera con el Grupo de Geólogos del NW, para constituir el Grupo de Geólogos del Macizo Hespérico, lo que se hace necesario por los numerosos problemas comunes.

Por último, el Prof. F. Fabriés, Director del Museo de Mineralogía de París, agradeció en nombre de los participantes las atenciones recibidas, al que contestó el Prof. C. Teixeira, declarando al final clausurada esta I Reunión sobre Geología del SW de la Península Ibérica.

## Noticias

### ECONOMIA

#### BAJA DE LOS IMPUESTOS SOBRE EL PETROLEO EN EL JAPON

Con el fin de atenuar la incidencia en el coste de la vida de la reciente subida de los crudos del Golfo Pérsico, el Gobierno japonés viene estudiando la posibilidad de reducir los impuestos sobre los productos del petróleo. Al propio tiempo tratará de importar petróleo de otras procedencias, principalmente de Libia y Australia.

#### EL ESTADO CHILENO SE HACE CARGO DE LAS MINAS DE COBRE

El Gobierno ha decidido hacerse cargo de la gerencia directa de las grandes minas de cobre de «Chuquicamata» y «El Salvador», en las que el Estado tiene una participación del 51 por 100 y la compañía norteamericana Anaconda el 49 por 100. En estas minas, junto con la llamada «El Teniente», se registra la mayor parte de la producción de cobre del país, pero últimamente había descendido su rendimiento.

#### NUEVO AGENTE EXCLUSIVO PARA LA VENTA DE ESTAÑO EN EUROPA

La Empresa Nacional de Fundiciones (ENAP), propietaria de la nueva fundición de estaño, en Bolivia, ha nombrado a Metall-Chemia Handelsgesellschaft MbH, de Hamburgo, como su agente exclusivo de venta para Europa de estaño metálico.

#### NUEVA FABRICA DE PORCELANAS EN PORTUGAL

Aunque ya funciona desde hace dos años, acaba de inaugurarse oficialmente el complejo industrial de la Sociedad de Porcelanas de Alcobaça (SPAL), sito en la carretera entre Alcobaça y Nazaré. Esta empresa fue constituida en 1965 como resultante de la fusión de tres sociedades: Elias & Pavia, Olaria de Alcobaça y Raúl da Bernarda & Filhos.

#### PRODUCCION DE PETROLEO EN LA U. R. S. S.

Según el Plan Quinquenal 1971-75, aprobado por el XXIV Congreso del Partido Comunista, la producción de crudos de petróleo, que en 1970 fue de 353 millones de toneladas, pasará a ser en 1975 de 480/500 millones de toneladas, es decir, que el incremento previsto será entre 36/42 por 100.

La producción de gas natural, de 200 millones de metros cúbicos en 1970, llegará a ser de 300/320 millones en 1975, lo que equivale a un aumento entre 50/60 por 100.

#### PROYECTO PARA EXPORTAR GAS NATURAL EN KUWAIT

Ha sido firmado un acuerdo entre el Gobierno, de una parte, y las sociedades petrolíferas Gulf Oil y British Petroleum, de otra, cuyo objetivo es la construcción de una fábrica de licuación del gas. Su coste se calcula en unos 36 millones de dólares. El Gobierno detendrá el 50 por 100 del capital de la nueva sociedad, mientras que las sociedades tendrán una participación del 25 por 100 cada una.

#### ACUERDO DE LIBIA CON LA «ESSO» PARA EL SUMINISTRO DE GAS NATURAL A ESPAÑA

El Gobierno ha concedido autorización a «Esso» para que empiece a funcionar su gigantesca fábrica de gas licuado. Desde hace varios años, «Esso» había suscrito contratos para suministrar gas licuado a Italia y España, sin poder cumplimentarlos hasta ahora, bien por razones técnicas, bien por razones administrativas. Por el momento, tras un acuerdo relativo al aumento del precio de venta, se ha iniciado el suministro hacia España.

#### INCREMENTO EN LA PRODUCCION DE ACERO EN ARGENTINA

La principal acería argentina, SOMISA (Sociedad Mixta Siderurgia Argentina) proyecta completar su plan de expansión de la planta General Savio en San Nicolás para fines de 1972. La capacidad anual será aumentada de 1,1 millones a 2,5 millones de toneladas métricas.

Este programa se hace con el asesoramiento técnico de la Armco Steel Corp. La Kaiser Engineers proporciona los servicios de ingeniería y construcción bajo contrato con Armco. Los principales elementos de la expansión comprenden un segundo horno alto, un doble horno básico soplado con oxígeno, tipo L-D, con planta de colada continua, planta de calcinación, nueva planta de oxígeno, hornos adicionales de cok e instalaciones para manejo de materiales. Parte del programa consiste en la modernización y ampliación del tren existente para laminación de fleje en caliente, así como operaciones de laminado en frío y recocido.

Este proyecto, de varios millones de dólares, comprende doce contratos importantes con firmas norteamericanas, europeas y japonesas para el suministro, financiación y construcción.

## FIRMA DEL ACUERDO DE TEHERAN

Tras largo forcejeo, el 14 de febrero de 1971 fue firmado un acuerdo, que estará en vigor cinco años, entre seis países miembros de la O. P. E. P. de la región del Golfo Pérsico (Abu Dhabi, Irán, Irak, Kuwait, Arabia Saudita, Qatar) y el cártel de las 22 compañías petrolíferas.

Las principales cláusulas de este acuerdo son: 1) Se fija en el 55 por 100 el tipo del impuesto sobre los beneficios; 2) El precio del petróleo crudo sobre puerto de embarque, hasta ahora de 1,80 dólares cada barril por término medio, se aumenta en 35 centavos; 3) Debido a la inflación, los precios serán incrementados cada año en un 2,5 por 100; 4) A partir de 1973, cada año se aumentará el precio del barril en cinco centavos, y 5) Se excluye el petróleo de Irak y Arabia Saudita llevado al Mediterráneo por medio de oleoductos.

Argelia y Libia se negaron a suscribirlo, puesto que juzgaban insuficientes las ofertas de las compañías petrolíferas para negociar un acuerdo separado que probablemente afectará no sólo a estos dos países, sino al petróleo de Irak y Arabia Saudita embarcado en puertos mediterráneos, el 22 de febrero comenzaron en Trípoli conversaciones secretas, sin que hayan desembocado hasta la fecha en ningún acuerdo.

## NACIONALIZACION DEL PEROLEO ARGELINO

El Gobierno argelino ha tomado una serie de importantes medidas que afectan al sector de los hidrocarburos. En esencia, las medidas son: 1) Nacionalización del 51 por 100 del capital e intereses de las sociedades petrolíferas francesas que operan en el país; 2) Nacionalización total de los yacimientos de gas natural, de sus instalaciones e intereses relacionados con los mismos; 3) Nacionalización total de los oleoductos e intereses vinculados, y 4) Se transfieren a la empresa «Sonatrach» los bienes nacionalizados.

El Gobierno se muestra dispuesto a proseguir las interrumpidas negociaciones con Francia en torno a múltiples cuestiones petrolíferas, en cuyo marco podría determinarse la cuantía de las indemnizaciones procedentes con motivo de las medidas nacionalizadoras, así como los efectos que éstas han de suponer para la estructura de las sociedades.

## NACIONALIZACION DE LA INDUSTRIA CHILENA DEL SALITRE.

Según anunció el Presidente de la República, la industria salitrera de Chile pasará íntegramente a manos del Estado. Las instalaciones pertenecen en la actualidad a la Sociedad Química Minera de Chile, en la que tiene participación el Estado, con el 51 por 100 de las acciones; el 49 por 100 restante pertenece a la Sociedad Anglo-Lautaro, integrada por capitalistas ingleses.

## LA EXPORTACION DE MINERALES DE AUSTRALIA

Las exportaciones de minerales, cuyo valor era en 1968 de 168 millones de dólares australianos, pasó a ser en 1969 de 628,8 millones y, durante el primer semestre de 1970 de 1.067 millones. Por orden de importancia, en el citado período de 1970 los productos exportados fueron: mineral de hierro y concentrados, carbón, plomo y sus aleaciones (sin elaborar) y cobre en bruto, alcanzando, respectivamente un valor de 276,1 millones de dólares australianos, 165,3 millones, 106 millones y 548 millones. Además, se ha exportado mineral de titanio y de circonio y sus concentrados, mineral de cinc y sus aleaciones, mineral de cinc y concentrados, mineral de plomo y concentrados, etc.

## PLANTA PETROQUIMICA EN TRINIDAD

La Texaco Trinidad, subsidiaria en propiedad total de Texaco de Estados Unidos proyecta construir en su centro petroquímico y de refino, ubicado en el pointe-à-Pitre, Guadalupe, una planta de desulfurización de 90.000 barriles diarios, evaluada en varios millones de dólares.

## CENTRO NUCLEAR CON TORIO COMO COMBUSTIBLE

El Ministerio federal alemán de Educación y Ciencia acordó en julio de 1970 financiar el desarrollo y construcción de una central nuclear dotada de un reactor de torio de temperatura alta, capaz de suministrar una potencia eléctrica de unos 300 MW. La producción de esta central bastaría para subvenir a las necesidades de una ciudad de 500.000 habitantes. Su coste ascenderá a 690 millones DM (unos 12.950 millones de pesetas), de los que 81 millones DM. servirán para pagar los trabajos de investigación y desarrollo necesarios para su proyecto, 390 millones DM. para su construcción e instalación, 35 millones DM. para el equipo nuclear, 92 millones DM. como beneficio del constructor y otros 92 millones para gastos diversos. La central será erigida en Schmehausen, cerca de Uentrop.

## LAS RESERVAS MUNDIALES DE URANIO

La «European Nuclear Energy Agency» y la «International Atomic Energy Agency» han apuntado recientemente (en su informe «Uranium Resources, Production and Demand») la posibilidad de que, se produzca a mediados de la presente década una acusada escasez de los recursos mundiales de uranio a menos que se descubran y exploten nuevas reservas de mineral. No obstante, el aumento, a partir de 1967, de las reservas de mineral de uranio cuya existencia

ha sido debidamente verificada, las cuales han pasado de 6300 toneladas a 750.000 toneladas tras descubrirse nuevos yacimientos en Canadá, Australia, República Central Africana, Gabón, Nigeria y Estados Unidos. Las citadas organizaciones internacionales estiman que, de acuerdo con el crecimiento previsto de la demanda, será preciso para 1985 contar con reservas adicionales por una cuantía de 900.000 toneladas.

## FUSION DE COMPAÑIAS PRODUCTORAS DE MATERIALES DE CONSTRUCCION

Las empresas «Saint Gobain», productora de dos tercios del vidrio fabricado en Europa y la «Compagnie de Pont à Mousson» de fabricante de acero, cementos, grifería, etc., cuya principal accionista es la «Compagnie Financière de Suez», han concluido la fase inicial de las negociaciones que conducirán a la fusión de ambas firmas.

«Saint Gobain» cuenta con filiales en doce países y la «Cie. de Font-à-Mousson» en quince. La fusión proyectada dará origen a una empresa de talla mundial en un sector del mercado perfectamente definido, la construcción inmobiliaria. Su cifra de negocios ascenderá a 10.000 millones de francos y su plantilla a 150.000 empleados.

## DESARROLLO DE LA INDUSTRIA QUIMICA DE LA U. R. S. S.

La industria química en la Unión Soviética registró en 1969 un incremento de 11 por 100 en comparación con el año precedente, alcanzando un valor de 17.500 millones de dólares. Es un resultado satisfactorio, pero inferior al año precedente. En 1965 el porcentaje de crecimiento había alcanzado un valor máximo de 14 por 100, pero esta cifra declinó después todos los años. Para el corriente año 1970 se pronostica también un aumento del 11 por 100. El año pasado, la U. R. S. S. produjo 45,5 millones de toneladas de fertilizantes, que representa un aumento de 6 por 100, y 1,42 millones de toneladas de plástico, o sea un aumento de 12 por 100. La sosa cáustica registró un incremento de 10 por 100 con 1,8 millones de toneladas.

## SHELL AMPLIA SUS OPERACIONES EN GRAN BRETAÑA

La gran empresa Royal Dutch Shell de los Países Bajos aumentará al doble su producción química y a la vez incrementará considerablemente su capacidad refinadora de petróleo en la Gran Bretaña para 1973. Las plantas de Carrington y Stanlow recibirán una inversión de 540 millones de dólares para refino. Las nuevas instalaciones en Carrington, por ejemplo, permitirán una producción adicional de 450.000 toneladas anuales de etileno, 300.000 de polipropileno, 100.000 toneladas de butadieno y 500.000 de componentes de gasolina.

## LOS MERCADOS MUNDIALES DE METALES

Las cotizaciones del cobre han disminuido por término medio mensual, desde diciembre de 1969, en alrededor de un 16 por 100. Los actuales precios son los más bajos desde principios de abril de 1969. Desde el nivel máximo alcanzado durante la huelga del cobre en los Estados Unidos el 5 de marzo de 1968, las cotizaciones casi han cedido en 240 libras. Con más de 31.000 toneladas, los «stocks» de cobre muestran el máximo nivel desde hace mucho tiempo.

En el mercado del estaño se ha advertido la reserva de los industriales. Los precios se mueven en la actualidad entre los límites marcados por el Acuerdo Internacional del Estaño, el 23 de junio, los productos no pudieron imponer su deseo de subir los precios.

Se esperan alzas en el mercado de la plata, una vez que la Tesorería americana ha comunicado que a la razón actual de entregas, 1,5 millones de onzas por semana, las reservas de plata se agotarían para aproximadamente mediados de 1971. Ya en 1969, el consumo de plata del mundo occidental, de aproximadamente 420 millones de onzas, rebasó en más de 150 millones la producción de las minas. Más de las nueve décimas partes de la producción de plata se obtiene como producto secundario al obtener otros productos. Las esperanzas de los transformadores se orientan hacia el mercado secundario alimentado por las reservas de los atesoradores y por la progresiva desmonetización de la plata.

## REORGANIZACION DE LA MINERIA EN BOLIVIA

El Gobierno militar ha ordenado que el Banco Minero asuma la intervención de la Corporación Minera Boliviana (COMIBOL). El Banco tendrá así el monopolio de todas las exportaciones de minerales y metales, tanto estatales como privadas.

## VENEZUELA EXPORTARA GAS NATURAL A EE. UU.

La Corporación Venezolana del Petróleo ha firmado un contrato de veinte años, por el cual se obliga a entregar 15 millones de metros cúbicos de gas natural licuado por día a la Philadelphia Gas Works de los Estados Unidos. Los embarques deberán comenzar en 1974. De acuerdo con el contrato, la CVP hará dos tipos de entregas: Unas serán a base diaria, durante todo el año, las otras serán en volumen equilibrado, suministrado en parte a precio más bajo durante los ocho meses más calurosos. El resto se entregará a precios de competencia durante los cuatro meses invernales.

La Philadelphia Gas se propone vender parte de este gas a Estados Unidos del Sur del país. También tratará de suministrar gas a compradores que no se encuentran próximos a puertos de aguas profundas, pero esto dependerá de los medios y gasoductos disponibles.

