

STVDIA GEOLOGICA

III



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1972

Toda clase de correspondencia científica debe dirigirse a:

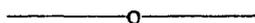
Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA

SECCIÓN DE CIENCIAS GEOLOGICAS

Facultad de Ciencias

Apartado 207

SALAMANCA (ESPAÑA)



Correspondence concerning scientific and editorial matters should be addressed to:

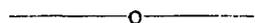
Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA

SECCIÓN DE CIENCIAS GEOLOGICAS

Facultad de Ciencias

Apartado 207

SALAMANCA (SPAIN)



SUSCRIPCIONES E INTERCAMBIO:

SECRETARIADO DE PUBLICACIONES DE LA UNIVERSIDAD

Apartado 20

SALAMANCA (ESPAÑA)

STVDIA GEOLOGICA

III

A C T A S A L M A N T I C E N S I A
I V S S V S E N A T V S V N I V E R S I T A T I S E D I T A

CIENCIAS

43

STVDIA GEOLOGICA

III



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1972

SECRETARIADO DE PUBLICACIONES E INTERCAMBIO CIENTIFICO
UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

Depósito Legal: S. 355 - 1970

Printed in Spain

GRAFICESA.—Ronda Sancti-Spíritus, 9.—SALAMANCA, 1972

NOTA SOBRE LA PETROGRAFIA DE LA ZONA DE VIÑÓN (ASTURIAS)

JAVIER G. PRADO*

RESUMEN.—El estudio geológico de la zona de Viñón (Asturias), permite delimitar cuatro tramos diferentes con base exclusivamente litológica. El tramo inferior se supone de edad comprendida entre el Estefaniense y el Pérmico. Los dos siguientes dentro del Pérmico y el más alto en el Buntsandstein (Trías inferior). En esta serie existen diferentes rocas volcánicas clasificadas como basaltos plagioclásicos porfídicos con augita y olivino. Estas rocas volcánicas se presentan en forma de coladas subaéreas, subacuáticas o pequeños lopolitos, observándose en ellas fenómenos de diferenciación gravitatoria y metasomatismo. Su edad es probablemente pérmica.

SUMMARY.—The geological study of the Viñón area (Asturias, NW Spain), shows the presence of four different lithological units of age supposedly ranging from Stephanian for the lower one and Permian for the two intermediate ones to Bunt (Lower Triassic) for the upper one. Several volcanic flows, either subaerial, submarine or lopolithic are distributed throughout the series. These rocks are plagioclasic basalts with augite and olivine showing gravitative settling and metasomatism in several instances. The age of vulcanism is supposed Permian.

INTRODUCCION

El área estudiada está situada al S de Villaviciosa, y comprendida entre los paralelos 43° 24'50" y 43° 26'55" de latitud N y los meridianos 1.° 44'58" y 1.° 42'50" de longitud Oeste del meridiano de Madrid.

Conocimientos previos sobre la geología de la zona de Viñón

En el centro de la zona existe un afloramiento del carbonífero, que ya es conocido desde muy antiguo (PAILLETE, 1845). Rodeándolo por todos lados hay una serie de terrenos más modernos, en los que hasta la actualidad no se han encontrado fósiles y que han sido descritos como Permotrias.

* Departamento de Petrología, Facultad de Ciencias, Universidad de Oviedo. (dirección actual: Instituto Nacional del Carbón y sus Derivados "Francisco Pintado Fe", La Corredoria, Oviedo).

La primer referencia sobre la zona de Viñón procede de SCHULZ (1900), que considera como Keuper a los terrenos que recubren el carbonífero. Cita las rocas eruptivas de Viñón, de las que dice que son "diorito negro y verde acompañados de diques de pórfido".

BARROIS (1882) se refiere a estas rocas como "porfiroides clásticos" (mimófiros) o como tobas porfídicas. Considera a los porfiroides como pórfidos originados por metamorfismo.

ADARO (1913) en el corte que publica de Viñón supone una estructura anticlinal para el carbonífero sobre el cual, en su flanco N se apoyan discordantes conglomerados, calizas, margas y arenas rojas, mientras que en el S figura un contacto por falla entre el carbonífero y las margas y mimófiros con conglomerados y calizas en la base que adoptan una disposición sinclinal. Supone que la litología es diferente en ambos flancos y que se trata de Triásico.