## CONTAMINACION

### LA CONTAMINACION DE LAS AGUAS DEL MAR

En una conferencia internacional celebrada en la sede de la «Royal Society» se expuso el descubrimiento de un nuevo método, ideado en el centro de investigaciones de Monk's Wood, para medir el grado de contaminación de las aguas del mar, consistente en la introducción de una aguja hueca en la pechuga de las aves marinas. Se afirmó que estas aves resultan muy útiles con este fin, puesto que se alimentan de una amplia gama de organismos y flotan sobre la superficie del agua al morir, lo que facilita su recuperación. En las sustancias grasas de la pechuga se encuentran concentrados todos los productos contaminantes, cuya cuantía relativa debe ser valorada.

## ENERGIA

### SE GENERALIZAN LAS CENTRALES NUCLEARES GRANDES

Si se quiere evitar que dentro de unos años se produzca un déficit energético habrá que construir centrales nucleares cada vez mayores, que además generen electricidad a precios menores que las centrales térmicas convencionales.

La de Nordenham, que se construirá cerca de Darmstadt (República Federal Alemana), de aquí a 1976 en el bajo Weser con una inversión de 825 millones de marcos. La primera central nuclear alemana, que entró en servicio en 1961, en Kahl, a orillas del Meno, tendrá 1.300 megavatios, y será la mayor del mundo.

Frente a las centrales térmicas convencionales, las nucleares tienen la ventaja —muy poco apreciada hasta la fecha— de no emitir gases insalubres, como, por ejemplo, anhídrido sulfuroso. De ahí que pueda erigirse sin que supongan ningún peligro para la población circundante, en aglomeraciones urbanas e industriales. Desde el punto de vista de la higiene ambiental, las centrales térmicas que queman carbón son mucho más peligrosas que las nucleares, según manifestó el profesor Grumm (Viena). Incluso el anhídrido carbónico, producto de combustión no directamente tóxico, debe ser tenido en cuenta en las consideraciones sobre la protección del medio ambiente. Como consecuencia del creciente consumo de energía aumentó considerablemente la producción de anhídrido carbónico, con la consecuencia inmediata de un aumento de varios grados de la temperatura media anual.

El riesgo nuclear puede, por otra parte, reducirse a un

mínimo. Ahora bien, las medidas de seguridad necesarias implican un aumento de los gastos de inversión de una central nuclear y, por consiguiente, del precio que el usuario tendrá que pagar por la energía de origen atómico.

## ESPECTROSCOPIA

### PYE UNICAM CONSIGUE EL PREMIO AL MEJOR DISEÑO

Pye Unicam Ltd. de Cambridge, compañía de Instrumentación Analítica, ha conseguido para dos de sus productos el premio al mejor diseño, otorgado por el Council of Industrial Design en 1971.

El premio ha recaído sobre los instrumentos altamente elaborados, que usan la luz para analizar sustancias complejas: el Espectrofotómetro Infrarrojo Unicam SP 1000, y el Espectrofotómetro Ultravioleta Unicam SP 1800.

Las características del Espectrofotómetro Infrarrojo Unicam SP 1000 han sido el resultado del desarrollo de un instrumento completamente nuevo, al que se ha aplicado una tecnología avanzada, consiguiéndose una mejora de rendimiento, mayor facilidad de empleo y una considerable reducción de precio con respecto a su predecesor. Esto ha sido debido, en parte, al gran avance que ha supuesto pasar directamente de los circuitos a válvulas a los circuitos integrados, sin ninguna etapa intermedia.

Dos espectaculares innovaciones se han introducido igualmente en el SP 1000: un detector infrarrojo de alta sensibilidad y un procedimiento especial para filtrar la radiación de la muestra. El instrumento es particularmente simple y muy fácil de utilizar, empleándose solamente cuatro mandos de control para conseguir el espectro infrarrojo de una muestra.

El Espectrofotómetro Ultravioleta Unicam SP 1800 ha sido el primero de una serie de instrumentos de diseño modular que permiten al comprador elegir desde una unidad básica a un sistema analítico completamente automatizado conectable a un computador.

Un espectrofotómetro ultravioleta requiere controles comparativamente más complejos si se pretende obtener la versatilidad necesaria para su empleo en Química y Bioquímica, pero aún así la simplificación se ha llevado al máximo en el SP 1800. Todos los mandos de preparación y puesta a punto se encuentran situados bajo una cubierta, y los de operación están dispuestos de la forma más racional posible de acuerdo con su función.

El instrumento posee cuatro gamas de sensibilidad y cuatro escalas de medida, bloqueadas mecánicamente a los mandos de selección, de forma que solamente la escala correspondiente a la sensibilidad elegida permanece visible. De esta forma se elimina cualquier posibilidad de error.

Otra innovación importante es el uso de un circuito especial que permite la medida directa de concentración de una sustancia conocida, eliminándose así la necesidad de que el usuario tenga que efectuar cálculos.

El SP 1800 emplea un registrador separado, pudiendo acoplarse una gran cantidad de accesorios, entre ellos un con-

trolador programado para efectuar una secuencia compleja de medidas, un sistema automático de selección de longitudes de onda, impresor digital, cambiador de muestras automático y programador de temperatura de la muestra.

El mantenimiento es muy fácil en ambos instrumentos por la accesibilidad de sus componentes, la construcción modular y los circuitos impresos enchufables.

## HIDROCARBUROS

### MODIFICACION DEL REGLAMENTO DE INVESTIGACION Y EXPLOTACION DE HIDROCARBUROS

Por Decreto 420/1971, de 25 de febrero («Boletín Oficial del Estado», de 15 de marzo de 1971), se modifica el artículo treinta y siete del Reglamento para la aplicación de la Ley para Régimen Jurídico de la Investigación y Explotación de Hidrocarburos, aprobado por Decreto de doce de junio de mil novecientos cincuenta y nueve, que queda redactado como sigue:

«El titular de un permiso de investigación estará obligado a efectuar, durante el plazo de su vigencia, un estudio geológico de la totalidad del área objeto del permiso, y deberá invertir en trabajos de investigación en el mismo un mínimo medio anual, durante la vigencia del permiso, de 2,50 pesetas-oro por hectárea en la zona I, y 2 pesetas-oro por hectárea en las zonas II y III. A este efecto, la conversión de pesetas-oro en pesetas papel se realizará, mientras las circunstancias del mercado mundial del oro no aconsejen otra cosa, considerando el contenido en oro fino actualmente definido para la peseta-oro, la cotización media del oro fino en el mercado de Nueva York y el cambio oficial del dólar en pesetas papel, refiriendo estos dos últimos factores al mes de diciembre inmediatamente anterior al año a que se refiere la inversión a realizar.

Cuando un mismo titular posea varios permisos de investigación colindantes dentro de cualquiera de las zonas, podrá solicitar del Ministerio de Industria que el programa mínimo de labores para el área total de sus permisos pueda ser desarrollado dentro del área de uno sólo o varios permisos, justificando razonadamente esta pretensión.

A la vista de las razones aducidas podrá autorizarse si, estudiando cada caso en particular, se juzga que con ello pueda beneficiarse la investigación de áreas que ofrezca particular interés.

Excepcionalmente podrá autorizarse al titular de un permiso de investigación la transferencia de obligaciones de inversión en investigación, para su cumplimiento en otro permiso no colindante de la misma titularidad, de la misma o la distinta zona, cuando por dicho titular se demuestre técnicamente, a juicio de la Administración, la escasa utilidad de la prosecución de los trabajos en el permiso hasta el límite de las inversiones comprometidas.

En este caso, el titular no podrá solicitar la transferencia de obligaciones sin formular previa o simultáneamente la renuncia al permiso de investigación. La aceptación de la renuncia se hará sin perjuicio de que la garantía exigida por

el artículo 19 de la Ley sobre el Régimen Jurídico de la Investigación y Explotación de los Hidrocarburos, de 26 de diciembre de 1958, quede afectada al total cumplimiento de las obligaciones de inversión del permiso objeto de la renuncia en aquel otro al que se hayan transferido».

## GAS NATURAL EN BAVIERA

En las cercanías de Roseheim (Baviera) y a 1.200 metros de profundidad, un equipo prospector de la empresa petrolera estadounidense, Tesaco, ha descubierto un yacimiento de gas natural, cuyo contenido en gas metano se eleva a 98 por 100 (la riqueza del gas holandés consumido actualmente en Baviera es de 86 por 100. Según los cálculos preliminares realizados al respecto, el yacimiento de Rosenheim podrá proporcionar unos 60.000 metros cúbicos de gas diarios.

## EL PETROLEO DEL MAR DEL NORTE

Los estudios geológicos de la plataforma continental noruega que se extiende desde el Mar del Norte hasta el Mar de Barents y las islas de Svalbard, en el Océano Glacial Ártico, han demostrado que es una de las zonas petrolíferas más prometedoras del mundo. En dicha plataforma, a 300 kilómetros al sudoeste de Stavanger, en pleno Mar del Norte, ha sido descubierto un primer yacimiento de petróleo cuyas reservas se estiman en los 150 millones de toneladas, lo que hace de este yacimiento el mayor de Europa.

A comienzos del año en curso, se ha iniciado la explotación del mismo, enviándose de momento el petróleo extraído por medio de grandes petroleros, directamente desde los yacimientos a los países costeros del Mar del Norte. La producción actual es de 6.000 t/día, pero para 1973-74 se calcula que se elevará a los 15 millones de t/anales, cantidad que corresponde casi el 2,5 por 100 del consumo actual de petróleo en Europa occidental. De esta forma, Noruega pasa a ser por vez primera país exportador de petróleo.

## LA REFINERIA DE TARRAGONA FINALIZADA EN 1975.

Un Decreto del Ministerio de Industria, que publicó el «Boletín Oficial del Estado», del pasado día 28 de mayo, encomienda a Instituto Nacional de Industria el establecimiento de una refinería de crudo de petróleos con destino al área del Monopolio y con localización en la provincia de Tarragona, a cuyo efecto procederá a la creación de una empresa nacional, en la que el citado Organismo ostentará una participación del 60 por 100 de su capital social.

Para la adjudicación del restante 40 por 100 de participación en el capital social el Ministerio de Industria convocará y resolverá un concurso público entre entidades nacionales y extranjeras.

La refinería tendrá una capacidad de tratamiento de siete

millones de toneadas métricas de crudos al año, y estará acondicionada para poder elaborar la siguiente gama de productos petrolíferos, cuyas características se ajustarán a las especificaciones vigentes en cada momento:

Bases licuables del petróleo (G. L. P.). Olefinas. Naftas. Gasolinas autonormales y supercarburentes. Petróleo corriente. Combustible de aviación. Gas-oil corriente. Gas-oil desulfurado. Diesel-oil destilado de diferentes grados de viscosidad. Fuel-oil residual de baja viscosidad. Fuel-oil de bajo contenido de azufre. Fuel-oil «bunker».

La refinería deberá entrar en funcionamiento en el más breve plazo posible, y en cualquier caso estará en disposición de operar a su plena capacidad en el año 1975.

#### NUEVA INVERSION DE «ESSO» EN CASTELLÓN

Cincuenta y un millones de pesetas va a emplear «Esso» Petróleos Españoles, S. A., en la ampliación de su refinería de petróleos de Castellón.

La nueva ampliación se hace para conseguir dotar a las instalaciones de los medios oportunos para incrementar la producción actual. La inversión nueva no supone la creación de ningún puesto de trabajo además de los que ya se tenían.

#### NUEVA PLANTA DE RIO GULF EN HUELVA

La empresa Río Gulf, de petróleos, tiene el proyecto de comenzar inmediatamente una planta de fabricación de aceites lubricantes en las inmediaciones de la refinería que ya posee en el Polo de promoción de Huelva.

La nueva factoría, que tendrá una capacidad de producción de 100.000 toneladas anuales, supone una inversión de 2.000 millones de pesetas.

#### BUSQUEDA DE GAS NATURAL Y PETROLEO EN GRAN BRETAÑA

El Gobierno británico ha concedido 30 permisos de perforación más para la búsqueda de yacimientos de gas natural y petróleo a 24 compañías internacionales. Las concesiones se extienden por una zona de 8.000 millas cuadradas dividida en 94 sectores, y están situadas en la parte británica del Mar del Norte y en el Mar de Irlanda. Entre las firmas favorecidas con los permisos se encuentran los gigantes de la industria petrolífera internacional, como la Shell, la ESSO, la «British Petroleum» y la Amoco», así como la firma británica ICI, la Empresa del Carbón, la Empresa Nacional del Gas, y la compañía naviera «P and O Steam Navigation Co».

El Ministerio de Tecnología británico anunció la inminente concesión de nuevos permisos.

#### NUEVO YACIMIENTO PETROLIFERO EN ARGELIA

La compañía estatal argelina Sonatrach ha anunciado el descubrimiento de un yacimiento de petróleo y de gas natural de excepcional calidad y volumen en un lugar que se encuentra a unos kilómetros al sur del oasis de Gardaia.

#### MINERIA

##### NUEVO YACIMIENTO DE URANIO EN AUSTRALIA

Se ha descubierto en Australia, en su zona norte, a 250 kilómetros al este de Darwin, un yacimiento de uranio, que es, por el momento, el más rico del mundo. Se calcula que sus reservas ascienden a las 50.000 toneladas de óxido de uranio, lo que eleva las reservas mundiales de uranio en un 3,5 por 100. El mineral del nuevo yacimiento tiene un contenido medio de óxido de uranio de unos 245 kg/t., proporción veinte veces más alta que la media mundial. El valor del nuevo yacimiento se estima entre los 600 y 700 millones \$, y su explotación podrá ser realizada con un desembolso de unos 3 millones de \$, calculándose unos costes de extracción a cielo abierto de 1 \$ australiano por tonelada, y unos gastos de transporte del mineral que oscilarán entre los 6 y los 7 \$. Con este hallazgo, más las reservas de uranio descubiertas en Australia, se sitúa este país entre los países más ricos en uranio del mundo.

##### INVESTIGACIONES MINERAS EN CHILE

Los equipos técnicos del «Instituto de Prospecciones Geológicas» y del «Servicio Nacional de Minas», ambos de Chile, han descubierto en las marismas de Atacama un yacimiento de minerales de litio de una riqueza grande, y cuyas reservas de este metal se calculan en 1,2 millones de toneladas. Asimismo, han determinado la existencia de importantes yacimientos de sales de potasio y de otros de rubidio, cesio y manganeso.

##### CRIADEROS DE LITIO Y DE POTASIO EN CHILE

El Gobierno chileno anunció el descubrimiento de uno de los yacimientos más ricos del mundo de litio y potasio en la región desértica 750 kilómetros al Norte de Santiago y Este de Antofagasta. Una evaluación preliminar indica la existencia de 12 millones de metros cúbicos de potasio a 2 por 100 y 1,12 millones de litio a 0,2 por 100.

#### NOVEDADES CIENTIFICAS Y TECNICAS

##### RECUPERACION DEL SO₂ DEL PETROLEO

La firma «Chemical Construction Corporation» (CHEMICO), de EE. UU se dispone a construir una unidad de recuperación, a gran escala, de SO₂ para la empresa «Boston Edison Company» de Massachusetts. El anhídrido sulfuroso será recuperado a partir de la combustión de petróleo, en forma de sulfato de magnesio y permitirá obtener ácido sulfuroso en una unidad apropiada, cuyo rendimiento se estima en 50 toneladas diarias, al mismo tiempo que regenera y recicla el óxido magnésico producido.

##### HAZ ELECTRONICO PARA PERFORAR ROCA

Mediante un haz electrónico de 9 kW, generado sin ayuda de la cámara de vacío habitual, ha sido posible hacer profundos, aunque angostos cortes por fusión en roca. Esta técnica brinda el potencial de reducir el costo y acelerar los trabajos de perforación y apertura de túneles. Según una demostración de Westinghouse Research Laboratories, el haz se hace pasar a través de una serie de cámaras pequeñas, cada una separada por una abertura de 1 a 2 milímetros de diámetro. En cada cámara hay un vacío parcial y el haz es enfocado por electroimán. Este año 1971 será realizado un programa de pruebas con una máquina de 36 kW.

##### OBTENCION EN FRANCIA DE PROTEINA DEL PETROLEO

A principios de este año 1971 entrará en funciones en Cap Lavera, Francia, una planta comercial que fabricará proteínas concentradas comestibles a partir de cultivos de levadura en petróleo. La producción será de 55 toneladas de proteínas diarias. La fuente de hidrocarburos para levadura serán los destilados pesados. Mediante una cultura continua, se obtiene un gramo de proteína partiendo de 10 a 40 gramos de materiales de carga del petróleo. La planta es erigida por la Société Foster Wheeler Française.

##### DESALACION DE AGUAS SALOBRES

El «Permeator» E-9 es un dispositivo de ósmosis inversa de la Du Pont, que permite convertir aguas salobres en potables. Ya existe en Greenfield, Iowa, EE. UU., una planta de 150.000 galones diarios de capacidad. Según la Du Pont, el nuevo Permeator ha aumentado 18 veces su régimen de flujo gracias a una membrana de fibra poliamida asimétrica, en vez de fibra de nilón. El tamaño ha sido reducido a un metro de largo por 20 centímetros de diámetro, con una capacidad de 2.000 galones por día.

##### VALVULAS GRANDES PARA AGUAS DE RIO, ALTAS EN CLORUROS

Para la construcción de 20 válvulas de mariposa, que han de trabajar en contacto con agua de río con un contenido elevado de cloruros, y que serán instaladas en una nueva central nuclear que se construye en Würgassen, Alemania Occidental, se ha utilizado una fundición especial que contiene 3 por 100 de níquel. Este material fue elegido para hacer frente a la corrosión en las caras de cierre de las válvulas, lo que perjudicaría el adecuado funcionamiento de las mismas.

Las válvulas, se emplearán en un sistema de refrigeración que se alimentará con aguas del río Weser, conocido por la naturaleza agresiva de sus aguas. Se han construido cuatro grandes válvulas de 2.700 mm., por cada una de las cuales pueden pasar 1,4 millones de m³/día y 16 más pequeñas, de 1.400 mm. de diámetro.

Es preciso que trabajen con seguridad durante una vida de servicio prolongada, sin complicaciones, a pesar de las grandes cantidades de agua potencialmente corrosiva que han de pasar por ellas.

##### POZOS DE GAS QUE NO SE TAPONAN

El problema de los pozos de gas sulfuroso, que se obturan con depósitos de azufre, ha sido resuelto por un nuevo proceso, desarrollado por la Wintersahl Aktiengesellschaft de Kassel, Alemania Occidental. Consiste en usar un disolvente, que se inyecta en el agujero del pozo, y que lleva el azufre hasta la boca del pozo. Allí se instala una planta separadora que extrae por lavado el azufre y el disolvente. El azufre puede ser convertido en productos para la agricultura, si se desea. Dos yacimientos de gas sulfuroso en Alemania Occidental han adoptado ya el progreso.

##### OBTENCION DE PORCELANA NEGRA A PARTIR DE ROCAS VOLCANICAS

En el Instituto de Investigaciones Científicas de la Industria de Materiales de la Construcción, de Tiflis (URSS), se ha desarrollado un procedimiento para la obtención de «porcelana negra» a partir de minerales de origen volcánico. La masa cerámica de color negro se compone de roca volcánica pulverizada y de pequeñas cantidades de arcilla y óxido de cobalto. Las características de esta porcelana negra son un brillo extraordinario y una resistencia térmica elevada.

##### SONDA NUCLEAR PARA DETECTAR MINERALES

Una sonda nuclear, capaz de detectar minerales en el fondo del océano, fue construido por científicos del Instituto Battelle-Northwest. Esta sonda puede detectar elemen-

tos como oro, plata, cobre y manganeso en proporciones diminutas de varios gramos por tonelada. La sonda será útil para localizar yacimientos minerales submarinos que tienen valor comercial. También resultará útil para la cartografía del lecho marino.

La sonda fue desarrollada con asistencia de la Comisión de Energía Atómica de los Estados Unidos y podrá ser utilizada desde enucleaciones superficiales o submarinas. En un tiempo de sólo tres a cinco minutos revela los tipos y cantidades de muchos elementos contenidos en los yacimientos mineralíferos. También permitirá un análisis rápido de 20 a 30 elementos en dichos depósitos.

Es la primera vez que ha sido posible investigar los minerales del lecho marino en su ambiente natural por medio de una técnica sonda directa.

La sonda consiste en 0,2 mg. de elemento artificial californio 252 y un detector de rayos gamma sumamente sensible. La fuente de californio emite neutrones que son absorbidos por los minerales estudiados. Estos a su vez emiten energía, en forma de rayos gamma demorados, que son captados por el detector. Los distintos elementos en los minerales emiten radiaciones de energía diferente. La cantidad o concentración en un mineral es proporcional a los rayos gamma emitidos. El procedimiento de análisis consiste en una exposición por uno o dos minutos de una sección de pocos decímetros de diámetro del fondo marino con la fuente de californio 252, siguiendo un periodo de contaje similar con el detector de rayos gamma. La radiactividad no plantea problemas ambientales. La radiactividad residual en el lecho oceánico no puede ser detectada a las pocas horas después de la irradiación, pues sólo alcanza una centésima parte de la radiactividad natural total en la misma sección.

La fuente de californio 252, colocada a un extremo de la sonda, está contenida en un cilindro de acero inoxidable sellado de unos 60 centímetros de largo por 10 centímetros de diámetro. El dispositivo detector se halla en el otro extremo de la sonda.

El programa de investigación del Instituto Battelle-Northwest trata de convertir el prototipo en un instrumento práctico que podrá servir para levantar planos de yacimientos mineralíferos a profundidades hasta de 300 metros. La tecnología nuclear de este tipo ha sido aplicada recientemente al análisis de minerales en el laboratorio.

## REUNIONES CIENTIFICAS

### TERCERA CONFERENCIA INTERNACIONAL DE AUTOMATISMO MINERO

En Balatonfüred (Hungria) y del lunes 17 de septiembre al viernes 1 de octubre de 1971, se celebrará la Tercera Conferencia internacional de automatismo minero. Se realizarán visitas a las minas de carbón de Varpalota y Dudar, a la mina de bauxita de Myrad y excursiones a Tchanj y Siófok.

### AUMENTARA LA DEMANDA POR GAS NATURAL

Se cree que para el año 1980 aumentará considerablemente el consumo de gas natural. Los Estados Unidos usarán el 41 por 100 de los recursos mundiales, la Unión Soviética el 20 por 100 y Europa el 24 por 100.

Este es el pronóstico formulado en ocasión de la Conferencia Internacional del Gas Natural, celebrada en Barcelona, España, el pasado mes de noviembre. A la Conferencia asistieron unos 200 delegados procedentes de 30 países, quienes presentaron 41 ponencias.

El delegado soviético estimó como sigue las reservas de gas natural en diversos países: U. R. S. S., 12,1 miles de millones de m.³; EE. UU., 7,8 miles de millones de m.³; Holanda, 3,4 miles de millones de m.³; Mar del Norte, 670 millones de m.³, y Yugoslavia, 40 millones de m.³.

Otro delegado soviético estimó que existían reservas de 80 a 85 miles de millones de m.³, que aún no se habían descubierto. Declaró que el 21 por 100 de estas reservas sin explotar se hallaban en el Oeste de la U. R. S. S., 61 por 100 en Siberia y el Extremo Oriente, y 16 por 100 en el centro de Asia.

El Dr. T. C. B. Watsan del United Gas Council pronosticó que para 1972 Inglaterra utilizará 84 por 100 de gas natural para producción de energía, en comparación con 2 por 100 para petróleo y 14 por 100 para productos de petróleo. Entre 1967 y 1968 sólo se consumió el 14 por 100 de gas natural. Agregó que Inglaterra tratará de satisfacer sus crecientes requisitos en gas por importaciones desde el Mar del Norte, Argelia y los Países Bajos.

Muchos delegados destacaron la ausencia de azufre en el gas natural, circunstancia que lo hacen ideal como fuente energética. Se hizo observar que el contenido en polvo de la atmósfera en Moscú bajó de 6 a 7 por 100 después que muchas industrias hubieron adoptado el gas natural. El delegado soviético manifestó también que la industria siderúrgica soviética utiliza ahora gas natural para el 80 por 100 de sus demandas de gas.

### PRIMER COLOQUIO EUROPEO DE FISICA DE LA TIERRA Y PLANETARIA

En cumplimiento del acuerdo recaído en Madrid en septiembre de 1969 se programa el Primer Coloquio Europeo de Física de la Tierra y Planetaria que se celebrará del 30 de marzo al 2 de abril de 1971, en la Universidad de Reading, Berkshire, Inglaterra.

Los temas fundamentales del Coloquio, son: (i) Interior de los planetas (incluyendo la estructura de la Luna). (ii) Atmósfera planetaria (neutra y con carga eléctrica). (iii) Procesos interplanetarios (incluyendo mecánica celeste, el viento solar, la magnetosfera, y fenómenos de interacción).

Como temas especiales figuran: Estructura de la corteza y manto superior de Europa y el Mediterráneo. Aplicación de las investigaciones espaciales europeas, a los fu-

turos estudios de la Tierra y su ambiente Dinámica de los fluidos geofísicos y plasma. Paleomagnetismo y movimientos tectónicos alrededor del Mediterráneo. Estudios físicos y geológicos de los materiales lunares. Geofísica teórica.

### INSTITUTO IBEROAMERICANO DEL PEROLEO

En el Consejo de la ARPEL (Asistencia Recíproca Petrolera Latinoamericana), celebrado a primeros de diciembre de 1969 en Lima (Perú), con asistencia de representantes de Argentina, Brasil, Venezuela, Uruguay, Bolivia y Perú, esta última nación propuso la creación de un instituto iberoamericano del petróleo, que se ocuparía de las cuestiones de investigación científica relacionadas con la debida prospección y aprovechamiento de las reservas petrolíferas de dichos países, así como de la formación de expertos en todos los aspectos de esta especialidad. Para el cumplimiento de sus fines, el Instituto contaría con la cooperación de especialistas de talla internacional.

## VARIOS

### PREMIO CIENTIFICO EDITORIAL DOSSAT, S. A.

La Editorial Dossat ha convocado un premio científico para el año 1971. Este premio está dotado con 250.000 pesetas, y se concederá a una obra técnica, inédita, en lengua castellana. Es indispensable para optar al premio que el concursante no se circunscriba a problemas de carácter nacional, dado que la edición de la obra se hará con vistas a su lanzamiento internacional.

### LOS METEOROLOGOS EN LA LUCHA CONTRA LA SEQUIA Y EL HAMBRE

Hace varios años se comenzó a establecer una red de observatorios meteorológicos e hidrológicos en toda Sudamérica, desde la frontera mexicana hasta la Tierra del Fuego. Esta red de observatorios va a suministrar principalmente los datos de planificación para la construcción de grandes centrales hidráulicas, así como también para proyectos de irrigación por aspersión, para la instalación de empresas industriales, el abastecimiento de agua potable y la navegación fluvial. Las bases fueron redactadas por un grupo de expertos que ha permanecido en Sudamérica durante varios años. Con estos preparativos se trata, sobre todo, de evitar inversiones erróneas, como, por ejemplo, un embalse de seis millones de metros cúbicos de capacidad que se construyó en 1951 en los Andes. Desde entonces no se ha llenado más que dos veces con ocasiones de otros tantos veranos especialmente lluviosos. La importancia económica de estos preparativos científicos la pone claramente de manifiesto el hecho de que de 1958 a 1967 se hayan invertido en Sudamérica más

de 180.000 millones de pesetas en la construcción de centrales hidráulicas.

### PLANTA DE DESALACION EN GRECIA

El impacto que los modernos métodos de desalación producen sobre el nivel y la forma de vida en regiones del mundo cálidas, secas y relativamente áridas, se ha puesto de relieve al inaugurarse recientemente una planta instalada en Hermoupolis, capital de Syros, en las islas griegas del mar Egeo.

Antes de que se construyera esta planta, el agua necesaria para satisfacer las mínimas necesidades de los 17.000 habitantes de la ciudad, procedía de los manantiales locales, que eran salobres, y resultaban insuficientes para garantizar a la industria un suministro seguro. En consecuencia, la industrialización fue demorada hasta que pudiera resolverse el problema del agua.

Actualmente, la nueva planta de desalación garantiza una producción de 1.000 m.³ diarios de agua dulce procedente del mar, con lo que se ha resuelto el problema planteado en Hermoupolis.

El procedimiento usado para desalar el agua del mar, es el conocido de evaporación instantánea por etapas múltiples, en el que el agua del mar se calienta en un calentador de salmuera, siendo entonces transformada en vapor en un evaporador que comprende una serie de cámaras, en las que se mantienen grados de vacío progresivamente más elevados.

El agua del mar, es, desde luego, muy corrosiva y cuando hierve, desprende gases que pueden producir una corrosión importante en la planta de desalación, a menos que se elijan con cuidado los materiales para su construcción. En la planta de Demag se hace amplio uso de la aleación cuproníquel 90/10.

Se ha utilizado para los tubos del condensador y para las placas de tubos de los evaporadores y para los tubos y placas de tubos del calentador de salmuera. También se ha especificado para algunas otras partes de la planta, en las que el agua de mar se manipula a temperaturas superiores a 90°C, por ejemplo, los tubos de conexión entre el intercambiador de calor y el evaporador número 1 y las cámaras de circulación de agua de las primeras etapas. El peso total de la aleación cuproníquel 90/10, empleada en la planta es de unas 26 toneladas.

### COBRE RADIOACTIVO DISPONIBLE EN INCRA

El vice-presidente ejecutivo de la International Copper Research Association (Incra), ha anunciado que los investigadores cualificados, pueden solicitar, sin cargo, cobre radioactivo (⁶⁷Cu), que tiene una vida media de sesenta y una horas. El Dr. Moore comunicó que este programa era una extensión de la investigación en curso de Incra en las ciencias de la vida, que normalmente comprende trabajos

sobre el cobre como algicida, fungicida, y moluscicida, como control de herbicidas, como oligoelemento en la nutrición del hombre y de las plantas, y como suplemento en la alimentación de los cerdos y las aves.

El isótopo ⁶⁷Cu es un emisor de rayos gamma. Se envía en cantidades de 6,5 millicuries aproximadamente.

#### VEHICULO SUBMARINO PARA PROSPECCIONES PETROLIFERAS

Con el fin de aumentar la movilidad de los grupos de buceadores y proporcionar un método fácil y rápido de transportar equipo submarino, un consorcio petrolero francés ha desarrollado un pequeño submarino «húmedo» en el que pueden viajar el piloto y cuatro pasajeros. Su hélice va impulsada por un motor eléctrico de baterías y puede alcanzar bajo el agua velocidades de 7,5 a 9,5 km/h. Tiene una autonomía de unos 52 kilómetros y puede sumergirse hasta una profundidad de unos 60 metros.

Un submarino «húmedo» es un sumergible del tipo de inundación libre en el que no existe casco de presión; los ocupantes se encuentran permanentemente sumergidos en el agua y visten el equipo normal de buceo; el aire lo toman de botellas que contienen una mezcla respirable transportada en el submarino.

Como la totalidad de la estructura se halla sumergida, son esenciales para su construcción, los materiales resistentes a la corrosión.

En consecuencia, la estructura principal, en la que intervienen más de 2 toneladas de tubos y de vigas, es de acero inoxidable cromo-níquel-molibdeno. Estos materiales se han utilizado en la construcción de la estructura de los timones de dirección y de profundidad, en la que los tanques de lastre, cajas, flotadores, bastidor de barras de lastre, así como para el patín. También se han empleado en la planta impulsora y en la transmisión; en el árbol de la hélice, en la caja de engranajes reductores, tubos de conexión y cables flexibles de control. El casco, que no va presurizado, es de fibra de vidrio reforzada y la cabina del piloto, de material plástico transparente.

Los futuros modelos del submarino se construirán con un tipo de acero inoxidable-austeno-ferrítico Cr-Ni-Mo-Cu, con 8 por 100 de níquel, que destaca por su buena resistencia a la corrosión producida por agua de mar en periodos prolongados.

#### PROHIBICION DEL DDT EN LA REPUBLICA FEDERAL ALEMANA

Por una disposición del Ministerio de Agricultura de la República Federal Alemana, a partir del 16 de mayo del año en curso queda prohibido el empleo de insecticida D. D. T. en todo el país. Con la misma fecha entrará en vigor otra disposición por la que se establece como necesaria una autorización expresa para la venta de cualquiera

de los insecticidas a que se refiere la primera de dichas disposiciones.

La prohibición del empleo del D. D. T. sólo podrá levantarse temporalmente en determinados casos de aplicación en silvicultura.

#### DURACION LARGA DE LAS BOMBAS PARA LODOS DE MINERAL DE HIERRO

En la mina Legende de Sthalwerke Peine-Salzgitter AG (Alemania Occidental) se extraer el mineral de hierro según una técnica avanzada hidráulica, utilizado dos bombas rotativas de una sola etapa conectadas en serie, para bombear los lodos a la superficie.

Estos lodos contienen aproximadamente 20 por 100 de mineral de hierro en volumen, con un tamaño de grano inferior a 35 mm., y son bombeados continuamente desde el nivel de 100 metros, directamente a la planta de beneficio situada en la superficie, a una velocidad media de 300 toneladas por hora. La altura de cargas es de uno 135 metros.

Las bombas, que trabajan con cargas de presión de 150 a 170 metros están provistas de carcasas e impulsores de fundición Ni Hard 4 resistente al desgaste, que contiene 5,5 a 6,5 por 100 de níquel. Se tienen noticias de las siguientes duraciones en servicio, expresadas en tonelaje de mineral bombeado:

Carcasas: 300.000 a 320.000 toneladas.  
Impulsores: 120.000 a 175.000 toneladas.

Ni-Hard 4 ha resultado ser especialmente apropiada para bombas y otros equipos que manipulan lodos abrasivos, a causa de su excelente resistencia a los efectos combinados de la abrasión y de la corrosión.

#### CAMIONES PARA UNA COMPAÑIA MINERA DE BRASIL.

Ha sido anunciada la firma de un contrato para el suministro de ocho camiones Diesel-eléctricos «Wabco» del nuevo modelo Haulpack 120B a la empresa minera Cia. Vale do Rio Doce en el Brasil.

El 120 B es el modelo más grande y moderno en la serie de capacidad para la industria minera. Accionados por motores Diesel de 1000 HP, estos camiones tienen una capacidad de 130 toneladas de mineral.

La venta se realizó por conducto de Itabirá Interna International con sede en Nueva York, compañía que se encarga de las compras por cuenta de la empresa minera brasileña.

Los yacimientos de Vale do Río Doce se hallan en el Estado de Minas Gerais y actualmente se produce unos 30 millones de toneladas de mineral de hierro de alta calidad. Se espera que esta producción aumentará al doble para 1975.

#### ACIDO NITRICO CONCENTRADO

El ácido nítrico concentrado hasta el 99 por 100 puede ser manufacturado directamente por un proceso que elimina las etapas normales de concentración. Consiste en absorber los gases de óxido de nitrógeno producidos por la concentración de amoníaco en condiciones tales que del ácido resultante sea superior al punto azeotrópico del ácido nítrico. Este ácido se rectifica entonces. El proceso no requiere agentes deshidratantes, oxígeno o fuente de refrigeración. También permite obtener al mismo tiempo ácido débil y concentrado, en cualquier relación deseada.

#### MANANTIAL SUBMARINO DE AGUA DULCE

El primer manantial submarino de agua dulce está siendo explotado con éxito en el Golfo de la Argólida, en el Pe-

loponeso. Tiene un caudal de 300 millones de metros cúbicos anuales, es decir, unos 10 metros cúbicos por segundo y el agua resulta al módico precio de 35 a 50 céntimos el metro cúbico. La idea en que se ha basado la explotación de este manantial ha sido del ingeniero alemán W. Sänder, de la Universidad de Karlsruhe y supondrá la salvación de la agricultura de la zona costera próxima a aquél. Parece ser, además que este tipo de manantiales, sumamente abundantes, representa la verdadera solución de los problemas agrícolas de los países secos que limitan con el mar. El sistema de Sänderf consiste en cercar el manantial con una presa ligeramente más alta que el nivel del mar, justamente lo necesario para lograr una pequeña sobrepresión hidrostática del agua dulce, capaz de expulsar el agua salada fuera de la presa. Si esta sobrepresión fuera excesiva se perdería agua dulce y si fuera demasiado baja entraría agua salada. El descubrimiento de Sänder consiste, pues en el logro de un equilibrio de presiones adecuado para el fin propuesto.

## Estadística y Economía

### COTIZACIONES

PRODUCTOS	1970 Diciembre	1971 Enero	1971 Marzo	1971 Abril
<b>ALUMINIO</b>				
Nueva York (centavos por libra) .....	29,—	29,—	29,—	29,—
Londres (libras por Tm.).....	261,80	261,80	261,80	261,80
<b>CINCO</b>				
Nueva York (centavos por libra).....	15,85	15,85	15,85	16,35
Londres (libras por Tm).....	58-63	58-63	58-63	58-63
<b>COBRE</b>				
Nueva York (centavos por libra).....	46,50	46,20	49-50	—
Londres (libras por Tm.).....	423,—	414-415	447,—	530,—
<b>ESTAÑO</b>				
Nueva York (centavos por libra) .....	158-162	155-158	158-160	163,50
<b>MERCURIO</b>				
Nueva York (\$ el frasco de 34,5 kg.).....	355,—	355,—	345,—	340,—
Londres (libras por frasco de 3,45 kg.)....	147-150	147-151	139-143	133-136
<b>PLOMO</b>				
Nueva York (centavos por libra).....	15,—	15,—	14,80	15,—
Londres (libras por Tm.).....	151,—	145,—	145,—	149,—
<b>VOLFRAMIO</b>				
Londres (libras por Tm.).....	29-30	28-30	26,50-27,50	22,25-26,25

## LA ECONOMIA MINERALURGICA EN ESPAÑA DURANTE 1970 (*)

Producto industrial bruto (En millones de pesetas corrientes)				Producto industrial neto (En millones de pesetas en 1969)			
Actividad	1970	1969	Porcentaje de variación 1970-1969	Actividad	1970	1969	Porcentaje de variación 1970-1969
Construcción ... ..	105.050	96.555	+ 8,80	Construcción ... ..	98.120	93.080	+ 5,41
Productos químicos ...	48.120	44.232	+ 8,79	Productos químicos ...	41.720	40.107	+ 4,02
Electricidad, gas y agua.	45.170	39.128	+ 15,44	Metálicas básicas ...	37.350	31.526	+ 18,47
Metálicas básicas ...	43.740	35.901	+ 21,83	Electricidad, gas y agua.	31.910	30.743	+ 3,79
Productos minerales no metálicos ... ..	32.320	31.346	+ 3,11	Productos minerales no metálicos ... ..	29.480	29.596	- 0,40
Extractivas ... ..	22.140	21.484	+ 3,05	Extractivas ... ..	19.319	19.934	- 3,09
Derivados del petróleo y de carbón ... ..	8.220	7.247	+ 13,43	Derivados del petróleo y de carbón ... ..	5.640	5.097	+ 10,65

## Inversiones en la industria (en millones de pesetas)

	1966	1967	1.68	1969	1970
Energía (incluido investigación hidro-carburos ... ..)	36.720	41.530	42.400	47.700	51.000
Siderurgia ... ..	8.520	11.200	14.800	15.500	16.510
Química ... ..	10.200	7.850	10.530	9.590	9.100
Construcción ... ..	6.210	6.300	7.070	8.200	7.200
Minería ... ..	2.750	2.458	3.200	3.500	5.600
Materiales de construcción ... ..	5.050	4.950	3.926	4.260	4.610
Metalurgia ... ..	1.035	1.370	1.980	2.600	3.200

## Principales productos industriales importados

	TONELADAS		MILLONES DE DOLARES		Porcentaje variación del valor 1970-69
	1969	1970	1969	1970	
Productos químicos orgánicos ... ..	394.807	469.696	163,92	191,57	+ 16,87
Chapas de hierro o acero ... ..	550.119	791.708	91,63	139,30	+ 52,02
Desbastes de hierro o acero ... ..	860.151	808.534	78,66	91,11	+ 15,83
Minerales metalúrgicos ... ..	1.388.335	1.921.409	50,96	83,97	+ 64,78
Chatarra de hierro y acero ... ..	1.236.912	1.363.868	50,09	74,78	+ 49,29
Maquinaria no expresada ... ..	18.471	19.452	51,70	74,59	+ 44,27
Hullas y combustibles sólidos ... ..	2.246.390	3.404.562	36,99	74,31	+ 100,89
Cobre afinado ... ..	35.967	40.185	45,37	59,58	+ 31,32
Aceros aleados y fino al carbono ... ..	95.080	93.287	50,30	57,76	+ 14,83
Productos químicos inorgánicos ... ..	396.386	526.167	47,15	57,70	+ 22,37
Productos de industrias químicas ... ..	119.193	86.879	54,35	46,99	- 13,55
Máquinas para movimiento de tierras.	41.051	31.440	74,27	43,76	- 41,08
Cobre en bruto ... ..	85.550	33.690	36,39	41,64	+ 14,43

(*) Fuente de información: Memoria Banco Exterior de España.

## Principales productos industriales exportados

	TONELADAS		MILLONES DE DOLARES		Porcentaje variación del valor 1970-69
	1969	1970	1969	1970	
Aceites de petróleo, no crudos ... ..	5.464.248	5.440.037	88,59	95,75	+ 8,08
Productos químicos orgánicos ... ..	115.149	126.801	26,82	30,25	+ 12,79
Cobre afinado ... ..	15.760	14.503	20,06	21,95	+ 9,42
Minerales metalúrgicos ... ..	2.361.179	2.730.258	14,31	20,08	+ 40,32
Mercurio ... ..	1.446	1.492	20,77	19,05	- 8,20

## ELECTRICIDAD

A un monto de 34.115 millones de pesetas ascendió el Producto Industrial Bruto correspondiente a la energía eléctrica, cifra que supone un aumento sobre la correspondiente al año 1969, del 7,30 por 100.

Durante el año 1970 se ha continuado la tendencia de años pasados, de incremento en su producción total. Se obtuvieron 56.347 millones de kilovatios-hora, distribuidos de la siguiente forma: hidráulica, 27.853 millones de kWh, frente a 30.729 millones en el año 1969; la térmica experimentó una

elevación del 33,02 por 100, al haberse alcanzado en el año 1970 una cifra de 28.494 millones de kWh, frente a 21.420 millones de kWh en el año 1969.

De las centrales termoeléctricas, la potencia instalada ascendía en 31 de diciembre de 1970 a kilovatios 6.863.600, pueden citarse entre las centrales puestas en servicio el segundo grupo de «Aceca», con 313.600 kW, el primer grupo de «Algeciras», con 220.000 kW, el primer grupo de «Utrillas», con 175.000 kW, y otros diversos con menor potencia. Se retiraron 7.500 kilovatios del servicio de potencia termoeléctrica.

## Producción eléctrica (centrales grandes)

	MILLONES DE kWh					
	HIDRAULICA		TERMICA		TOTAL	
	1969	1970	1969	1970	1969	1970
Enero ... ..	2.665	3.474	2.001	1.714	4.666	5.188
Febrero ... ..	2.595	3.306	1.804	1.378	4.399	4.684
Marzo ... ..	3.231	3.177	1.373	1.773	4.604	4.950
Abril ... ..	3.261	2.268	991	2.415	4.252	4.683
Mayo ... ..	3.163	2.727	906	1.672	4.069	4.399
Junio ... ..	2.983	2.927	932	1.415	3.915	4.342
Julio ... ..	2.368	2.196	1.748	2.302	4.116	4.498
Agosto ... ..	1.795	1.627	2.111	2.545	3.906	4.172
Septiembre ... ..	1.919	1.549	2.086	3.030	4.005	4.579
Octubre ... ..	2.225	1.872	2.120	3.360	4.345	4.741
Noviembre ... ..	2.146	1.462	2.493	3.267	4.639	4.729
Diciembre ... ..	2.378	1.768	2.855	3.614	5.233	5.382
Totales ... ..	30.729	27.853	21.420	28.494	52.149	56.347

## CARBON

En el sector carbonífero durante el año 1970, junto con un incremento de la demanda, se ha dado un descenso en la producción, aumento en los costes de personal y reducción en el personal ocupado, así como en las jornadas trabajadas.

El valor del Producto Industrial Bruto ha pasado de 7.144 millones de pesetas en 1969, a un total de 6.874 millones en 1970. De éste corresponden 4.124 millones de pesetas a la minería de hulla, 1.607 millones a la antracita y los 1.053 millones al lignito.

Puede calcularse que la cartera de pedidos correspondiente

al año 1970, ha sido mucho más fuerte que en el ejercicio anterior.

La presión que la industria siderúrgica ejerce sobre el sector hullero español, al intensificar la demanda, ha hecho que sea precisa la reestructuración del mismo, para lo que se ha utilizado la acción concertada, que se estableció en el año 1965, actuación a la que se ha unido la de las medidas tomadas durante el ejercicio de 1970.

Las empresas concertadas, entre las cuales se encuentra «Unosa», suponen el 90 por 100 de la producción nacional de hulla, y como consecuencia de las actas de concierto se han reducido el número de empresas al integrarse.

En el sector de la antracita, la reestructuración se posibilitará mediante la puesta en marcha de una política de adecuación de los precios de la termia, a su coste de producción, y en cuanto al sector lignito mediante la aprobación, todavía en estudio, de una política de subvenciones y de beneficios de tipo fiscal y arancelario que faciliten la modernización del sector para incrementar su productividad.

El rendimiento de la mano de obra, en kg/jornada en la antracita oscila entre los 915 y 960 kg., lo que ha supuesto unos incrementos sobre los correspondientes a 1969 entre en 8,16 y 7,50 por 100. En la hulla se ha pasado en 1970 a las cifras de 854/947 kg. por jornada, con descensos entre el 1,82 y 0,95 por 100, y en el lignito, de 1.597/1.676 kg.

La importación de hulla ascendió a 3,45 millones de toneladas; la de antracita, a 0,01 millones de toneladas, y la de lignito, a 0,02 millones de toneladas.

Estas compras en el extranjero han alcanzado un valor conjunto de 74,75 millones de dólares, de los que 73,96 millones corresponden a las importaciones de hullas.

Las exportaciones de estos tres tipos de carbón en 1970 totalizaron 578.951 toneladas, de él las 374.443 toneladas correspondían a hullas, y 203.736 a lignitos. El valor conjunto de la exportación se situó en el año 1970 en 15,64 millones de dólares.

#### PETROLEO

El producto industrial bruto correspondiente a la destilación de petróleo se situó en 1970 en una cifra del orden de los 6.491 millones de pesetas, con lo que se supera la del año anterior en el 10,99 por 100.

El petróleo crudo tratado superó los 32,25 millones de toneladas, y los productos obtenidos alcanzaron la cifra de 32,44 millones de toneladas.

La capacidad de refino de las plantas españolas es de 38,85 millones de toneladas, comprendiendo en esta cifra la ampliación de la refinería de Puertollano, hasta 6 millones de toneladas, aunque su capacidad actual se sitúa en 3,3 millones.

Se ha caracterizado el año 1970 por una sensible reactivación del interés del capital extranjero en la investigación petrolífera en España, debiéndose citar los resultados correspondientes al delta del Ebro.

Ha continuado la producción en el campo de La Lora (Burgos) y de gas en los pozos Castillo 1 y 2, de Vitoria.

Es de esperar que en el año 1971 se produzca una gran actividad, con límites insospechados, con los resultados del campo productivo de Amposta.

El valor de los productos obtenidos, en 1970, se situó en 45.556,83 millones de pesetas, lo que supone un incremento del 11,74 por 100 sobre los 40.770,01 millones correspondientes al ejercicio de 1969.

#### MINERÍA, EXCLUIDA CARBON

El hecho más señalado del sector minero, correspondiente a 1970, ha sido la conclusión del Plan Nacional de la Minería, elaborado a través de cuatro Programas: de Investigación Minera; de Explotación Minera; de Actualización de Legislación Minera y de Política Social.

El producto industrial bruto comprendida, la extracción de minerales metálicos, la de piedra, arcilla y arena, y la de minerales no metálicos, no clasificados en otra parte y la explotación de canteras.

#### MILLONES DE PSETAS

	Minerales metálicos	Piedras, arcilla y arena	Minerales no metálicos y canteras
1968	4.482	5.290	2.401
1969	5.041	5.878	3.421
1970	5.406	6.162	3.876

La producción de piratas de hierro ascendió a 2,11 millones de toneladas, frente a 1,87 millones en el año 1969, expresadas ambas en mineral vendible.

En la extracción de mineral de hierro se alcanzaron en el año 1970 un total de 6,95 millones de toneladas de mineral vendibles, frente a 6,25 millones de toneladas en el año 1969.

En las piratas ferrocobrizas, la producción en el año 1970 ha sido superior en el 3,18 por 100 a la obtenida en 1969, al haberse situado en el primero de los años citados en 625.472 toneladas de mineral vendible.

En el mineral de cinc se obtuvieron 175.959 toneladas, frente a las 149.044 toneladas correspondientes al año 1969.

Por lo que se refiere a mineral de plomo, el descenso de mineral vendible obtenido en 1970, y con respecto al de 1969, ha sido del 0,84 por 100, al haberse totalizado 103.096 toneladas.

La producción de mineral de cobre, excepto piratas, se sitúa en 1970 en 178.176 toneladas.

La producción de arsénico-mercurio (mineral vendible) se ha situado en 132.254 toneladas, con lo que se supera la de 1969, en un 1,48 por 100. También aumentó la de volframio.

En un 3,15 por 100 se ha reducido a producción de sales potásicas (silvinita), al alcanzar en el año 1970 un total de 3.936.748 toneladas, frente a las 4.064.530 toneladas del año 1969.

De manganeso se obtuvieron 10.436 toneladas, reduciéndose en un 54,46 por 100 la producción de 1969.

Se han experimentado incrementos en las producciones de estaño, titanio y volframio, y se redujo la de antimonio,

de octubre de 1969, alcanzó su más fuerte nivel en marzo de 1970, para caer en un proceso de estancamiento, sobre todo, a partir de junio.

También han de señalarse la puesta en funcionamiento de plantas de producción de cobre electrolítico y modernización y ampliación de las de aluminio, plomo y cinc.

#### Producciones metalúrgicas (Toneladas)

	1969	1970	% variación 1970-1969
Piratas ferrocobrizas	606.176	625.472	+ 3,18
Mineral de cinc	149.044	175.959	+ 18,06
Mineral de plomo	103.962	103.096	- 0,84
Cobre	12.610	178.176 (*)	-
Titanio	29.457	43.997	+ 49,36
Estaño	196	264	+ 34,69
Volframio	140	420	+ 200,00
Sales potásicas-silvinita	4.064.530	3.936.748	- 3,15

#### METALURGIA

Como hechos destacados del sector puede indicarse que la demanda, que inició un proceso de reactivación a partir

#### Comercio exterior (Miles de dólares)

	IMPORTACION		EXPORTACION	
	1969	1970	1969	1970
Cobre	121.782,0	143.605,6	31.282,8	33.437,1
Níquel	13.574,3	17.393,0	698,1	293,8
Aluminio	26.514,4	19.969,9	16.940,7	20.174,9
Magnesio, berilio (glucinio)	551,7	563,8	13,0	90,1
Plomo	125,2	2.017,5	286,0	328,6
Cinc	373,3	296,8	2.017,6	1.628,3
Estaño	387,2	409,1	1.636,1	5.359,7
Otros metales comunes	2.808,5	3.862,2	180,6	631,9

#### SIDERURGIA

Se han puesto en funcionamiento tres nuevos hornos eléctricos y dos de colada continua, así como un tren desbastador de 120.000 toneladas-año y dos trenes de perfiles comerciales de 55 y 60.000 toneladas.

Se realizaron inversiones en el sector por una cifra aproximada de 16.510 millones de pesetas.

El valor de la producción siderúrgica española durante el ejercicio de 1970 puede estimarse como superior a los 138.000 millones de pesetas sobre la correspondiente a 1969, de 92.222 millones de pesetas.

La distribución de este producto industrial bruto en la siderurgia española en los dos últimos años ha sido la siguiente:

(*) Comprende mineral de cobre, pórfidos de cobre y otros minerales de cobre, excepto las piratas de cobre.



Producto industrial bruto  
siderurgia

	MILLONES DE PESETAS		
	1969	1970 (Estimación)	% variación 1970-1969
Lingote de hierro y arrabio ...	2.585	3.680	+ 42,36
Fabricación de aceros ...	8.090	11.482	+ 41,93
Fundición de hierro y acero ...	14.875	20.950	+ 40,84
Laminación de hierro y acero ...			
Forja de hierro y acero ...			
Tubería de hierro y acero ...			
Ferroaleaciones ...	25.550	36.112	+ 41,84

Es evidente, que estas situaciones de aumento en el valor de la producción y en el producto industrial bruto, se han debido a diversas causas, pero, fundamentalmente, a la demanda, a la que ha hecho frente el sector.

CEMENTO

La expansión que se estaba produciendo en el sector del cemento en años anteriores, ha continuado durante el ejercicio de 1970, alcanzándose niveles de producción, en términos generales, superiores al ejercicio de 1969.

La capacidad de producción se situaba en 31 de diciembre de 1970, en un total de 20.714.000 toneladas, con lo que se supera en 1.270.000 toneladas o en el 6,53 por 100 la correspondiente a igual fecha del año anterior.

En su conjunto, la productividad del sector ha mejorado, toda vez que se han alcanzado 1.390 Tm/año por persona empleada, frente a 1.307 Tm/año en el ejercicio de 1969, con lo que la cifra del año comentado se acerca mucho a la de los países adelantados de Europa.

La evolución del valor de la producción, en el último quinquenio, ha sido la siguiente:

Valor de la producción  
Cemento y cales hidráulicas

	Millones de pesetas
1966 ...	9.283
1967 ...	11.428
1968 ...	11.992
1969 ...	13.078
1970 (est.) ...	13.800

Producto industrial bruto  
Cemento y cales hidráulicas

	Millones de pesetas
1965 ...	2.971
1966 ...	4.706
1967 ...	6.198
1968 ...	7.178
1969 ...	7.834
1970 (est.) ...	8.265

Producción de cemento  
(Toneladas)

	1969	1970
Portland corriente ...	14.939.495	15.408.390
Cementos blancos ...	323.519	370.277
Cemento aluminoso ...	61.656	58.781
Cemento puzolánico ...	172.118	126.320
Cemento de escorias (alto horno y siderúrgico) ...	399.137	419.552
Otros cementos artificiales ...	116.843	151.835

INDUSTRIA QUIMICA

El valor del producto industrial bruto en la industria química se situó en el año 1970 en 48.120 millones de pesetas, lo que supone un incremento del 8,79 por 100 sobre el valor alcanzado por el mismo en el año 1969, que fue de 44.232 mi-

llones de pesetas, y si se considera expresado en pesetas del año 1969, alcanza un monto en el año comentado de 46.180 millones de pesetas, por lo que el incremento, con respecto al año 1969, en términos reales, ha sido del 4,40 por 100. Durante el año 1970 la valoración de los productos químicos

obtenida en España ha sido de aproximadamente 148.000 millones de pesetas.

La producción de ácido sulfúrico (100 por 100 de SO₄H₂) se situó en 1970 en 2.015.744 toneladas, frente a 2.088.530 toneladas en el año 1969.

Otras producciones químicas  
(Toneladas)

	1970	1969	1968	1967	1966
Potasa cáustica ...	2.593	3.734	2.592	2.640	2.381
Carburo de calcio ...	222.787	210.339	294.969	214.583	164.995
Cianamida cálcica ...	2.392	1.900	1.599	1.623	865
Urea ...	55.088	48.032	28.357	22.797	31.089

La producción de ácido clorhídrico aumentó en el año 1970, con respecto a la del ejercicio anterior, en 10.233 toneladas, al situarse en 82.284 toneladas.

Fue superior la producción del ácido nítrico durante el ejercicio comentado que en 1969, al haberse alcanzado un volumen de 505.587 toneladas, frente a 486.855 toneladas.

También experimentó incremento la producción de amoníaco (líquido, gas o disolución), al situarse en el ejercicio comentado en 444.176 toneladas, frente a 438.053 toneladas en el año 1969.

Por el contrario, las producciones de potasa cáustica experimentaron un descenso del 30,83 por 100, al haberse situado su producción correspondiente al año 1970 en 2.583 toneladas.

La producción de carbonato sódico se aumentó en el 15,06 por 100, alcanzándose una producción en el ejercicio comentado de 332.506 toneladas.

La producción de sosa cáustica se incrementó en el año 1970, con respecto al año 1969, en un 3,51 por 100, y la cianamida cálcica en un 25,89 por 100. La producción de úrea, de 28.358 toneladas en el año 1968, se ha pasado a 55.088 toneladas en el año 1970, con incremento del 14,69 por 100.

También se han experimentado incrementos en otras producciones.

Por lo que respecta a los abonos y fertilizantes, la producción de nitrato amónico cálcico se ha situado en 161.407, el pasado ejercicio se situó en 151.221 toneladas.

En el sulfato amónico ha ocurrido un caso similar, puesto que en 1969 la producción se situó en 150.477 toneladas, mientras que en 1970 alcanzó un volumen de toneladas 161.905.

El volumen obtenido de superfosfato de cal ha experimentado en 1970 y con respecto al ejercicio anterior un descenso del 6,22 por 100, al haberse situado la producción en 268.257 toneladas.

Producción de resinas  
(Toneladas)

	1970	1969	1968	1967	1966	1965
Polivinílicas ...	117.205	121.158	95.331	64.513	63.240	44.888
Fenólicas ...	6.930	5.648	4.823	3.474	6.431	4.984
Poliestireno ...	40.927	43.253	27.239	28.797	19.576	15.263

## Otras producciones

	1969	1970	% variación 1970-1969
Acido sulfúrico (100 por 100 de SO ₄ H ₂ ), toneladas ...	2.088.530	2.015.714	- 3,49
Acido nítrico (10 por 100 de NO ₃ H), toneladas ...	486.855	505.087	+ 3,74
Acido clorhídrico (100 por 100 de HCl), toneladas ...	72.015	82.248	+ 14,21
Carbonato sódico, toneladas ...	288.985	332.506	+ 15,06
Sosa cáustica (hidróxido sódico) (100 por 100 de NaOH), toneladas ...	220.127	227.865	+ 3,51
Amoniaco (toneladas de N) ...	438.053	444.176	+ 1,40
Nitrato amónico cálcico (toneladas de N) ...	153.221	161.407	+ 5,34
Sulfato amónico (toneladas de N) ...	150.477	161.905	+ 7,59
Superfosfato de cal (toneladas P ₂ O ₅ ) ...	286.045	268.257	- 6,22
Potasa cáustica (hidróxido potásico) (100 por 100 de KOH), toneladas ...	3.734	2.583	- 30,83
Carburo de calcio (toneladas) ...	210.339	222.787	+ 5,92
Cianamida cálcico (toneladas de N) ...	1.900	2.392	+ 25,89
Urea (toneladas) ...	48.032	55.088	+ 14,69
<b>RESINAS</b>			
Polivinílicas (toneladas) ...	121.158	117.205	- 3,27
Fenólicas (toneladas) ...	5.648	6.930	+ 22,70
Poliestireno (toneladas) ...	43.253	40.927	- 5,38
Fenólicas (toneladas) ...	54.271	37.865	+ 61,90

## MATERIALES DE CONSTRUCCION

Es evidente que la situación de la construcción viene últimamente ligada a la que se da en el sector de materiales de construcción, que comprende una amplia gama de productos. En el adjunto cuadro se especifican las de algunos de estos materiales de construcción si incluyen el cemento.

	Producción	
	1969	1970
<b>PRODUCTOS DE FIBROCEMENTO</b>		
Planchas lisas y onduladas (miles m ² ). ...	30.728	29.607
Tubería ligera (miles metros) ...	10.427	11.995
Otros productos de fibrocemento (toneladas) ...	63.631	53.564
<b>VIDRIO</b>		
Vidrio plano laminado (toneladas). ...	93.004	101.354
Vidrio plano estirado (toneladas) ...	82.238	90.296
Vidrio prensado (toneladas) ...	14.036	14.704
Vidrio hueco, usos domésticos y sa- nitarios (toneladas) ...	57.561	47.454

	1969	1970
Vidrio hueco, usos industriales (to- neladas) ...	11.577	12.805
Fibra de vidrio (toneladas) ...	4.854	7.864
<b>PORCELANAS</b>		
Porcelana sanitaria (toneladas) ...	49.095	51.601
Porcelana usos domésticos y artísti- cos (toneladas). ...	11.099	11.116
Porcelana industrial eléctrica (tone- ladas) ...	6.116	6.239
Porcelana otros usos industriales (to- neladas) ...	663	574
<b>AZULEJOS</b>		
Azulejos comunes (miles m ² ) ...	20.617	21.834

Al considerar estas producciones se aprecia que en el caso de los productos de fibrocementos, cuyo utilización está siendo cada vez más elevada dentro de la industria de la construcción.

La inversión de este sector de materiales de construcción ha rebasado en 1970 la cifra de 3.100 millones de pesetas, superando la del ejercicio anterior en un 5 por 100, aproximadamente.

## Producciones industriales en 1970

PRODUCTO	Unidad	Año 1969 (Cifras revisadas)	Año 1970 (Cifras pro- visionales)	Porcentaje de incremento 1970-69	Porcentaje de incremento 1969-65
<b>EXTRACTIVAS</b>					
Hulla ...	Miles de Tm.	8.854	7.750	- 12,6	- 25,4
Antracita ...	»	2.773	2.800	+ 0,7	- 0,6
Lignito ...	»	2.740	2.700	- 1,3	- 5,5
Mineral de hierro ...	»	6.409	6.900	+ 7,9	+ 21,5
Pirritas de hierro y cobrizas ...	»	2.517	2.800	+ 11,2	+ 17,5
<b>ENERGIA</b>					
Energía eléctrica ...	G. W. h.	52.124	56.484	+ 8,4	+ 80,8
Crudos petrolíferos destilados (1).	Miles de Tm.	29.447	32.800	+ 11,3	+ 126,0
<b>METALICAS BASICAS</b>					
Lingote de hierro ...	»	3.333	4.000	+ 20,0	+ 71,7
Acero ...	»	5.981	7.350	+ 22,7	+ 112,0
Laminados (netos) ...	»	4.838	5.400	+ 11,6	+ 65,0
Coque metalúrgico ...	»	3.473	3.900	+ 12,3	+ 35,7
Aluminio ...	Toneladas	106.351	118.600	+ 11,5	+ 124,3
Cinc ...	»	81.275	88.450	+ 8,8	+ 61,7
Cobre electrolítico y refinado ...	»	78.820	82.450	+ 4,6	+ 37,7
Plomo ...	»	78.391	74.000	- 5,6	+ 31,7
<b>PRODUCTOS QUIMICOS</b>					
Abonos nitrogenados (contenido en N ₂ ) (3) ...	Toneladas	510.990	567.200	+ 10,0	+ 118,0
Superfosfato de cal (expresado en P ₂ O ₅ ) ...	»	307.081	279.450	- 9,0	- 21,0
Sales potásicas, cloruro (conteni- do en K ₂ O) ...	»	550.796	500.100	- 9,2	+ 42,0
Acido sulfúrico (100 por 100) ...	»	2.120.246	2.077.850	- 2,0	+ 18,7
Sosa cáustica ...	»	235.528	251.800	+ 6,9	+ 45,9
Carbonato sódico ...	»	314.709	353.750	+ 12,4	+ 53,6
Carburo de calcio ...	»	217.987	226.700	+ 4,0	+ 39,6
<b>MATERIALES DE CONSTRUCCION</b>					
Cementos artificiales ...	Miles de Tm.	16.013	16.500	+ 3,2	+ 65,8

(1) Incluidos los crudos tratados en régimen de maquila.

(2) Puro y refinado.

(3) Incluido en nitrógeno contenido en abonos complejos.

COMERCIO EXTERIOR DE PRODUCTOS  
SIDERURGICOS EN EL MES DE ABRIL

En el mes de abril las exportaciones superaron a las importaciones, registrándose un tonelaje favorable a las exportaciones de productos siderúrgicos con respecto a las importaciones, hecho que no se producía desde los años 1960 y 1961, en los que el consumo interior de acero se vio fuertemente afectados por los efectos del Plan de Estabilización.

Las exportaciones, en acero equivalente, han ascendido a 83.795 toneladas, frente a un volumen de importaciones de 46.141 toneladas.

El aumento de exportaciones respecto al mes de marzo ha sido del 216 por 100, en tanto que las importaciones se han reducido en un 87 por 100. Con relación a abril de 1970, las exportaciones han crecido un 242 por 100 y las importaciones han descendido en el 87 por 100.

En el periodo enero-abril, las exportaciones han alcanzado la cifra de 187.050 toneladas en acero equivalente, lo que supone un 133 por 100 de aumento sobre igual período de 1970.

Por su parte, las importaciones en el primer cuatrimestre han sido de 429.030 toneladas en acero equivalente, habiendo descendido un 62 por 100 respecto a lo importado en el mismo periodo del año anterior.

El saldo de comercio exterior del período enero-abril, aunque se ha reducido por efecto del cambio favorable experimentado en el mes de abril, sigue siendo negativo por un volumen de 241.980 toneladas.

LA INVERSION EN LA INDUSTRIA  
ESPAÑOLA DURANTE 1970

El año 1970 se ha caracterizado por una paulatina reducción del índice de actividad industrial, perfectamente reflejada en la evolución por cuatrimestres del producto industrial bruto. En el primer cuatrimestre el aumento de dicha magnitud fue del 9 por 100; en el segundo, el 6,5 por 100, y en el tercero el 4,5 por 100.

Se llegó al final del ejercicio en una situación coyuntural francamente desfavorable, condicionada por el continuo descenso experimentado a lo largo del año por la cartera de pedidos, al mismo tiempo que los «stocks» involuntarios alcanzaban volúmenes considerables en la mayoría de los sectores.

Según datos facilitados por el Ministerio de Industria, el ritmo de crecimiento de las inversiones para el conjunto de la industria fue del 6,4 por 100, cifra que representa un aumento relativamente modesto y a todas luces insuficiente para mantener un elevado ritmo de desarrollo industrial.

Este crecimiento contrasta con la situación de 1969, año en que se registró un incremento de las inversiones del 13,7 por 100, lo que pone de manifiesto un debilitamiento de importancia en este capítulo. De ahí la reciente adopción de medidas tendentes a reactivar la inversión en el sector industrial a lo largo de 1971.

La cifra total correspondiente a las inversiones en la in-

dustria ascendió a 140.920 millones de pesetas. Sin embargo, hay que señalar que mientras en el año 1969 todos los sectores industriales —excepto el de la industria química— incrementaron sus inversiones, durante 1970 se produjo una disminución en varios de ellos.

En cuanto a la participación por sectores en el conjunto de la industria, sigue siendo el de la energía el que ocupa un lugar destacado, ya que con sus 51.000 millones, 6,9 por 100 de incremento, representa el 34,6 por 100 de la inversión total. Le sigue en importancia el sector siderúrgico con 16.510 millones, 6,5 por 100 de incremento, y una participación en el conjunto del 11,2 por 100.

El aumento más espectacular fue el registrado en el sector minero, que, como consecuencia de la política de revalorización de nuestras reservas mineras y del apoyo que viene recibiendo la minería del hierro dentro de la Acción Concertada, incrementó sus inversiones en un 60 por 100, pasando de 3.500 millones en 1969 a 5.600 millones en 1970.

De los restantes sectores correspondió la cifra más alta al de materiales de construcción con un 8,2 por 100, incremento que puede considerarse como normal, al ser éste uno de los sectores que no se sujeta a las expectativas a corto plazo de la coyuntura, ya que no puede en ningún momento dejar desabastecido al muy importante sector consumidor de la construcción y, por tanto, su crecimiento debe ser más bien regular y firme.

Las inversiones extranjeras en la industria, autorizadas por la Comisión Delegada de Asuntos Económicos durante el año 1970 han alcanzado la cifra de 4.635 millones de pesetas. Esta cifra incluye únicamente las inversiones extranjeras superiores al 50 por 100 del capital social de la empresa, las cuales requirieron autorización previa, de acuerdo con lo dispuesto en el Decreto 19/1959, de 27 de julio.

LA PRODUCCION SIDERURGICA  
EN EL MES DE MAYO

La producción de acero de las empresas integradas en la Unión de Empresas y Entidades Siderúrgicas (UNESID), servicio del Sindicato del Metal, ha totalizado en el pasado mes de mayo 645.408 toneladas, nivel sensiblemente igual al de mayo de 1970 en que se produjeron 642.629 toneladas.

Sin embargo, en cuanto a la producción más directamente relacionada con el mercado, la de laminados en caliente ha sido de 578.943 toneladas, en acero equivalente, inferior un 1,8 por 100 a la cifra correspondiente de mayo de 1970.

A lo largo de los cinco primeros meses del año, la influencia de la demanda se ha dejado sentir en forma de un descenso del 4,3 por 100 en la producción de laminados en caliente, con respecto a 1970, a pesar del aumento de las capacidades instaladas. La producción de acero del período enero-mayo ha disminuido en un 1,5 por 100 con relación a la registrada en los mismos meses del año anterior.

En el cuadro que se ofrece a continuación figuran los datos de mayo y del conjunto de los cinco primeros meses del año, junto con las variaciones que han tenido lugar respecto a los períodos correspondientes del año 1970:

PRODUCTOS EMPRESAS	1971 Toneladas		Variación respecto a 1970 Porcentaje	
	Mayo	Enero- Mayo	Mayo	Enero- Mayo
<b>ARRABIO</b>				
Altos Hornos de Vizcaya, S. A. ...	154.221	709.099	+ 8,7	+ 8,7
Ensidesa ... ..	204.006	862.327	+ 21,4	+ 19,9
Uninsa ... ..	69.388	248.252	+ 29,4	+ 0,6
Otras fábricas ... ..	13.136	64.482	+ 53,3	+ 16,1
<b>Total ... ..</b>	<b>440.751</b>	<b>1.884.160</b>	<b>+ 18,3</b>	<b>+ 12,6</b>
<b>ACERO</b>				
Altos Hornos de Vizcaya, S. A. ...	159.201	743.460	+ 0,5	+ 0,1
Ensidesa ... ..	225.914	938.154	+ 13,1	+ 7,5
Uninsa ... ..	51.960	236.072	- 5,5	- 12,8
Otras fábricas ... ..	208.333	1.033.469	- 9,4	- 6,9
<b>Total ... ..</b>	<b>645.408</b>	<b>2.951.155</b>	<b>+ 0,4</b>	<b>- 1,5</b>
<b>LAMINADOS EN CALIENTE (1)</b>				
Altos Hornos de Vizcaya, S. A. ...	159.116	831.813	- 13,19	- 7,47
Ensidesa ... ..	94.218	433.668	+ 10,04	+ 4,23
Uninsa ... ..	64.745	313.788	+ 3,69	- 1,03
Otras fábricas ... ..	260.864	1.242.029	+ 0,95	- 5,06
<b>Total ... ..</b>	<b>578.943</b>	<b>2.821.298</b>	<b>- 1,83</b>	<b>- 4,32</b>

LA PRODUCCION SIDERURGICA  
EN EL MES DE JUNIO

Las empresas integradas en la Unión de Empresas y Entidades Siderúrgicas (UNESID), Servicio del Sindicato del Metal, han producido en el pasado mes de junio 676.119 toneladas de acero, con un aumento del 7,1 por 100 sobre la cifra correspondiente del año anterior; en laminados en caliente el incremento ha sido del 2,7 por 100, con un nivel absoluto de 599.952 toneladas en acero equivalente, y el crecimiento que representan las 459.703 toneladas obtenidas de arrabio asciende al 24,5 por 100.

(1) En acero equivalente.

Estos niveles mensuales han permitido que el primer semestre del año actual se cierre con un aumento del 0,6 por 100 en acero, una reducción del 3,47 por 100 en laminados en caliente y un alza del 14,7 por 100 en arrabio, con relación a los volúmenes registrados en los seis primeros meses de 1970. Los tonelajes absolutos del semestre recién transcurrido se elevan a 3.647.603 toneladas de acero, 3.409.601 toneladas de laminados en caliente, en acero equivalente, y 2.342.052 toneladas de arrabio.

Se ofrecen seguidamente las producciones de junio y del primer semestre del año, así como las variaciones registradas respecto a los períodos correspondientes del año anterior:

PRODUCTOS EMPRESAS	1971 Toneladas		Variación respecto a 1970 Porcentaje	
	Junio	Enero- Junio	Junio	Enero- Junio
<b>ARRABIO</b>				
Altos Hornos de Vizcaya, S. A. ...	147.111	855.987	+ 0,8	+ 7,2
Ensidesa ... ..	207.065	1.068.695	+ 25,6	+ 21,0
Uninsa ... ..	92.251	340.503	+ 81,5	+ 14,5
Otras fábricas ... ..	13.276	76.867	+ 75,4	+ 21,8
<b>Total ... ..</b>	<b>459.703</b>	<b>2.342.052</b>	<b>+ 24,5</b>	<b>+ 14,7</b>
<b>ACERO</b>				
Altos Hornos de Vizcaya, S. A. ...	161.418	904.837	+ 9,6	+ 1,7
Ensidesa ... ..	228.911	1.167.066	+ 16,6	+ 9,2
Uninsa ... ..	70.405	306.477	+ 33,6	- 5,2
Otras fábricas ... ..	215.385	1.269.223	- 8,4	- 5,6
<b>Total ... ..</b>	<b>676.119</b>	<b>3.647.603</b>	<b>+ 7,1</b>	<b>+ 0,6</b>
<b>LAMINADOS EN CALIENTE (1)</b>				
Altos Hornos de Vizcaya, S. A. ...	187.887	962.735	+ 12,47	- 3,08
Ensidesa ... ..	90.257	527.785	+ 4,92	+ 5,12
Uninsa ... ..	59.343	374.557	+ 3,12	+ 0,29
Otras fábricas ... ..	262.465	1.544.524	- 3,89	- 7,08
<b>Total ... ..</b>	<b>599.952</b>	<b>3.409.601</b>	<b>+ 2,78</b>	<b>- 3,47</b>

(1) En acero equivalente.

## Información legislativa

### PERMISOS DE INVESTIGACION Y CONCESIONES DE EXPLOTACION

B. O. E. N.º	PÁGINA	FECHA	MINISTERIO	ASUNTO
120	8076	20-V-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Oviedo, publicando el otorgamiento de la concesión de explotación minera que se cita.
122	8147	22-V-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Málaga, publicando el otorgamiento de los permisos de investigación minera que se citan.
122	8148	22-V-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Salamanca, publicando el otorgamiento del permiso de investigación minera que se cita.
130	8770	1-VI-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Oviedo, publicando la cancelación del permiso de investigación minera que se cita.
130	8771	1-VI-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Valencia, publicando el otorgamiento de los permisos de investigación minera que se citan.
133	9024	4-VI-71	Ind.	Resol. de la D. G. de Minas, publicando que queda suspendido el derecho de petición de permisos de investigación y concesiones directas de explotación de toda clase de sustancias minerales, excluidos los hidrocarburos fluidos, en el perímetro que se indica, comprendido en las provincias de Pontevedra y La Coruña y denominado «Zona Villagarcía de Arosa».
135	9196	7-VI-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Lugo, publicando el otorgamiento de los permisos de investigación minera que se citan.
139	9459	11-VI-71	Ind.	Resol. de la D. G. de Minas, publicando que queda suspendido el derecho de petición de permisos de investigación y concesiones directas de explotación de minerales radiactivos en el perímetro que se indica, comprendido en la provincia de Cuenca.
139	9460	11-VI-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Huelva, publicando la cancelación de permiso de investigación minera que se cita.
140	9513	12-VI-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Soria, publicando el otorgamiento de la concesión de explotación minera que se cita.
141	9566	14-VI-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Ciudad Real, publicando la cancelación del permiso de investigación minera que se cita.
141	9566	14-VI-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Cuenca, publicando la caducidad del permiso de investigación minera que se cita.
141	9566	14-VI-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Granada, cancelando el permiso de investigación minera que se cita.
141	9567	14-VI-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Oviedo, publicando la caducidad de la segregación del permiso de investigación que se cita.
141	9567	14-VI-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Salamanca, publicando la cancelación el permiso de investigación minera que se cita.

### PERSONAL

120	8065	20-V-71	Ind.	Orden de 5 de mayo de 1971, nombrando Delegado Provincial del Departamento en Granada a don Juan Pablo Higuera Pasquau.
-----	------	---------	------	-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

### HIDROCARBUROS

127	8527	28-V-71	Ind.	Decreto 1087/1971, de 14 de mayo, encomendando al Instituto Nacional de la Industria la creación de una Empresa Nacional para el establecimiento de una refinería de crudos de petróleo en la provincia de Tarragona.
-----	------	---------	------	-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

B. O. E. N.º	PÁGINA	FECHA	MINISTERIO	ASUNTO
131	8815	2-VI-71	P. del G.	Orden de 27 de mayo de 1971, regulando el uso de detergentes para combatir los derrames de hidrocarburos en el mar.
131	8815	2-VI-71	P. del G.	Orden de 27 de mayo de 1971, sobre medidas para combatir la contaminación en el mar.
131	8815	2-VI-71	P. del G.	Orden de 27 de mayo de 1971, sobre cambio de denominación de la Comisión Nacional para evitar la contaminación de las aguas del mar por los hidrocarburos.
VARIOS				
122	8147	22-V-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Murcia, publicando la declaración de minero-medicinal de las aguas del manantial que se cita.
137	9346	9-VI-71	Gob.	Orden de 7 de mayo de 1971, declarando de utilidad pública el manantial denominado «El Nacimiento», emergente en el término municipal de Grazalema (Cádiz).
150	10350	24-VI-71	Ind.	Resol. de la D. P. de Cádiz, publicando la declaración de minero-medicinales de las aguas del manantia que se cita.

## Notas bibliográficas

### GEOLOGIA

R. H. WAGNER y J. I. ARTIEDA: *La Cuenca Minera Ciñera-Matallana. Sociedad Anónima Hullera Vasco-Leonesa-León*, 292 páginas con varias láminas y planos, 1970.

Como dice en el prólogo el Ingeniero Valle Menéndez, en la Cuenca Ciñera-Matallana desde 1932 hasta la fecha, junto al curso de los trabajos es comparable un constante intento de interpretación del yacimiento carbonífero y de los modos y medios que han de emplearse para su explotación, la actualización de estos intentos aparece reflejada en la obra que ahora comentamos.

Comienza la publicación por una introducción general, destacando la importancia de la Cuenca, situada entre las seis más importantes de la provincia de León, tanto por su extensión como por las reservas. Da una serie de datos estadísticos y análisis del carbón lavado, de sus cenizas y la fusibilidad de éstas.

El cuerpo de la obra, está dividido en dos partes, de la primera es Wagner el autor y trata de la geología, de la segunda es Artieda y se ocupa de laboreo de la Formación Pastora. Como muestra de honradez científica, se mencionan al comienzo de cada parte, los colaboradores técnicos con participación en el trabajo.

En la parte geología figura una introducción con generalidades sobre el Carbonífero del N. O. de España. Estudia las rocas paleozoicas encuadradas en el sustrato de la cuenca hullera. Historia estratigráfica de la cuenca, las ro-

cas intrusivas. Estructura tectónica. Concluye con un resumen donde se dice que los 55 kilómetros cuadrados de la Cuenca Minera Ciñera-Matallana, son los restos de una cuenca de sedimentación continental mucho más extensa, que en el Estefaniense B se depositó, con discordancia clara con el sustrato formado por rocas (calizas, cuarcitas, lutitas, etc.), del Cámbrico, Ordovícico, Devónico y Carbonífero, plegado y preplegado en dos fases tectónicas, por lo menos Leónica y Astúrica). En este resumen hace una serie de consideraciones sobre estratigrafía, paleontología, rocas intrusivas, tectónica y lo completa con unos cuadros de distribución de las especies vegetales y animales fósiles.

La parte primera, después de una introducción, para situar al lector en el ambiente de explotación de la cuenca, se ocupa de las técnicas siguientes. Bancadas paralelas a los hastiales. Plantas horizontales con tres aspectos. Los sistemas abandonados, el sistema Pastora y el de Competidora. Sistemas de Rampones. Costo de los sistemas actuales de laboreo. Seguridad e higiene. Cenizas y granulometría del todo-uno. En el capítulo de conclusiones se estudian las consecuencias económicas de los diversos sistemas de laboreo y su mecanización. Como futuro de la cuenca, destacan los autores las buenas impresiones sobre la misma, a base de precios reales y no políticos y de dar salida a su producción con industrias coordinadas a la Hullera.

Completan la obra, un valioso atlas paleontológico con XIX láminas, un vocabulario minero local y la acostumbrada bibliografía con 31 citas.—L. DE A.

J. F. M. MEKEL: *ITC textbook manual VIII-I The use of aerial photographs for geological mapping*. «Delt.», 15-VII-170.

169 págs. y varias ilustraciones.

Esta obra de utilidad grande para los geólogos, editada bilingüe en inglés y español, por un doctor que ha trabajado durante varios años en España, presenta con un cúmulo de casos interesantes sobre la interpretación de las fotografías aéreas, con fines geológicos.

Consta la publicación de dos partes, la primera trata brevemente los aspectos de hidrología y estratigrafía, estructuras, prospección de minerales y algunos métodos de análisis cuantitativos. La parte segunda presenta una sucesión de discusiones con láminas transparentes superponibles a las fotografías con más de sesenta ejemplos.

Los capítulos de la primera parte son: Introducción. Interpretación litológica y estratigráfica; rocas sedimentarias, rocas ígneas, rocas metamórficas, interpretación estratigráfica. Interpretación estructural. Exploración minera; petróleo, criaderos minerales. Algunos métodos de análisis cuantitativo en interpretación fotogeológica; análisis morfométrico, estimación de pendiente y buzamiento.

Las fotografías de la parte segunda, están agrupadas por el orden siguiente:

Interpretación litológica y estratigráfica; rocas sedimentarias, rocas ígneas y metamórficas, interpretación estructural. Interpretación geológica de las fotografías de hiperalitud.

Concluye la obra con una referencia bibliográfica con 73 citas.—L. DE A

E. MARTÍNEZ GARCÍA: *Nota sobre la posición del «Olo de Sapo» en las provincias de Zamora y Orense (NW. de España)* «Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal» t. LIII, págs. 37-42, Lisboa, 1969.

En la zona estudiada considera el autor las unidades siguientes:

1) Un núcleo (Porto-Ribadelago), constituido por rocas sedimentarias e ígneas, con intrusión de un granito porfídico, que ha sufrido metamorfismo catazonal y migmatización. La edad de este núcleo la atribuye al precámbrico.

2) Un conjunto de rocas sedimentarias detríticas con intercalaciones volcánicas, procedentes en su mayor parte de la denudación del núcleo de Porto-Ribadelago en un clima glacial, y cuyas rocas están afectadas por un metamorfismo que abarca desde la epizona a la mesozona superior. Destaca que algunos autores consideran que la serie del «Olo de Sapo» no presenta continuidad estratigráfica con las pizarras de Puebla, adoptando una edad precámbrica para la misma. Sin embargo, el autor considera como muy probable la existencia de esta continuidad, por lo que provisionalmente le asigna al «Olo de Sapo» una edad cámbrica.

3) Una serie pizarrosa pelítica (pizarras de Puebla) con intercalaciones detríticas afectada por un metamorfismo epi-

zonal y cuyo límite inferior de edad es Ordovícico inferior.—L. DE A.

#### CRIADEROS

PIERRE-JEAN COMBES: *Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de L'Espagne le Languedoc et L'Ariège (France)*. Mémoires du Centre d'études et de Recherches Géologiques et Hydrogéologiques. Université de Montpellier — Faculté des Sciences. Tomos III y IV, 1969, 341 páginas, 16 láminas, varios esquemas geológicos.

El objeto de este estudio es analizar, describir e interpretar los hechos observados por el autor, que pueden hacer avanzar el problema de la génesis de la bauxita. Para ello ha elegido las regiones menos estudiadas de la Provença, que tienen numerosos caracteres comunes. Las observaciones permiten precisar el origen de la bauxita y reconstituir una parte de su historia. Estas observaciones las efectuó a través de varios años de investigación, reuniéndose en la obra las más esenciales.

Divide el texto en cuatro partes: 1) En ella se muestra que todos los yacimientos de bauxita no son aptos para investigar el origen del mineral. Ciertas bauxitas como las de Ariège son, al contrario, muy favorables porque no han sido originadas ni afectas por evoluciones kársticas. 2) La segunda parte, la dedicada al estudio estratigráfico, mineralógico y geoquímico de las bauxitas de Ariège. Estas últimas le han dado enseñanzas muy importantes que han permitido reconstruir su historia. 3) La tercera parte, contiene la descripción de las arcillas lateríticas y las bauxitas del Maestrazgo norte oriental que aparecen en un cuadro y en condiciones muy semejantes a las de Ariège. 4) En la cuarta parte, trata de las condiciones en las cuales se formaron las arcillas lateríticas y bauxitas de Ariège y del NE. del Maestrazgo, que pueden igualmente encontrarse en otras regiones bauxíticas del NE. de España y del Languedoc.—L. DE A.

#### GEOFISICA

ANTONIO DE LA CUESTA RUIZ DE ALMODÓVAR: *Valoración de un mapa magnético*. «Revista de Geofísica» núm. 15, vol. XXIX, núm. 3, pág. 183-204, 1970.

El procedimiento de valorar un mapa magnético, consiste en elegir un número de puntos repartidos por todo el territorio que comprenda el mapa, a los cuales se les hace la corrección teórica necesaria, para conocer los valores que tendría la variable, para un año o años en los que se conocen los valores de garantía de la misma variable obtenidos por observación.

La diferencia de ambos valores, el modernizado o teórico y el de observación, da el error del valor modernizado por cada punto, y el conjunto de estos errores constituirá un índice del error con que se obtendrían los datos del mapa modernizado.

D. S. PARASNIS: *Principios de Geofísica aplicada*. Traducción de inglés por E. Orellana. Paraninfo. Madrid, 1970, 208 páginas.

Define como geofísica aplicada, la investigación de rasgos o estructuras concretas, relativamente pequeñas y poco profundas, que se presume existen dentro de la corteza terrestre.

Efectúa la siguiente clasificación de las técnicas operativas: estadísticas por las que se detectan las causas de distorsiones en los campos; dinámica, basadas en las modificaciones producidas en el retorno de las señales enviadas al subsuelo; de relajación o medida del tiempo necesario para que un medio perturbado retorne a la normalidad; de efecto integrado o de señales promedio estadístico.

En cuanto al modo de operar, los considera aéreo transportados, terrestres superficiales, o bajo el agua o en el subsuelo.

El primer método que desarrolla es el magnético, donde considera su historia, las propiedades magnéticas de las rocas, el campo geomagnético, los instrumentos de prospección magnética, la medición de las anomalías magnéticas, el trabajo de campo, la interpretación de las anomalías magnéticas, casos de esferas y elipsoides, las diversas estructuras, las reglas de Smith, los experimentos con modelos, y algunos ejemplos de investigaciones magnéticas.

El segundo método tratado es el gravimétrico, con los subcapítulos siguientes:

Gravímetros, observaciones gravimétricas, corrección de las observaciones, anomalía de Boger, determinación de la densidad, interpretación, límites de la interpretación gravimétrica, determinaciones de profundidad, determinación de la masa total, derivadas verticales de la gravedad, ejemplos de prospecciones y gravimétricas y de interpretación.

El capítulo dedicado al método eléctrico comprende: Potencial espontáneo, resistividad del terreno, subsuelo estratigráfico, método de Flathe, determinación directa de los parámetros de un terreno estratigráfico cartografía eléctrica, la resistividad de rocas y minerales, polarización inducida.

De los métodos electromagnéticos habla de los temas siguientes: «Eltran» telúricos, trata de: los desfases: Método del compensador, de Turam, de transmisor y receptor móviles, consideraciones teóricas, experimentos con modelos, penetración, método «Eltran», influjo de la permeabilidad magnética, métodos telúricos, método «afmag».

Considera los puntos figurados a continuación en los métodos sísmicos, constantes elásticas y ondas sísmicas, instrumentos y trabajos de campo, el método de refracción, el método de reflexión, correcciones a los tiempos de llegada, sismogramas sintéticos, registro continuo de velocidad, registro magnético.

En los métodos radiactivos, trata de la radiactividad de las rocas, de los detectores de radiación, de las determinaciones del radón, de las determinaciones radiactivas de densidad.

Son objeto de otro capítulo las técnicas geofísicas aéreas, donde estudia las aplicaciones magnéticas, las electromagnéticas, las coordinaciones del magnético y frecuencia audible, las radiactivas y, por último, trata de la posición del aparato sobre el plano horizontal.

Recopila una serie de técnicas especiales en un capítulo, referentes a magnetómetro para perforaciones, testificación por rayos gamma, testificación por neutrones, métodos geotérmicos, prospección geoquímica, separación óptima entre estaciones y perfiles, prospecciones combinadas.

El traductor redactó un apéndice sobre el sondeo eléctrico vertical, con indicación de sus aplicaciones, las ventajas e inconvenientes, las condiciones de aplicación, el dispositivo de los electrodos, el instrumental, la ejecución de la campaña, la penetración, los parámetros de Dar Zarrouk, los principios de equivalencia y de supresión y la interpretación.

Completa la obra 169 referencias bibliográficas y un índice alfabético.

El autor manifiesta en su prólogo la adaptación de la obra inglesa al sistema «SI», pero es lástima incurra en algunas faltas en el simbolismo. En la traducción tiene algunos errores de concepto, como la confusión de la vida media con período de semidesintegración. En su apéndice habla de que las teorías anteriores del sondeo eléctrico vertical, «cuya falsedad merma...», lo cual no es cierto, por tratarse de unos sondeos que en España se han hecho muchos miles y su teoría era perfectamente conocida, desde hace unos años.

Se trata de una obra concisa de interés para quienes necesitan una información de las posibilidades de la geofísica aplicada.—L. DE A.

#### GEOQUIMICA

JEAN-NOËL GONY: *Etude cristalochimique du phosphate uranifère de Bakouma (République Centrafricaine)*. Rapport CEA-R-4.003, 108 págs., 1971.

El autor estudia las particularidades mineralógicas y cristalo-químicas de los fosfatos uraníferos de Bakouma, para deducir las modalidades de fijación y distribución del uranio.

Primeramente precisa la composición mineralógica del mineral por difracción de rayos X, la distribución de los elementos mayores y menores con la microsonda y la dispersión de la radiactividad por autorradiografía.

Comprueba los enlaces del uranio-apatito, y procede en seguida al estudio detallado de la química del apatito por difracción de rayos X, espectroscopia de infrarrojo y análisis químico, y determina el estado de oxidación del uranio por polarografía.

Los resultados muestran que el apatito favorece la fijación del uranio al estado IV en su estructura, y el estado VI sobre su superficie; su alteración y sus recristalizaciones son igualmente el origen de mineralizaciones uraníferas de oxidación.

Concluye que el apatito desempeña un papel en geoquímica, esencial en la historia geológica del yacimiento.—L.

GUY RANCHIN: *La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-limousin*. Rapport CEA-R-4.034, págs. 397, 1971.

El trabajo que comentamos es una tesis presentada en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Nancy para la colación del Grado de Doctor en Ciencias Geológicas.

Se refiere principalmente al estudio del comportamiento del uranio, al estado de indicios en los procesos de diferenciación de granítica y las consecuencias que puede deducirse desde el punto de vista metalogenético en el principal distrito uranífero filoniano francés, el Nord-Limousin (Nord-Ouest du Massif Central). Se abren perspectivas interesantes para la prospección de nuevas regiones por la caracterización de los granitos mineralizados.

La obra consta de dos partes, en la primera trata de la tipología de los macizos graníticos y de los fenómenos de evolución con ella implicados, sobre la base de estructuras petrográficas y geoquímicas puestas en evidencias en los macizos estudiados.

La segunda está dedicada a la geoquímica del uranio y con menor importancia a la del Thorio, Zirconio y tierras raras, y de una manera más precisa al comportamiento de estos elementos en los fenómenos de evolución descritos en la primera parte. Propone asimismo un ensayo de clasificación de los elementos en trazas.

El estudio del uranio reposa sobre numerosos análisis (más de un millar), de los cuales muchos han sido efectuados en los sondeos, gracias a los cuales se puede establecer las características exactas de distribución del uranio «primario» no afectado por los fenómenos ligados a la alteración supergénica.—L. DE A.

PIERRE BERTHOLLET y GUY CAVALIER: *Methodes d'analyses utilisees par la section de Géochimie les eaux*. Rapport CEA-R-3.557 (2), 189 págs. 1971.

Describen los autores los métodos de análisis utilizados por la Sección de Geoquímica del C. E. A., para la determinación de la composición química de las aguas naturales encontradas en el curso de la prospección de yacimientos uraníferos o en trabajos mineros.

La diversidad de las muestras y las diferentes aplicaciones pedidas en los análisis, han conducido a seleccionar y adaptar los métodos a fin de que respondan a las exigencias particulares de la investigación minera.

Las determinaciones que hacen son: Resistividad, pH, potencial de oxidación-reducción, carbonatos y bicarbonatos, calcio, magnesio, cloruros, sodio y potasio, sulfatos, nitratos, sílice, fosfatos, hierro ferroso y férrico, manganeso, aluminio, fluoruros, oxígeno disuelto, CO₂ libre SH₂ y azufre total y uranio.—L.

## GEONUCLEONICA

BA CUONG NGUYEN: *Etude par les traceurs radioactifs des échanges entre les diverses zones de l'atmosphère au-dessus des continents et des océans*. Rapport CEA-R-3.977, 175 págs. 1971.

Las medidas de radiactividad del Cesio 137 y en  $\beta$  total, procedente de explosiones nucleares, y de aerosoles en suspensión en el aire, han sido efectuados en los altos de las montañas, en la superficie del océano y en la meseta continental.

Con apoyo en estos resultados, así como las medidas de radiactividad natural hasta 5.000 m. de altitud establecen un modelo de circulación con los aerosoles en la baja troposfera o encima del océano y del continente. Este modelo y los coeficientes de cambio han permitido demostrar que los valores de los depósitos secos, caídos encima del océano y el doble de los caídos encima del continente.

Han puesto en evidencia zonas de fuertes caídas debidas probablemente a las ondulaciones de corrientes de chorro. La existencia de estas zonas explican perfectamente, según el paraje donde la comparación se ha efectuado, que la relación de la intensidad de los caídos marítimos a los caídos continentales pueden variar de 1 a 4, incluso a veces más allá de estos valores.—L.

## MINERIA

FRANÇOIS ROLLIN: *Volume de Stockage crée par une explosion nucléaire souterraine contenue*. Rapport CEA-R-4.096, 48, págs., 1971.

En este trabajo se detalla el cálculo del volumen de almacenamiento creado por una explosión nuclear subterránea contenida, para cuatro formaciones geológicas: granito del gar, dolomía y granito del Nevada.

Presenta los diferentes resultados teóricos en cuanto a la influencia del medio sobre el volumen creado.

Da una aplicación del cálculo para la determinación de los volúmenes de almacenamiento, que se pretenden crear.—L.

## GEOLOGIA DEL PETROLEO

J GUILLEMONT, *Geología del petróleo*, con apéndice de F Meléndez. Editorial Paraninfo. Madrid, 1971, 398 págs.

La obra que comentamos es una traducción impecable por cierto, del conjunto de temas que se importen en el Curso de Geología del Petróleo del Centro de Estudios Superiores de Prospección Geológica y Geofísica de París.

El autor —Director del Centro— nos da en esta recopilación importantes cuestiones sobre las condiciones geológicas de los yacimientos petrolíferos. En la primera parte de las seis en que se divide la obra hace una breve introduc-

ción a la exploración petrolífera, estudiando las condiciones de yacimientos de hidrocarburos, papel de la geología, etcétera. La segunda parte la dedica a las Series y Facies petrolíferas, estudio de rocas-madre y rocas-almacén, da la noción de cierre y se estudian detalladamente las trampas estructurales, las estratigráficas y las mixtas-domos de sal.

La parte cuarta se dedica a los fluidos en los yacimientos petrolíferos. Finalmente en la quinta y sexta parte se consideran las migraciones y los indicios superficiales y su valor en la explotación petrolífera, respectivamente.

El libro termina con un apéndice del que es autor don Fernando Meléndez Hevia, traductor de la obra, sobre la investigación petrolífera en España. Se recogen algunos ejemplos principalmente el de Ayoluengo, no faltando un apartado dedicado a la exploración marina tan de actualidad en estos momentos.

No dudamos del enorme éxito que alcanzará esta obra —programada para un «curso de Geología del Petróleo»— entre los medios docentes superiores, sino también entre los Ingenieros, Geólogos y Técnicos relacionados en el ámbito petrolífero.

La presentación, en formato muy agradable y cómodo para su utilización, como ya nos tiene acostumbrado la editorial Paraninfo.—L. A. L. DE G.

## EXPLOSIVOS

GEORGES AUSSDAT, MARC BOULON y JEAN GAUTIER: *Programme dynasol 1969 cráteres crees par de petites charges d'explosifs chimiques dans le sable*. Rapport CEA-R-4.104, 48 págs., 1971.

Describen una serie de 57 voladuras efectuadas en 1969, dentro del programa Dynasol.

Estas experiencias en pequeña escala fueron efectuadas

en un suelo formados por (arena de Vourey), en las que sus propiedades mecánicas fueron medidas.

El programa comprende tiros de carga de dinamita-goma equivalentes a 5, 10 y 15 g. de TNT en la arena y a dos compacidades diferentes  $\gamma = 1,30$  y  $\gamma = 1,60$  g/cm³.

Describen esquemáticamente los dispositivos de medidas originales y reseñan todos los resultados experimentales. Estos se refieren a las características del suelo del lugar, a la aceleración del suelo frente al punto de explosión, onda de presión aérea, levantamiento del suelo, los derrumbamientos y la geometría de los cráteres.

También se trata de la utilización de los resultados para establecer las dimensiones de los cráteres.—L. DE A.

## PETROLOGIA

E. MARTÍNEZ GARCÍA y L. G. CORRETGÉ: *Nota sobre la serie Metamórfica de Porto-Villavieja (prov. Zamora y Orense)*, «Studia Geológica», tomo I, págs. 47-58, (Salamanca, 1970.

Cerca del límite de las provincias de Zamora-Orense, se encuentra una serie metamórfica por debajo de las pizarras y cuarcitas ordovícicas; dicha serie está formada por diversos tipos de gneíses y rocas silíceo carbonatadas, gneíses de sillimanita-estaurolita-cloritoide-granate, gneíses biotíticos, migmatitas y mármoles de epidota diópsido-anfibol.

Las relaciones microscópicas entre metamorfismo y deformación muestran la existencia de dos fases metamórficas diferentes que corresponden a deformaciones preherciniana y herciniana, respectivamente.

La serie de Porto-Villavieja parece estar constituido por terrenos del precámbrico y cámbrico inferior por comparaciones con áreas próximas.—L.

# NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

## *Texto.*

Se entregará mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo y en él será marcado la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse si es posible.

Todos los trabajos en lengua castellana irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original.

## *Bibliografía.*

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

## *Parte gráfica.*

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de

la ilustración. La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

## *Pruebas.*

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificaciones ni adiciones al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de quince días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

## *Tiradas aparte.*

Se asignan 25 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá abonar la diferencia.

La Redacción del BOLETÍN introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

## ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS

Sondeos hasta 1.500 mm. de diámetro y profundidades de 300 mts.

Sondas de circulación directa e inversa

Filtros especiales que garantizan el agua limpia de arena.

Instalación de piezómetros

Instalaciones completas de pozos y bombas sumergibles.

Equipos propios de aforo y limpieza.

Reacondicionamiento de pozos arenados.

Testificación eléctrica (PS y Resistividad).

Acidificaciones.

## AGUA Y SUELO, S. A.

Doctor Fleming, 3-5.º piso

Teléfonos: 457 42 58-62-66, 457 02 30 y 250 27 72

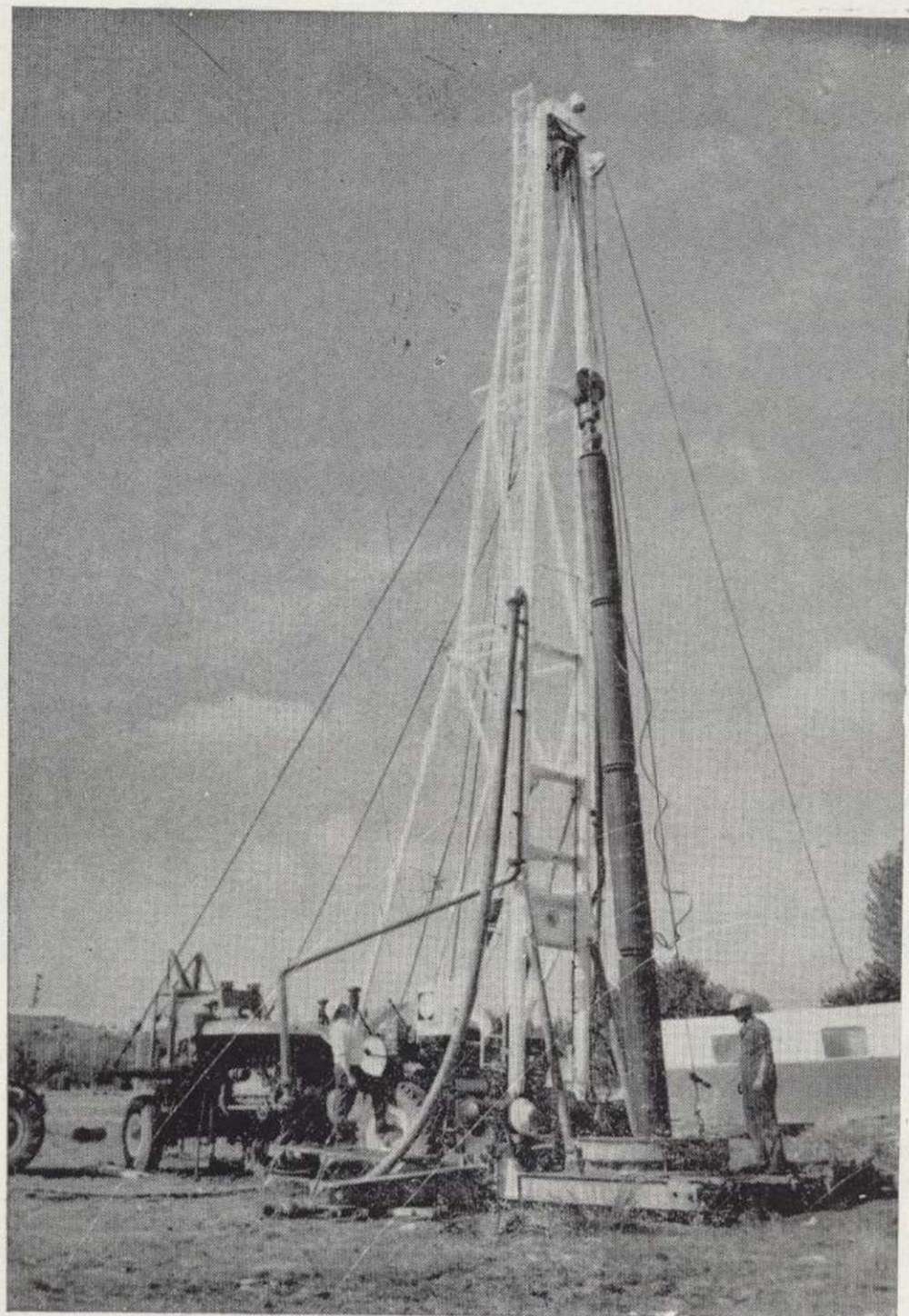
MADRID - 16

## SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

Sondas LONGYEAR Y CRAELIUS con equipos de perforación «Wire-Line System».

Testigueso continuo en diámetros de 36 mm. a 143 mm. Sacamuestras especiales a percusión.

Medidores de inclinación y acimut, tipos Single Shot y Multi Shot.



## ALUMBRAMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS

Sondeos hasta 1.500 mm. de diámetro y profundidades de 300 mts.

Sondas de circulación directa e inversa.

Filtros especiales que garantizan el agua limpia de arena.

Instalaciones completas de pozos y bombas sumergibles.

Equipos propios de aforo y limpieza.

Reacondicionamiento de pozos arenados.

Testificación eléctrica (PS y Resistividad).

Acidificaciones.

# AGUA Y SUELO, S. A.

Doctor Fleming, 3-5.º piso

Teléfonos: 457 42 58-62-66, 457 02 30 y 250 27 72

M A D R I D - 1 6

## SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

Sondas LONGYEAR con equipos de perforación «Wire-Line System».

Testiguo continuo en diámetros de 36 mm. a 143 mm. Sacamuestras especiales a percusión.

Medidores de inclinación y acimut, tipos Single Shot y Multi Shot.