Posteriormente ADARO y JUNQUERA (1916) dicen "el Triás a ambos lados del anticlinal carbonífero de Viñón está con caracteres litológicos y buzamientos diferentes"... "Los asomos porfídicos de Viñón están interstratificados"... "abundan más en la parte baja que en la alta".

Adaro cree que no existe Pérmico pero sí manifestaciones volcánicas pérmicas, apoyando su creencia en la existencia de series piroclásticas discordantes sobre el carbonífero de Arnao y Ferroñes. Clasifica las rocas volcánicas de Viñón como "pastas diabásicas porfiroides" y publica una descripción microscópica (según Orueta), en la que dice se encontraron: esfena, piroxeno (probablemente Augita), microlitos de ortosa y clorita. La clasifica como probable Kersantita.

En otra referencia a un análisis de la misma roca hecho por el profesor Fábregas, la clasifica como Vogesita y Minette.

KARREMBERG (1934) se refiere a estas rocas volcánicas de Viñón como Ofitas, y las atribuye al Pérmico.

Tanto Adaro como Karremberg insisten repetidas veces en la disimetría de la sedimentación al N y S del anticlinal carbonífero de Viñón.

SAMPELAYO (1948) realiza un trabajo sobre el carbonífero de Viñón al que supone una edad Westfaliense bajo a medio.

PATAC (1956) supone que es Pérmico todo lo que existe entre el carbonífero y el Lias en el corte de La Riera y extiende dicha apreciación a Viñón. Las ideas de Patac son compartidas por BERMUDO MELÉNDEZ (1951).

ALMELA y RÍOS (1962) consideran como Pérmico al conglomerado calizo de la base del Permotrias de Viñón. En el sondeo de La Camoca (entre Viñón y Villaviciosa) que es uno de los recopilados en su trabajo, se cita la presencia del Estefaniense, determinado por su flora.

Por último WAGNER (1958) habiendo recogido flora, clasifica el carbonífero de Viñón como Westfaliense D.

Establecimiento de una serie litológica local

Los resultados encontrados al realizar este trabajo han sido muchas veces totalmente contrarios a los que se conocían, sobre todo el de la ausencia de los conglomerados calizos en el contacto NW del carbonífero. A continuación se describe la serie litológica que se encontró.

Carbonífero. Forma el núcleo o zócalo sobre el que se apoya discordante el Permotrias. Los buzamientos oscilan en general entre los 70 y 90° con rumbo medio de 10 a 30° Este. Según la clasificación de WAGNER (1958) se trata de Westfaliense D.

Permotrias. Denominaremos Permotrias a los terrenos que recubren el carbonífero con carácter provisional ya que no se ha encontrado ningún fósil. La subdivisión se ha realizado sobre caracteres litológicos y se han establecido cuatro tramos que se han diferenciado bastante bien. Los cuatro tramos se han denominado A, B, C y D y en cada tramo se han establecido niveles que van en letras minúsculas desde la *a* a la *t*, para toda la serie.

TRAMO A

Consta de una serie de conglomerados calizos, calizas, pizarras y areniscas de tonos grises y claros que se apoyan discordantes sobre el carbonífero. El conglomerado de base casi horizontal y el carbonífero vertical forman el contacto en P^a Cabrera. También puede observarse la discordancia entre Viñón y Veneros.

Este tramo se ha observado en todo el contacto SE y N. En el NW sólo se ha visto el pequeño manchón de la cota 434 con el conglomerado casi horizontal. La subdivisión del tramo A es la siguiente de Muro a Techo:

Muro a) Carbonífero.

Nivel b) Pizarras y areniscas análogas a las del carbonífero discordantes sobre él, y donde no se han visto fósiles vegetales ni restos carbonosos.

Nivel c) Caliza compacta, gris, de grano fino. Potencia variable de unos 2 m.

Nivel d) Conglomerado calizo de cemento calizo, de tonos grises.

Nivel e) Conglomerado calizo de cemento calizo, con cantos calizos que tiene pátina arcilloso-ferruginosa parda y roja.

La potencia del conjunto *d-e* es muy variable: En P^a Cabrera faltan b y c y los conglomerados tienen una potencia de unos 10-12 m. Cerca de Los Llanos unos 4-5 m. y en otros lugares alrededor del metro. Donde mejor se ve el conglomerado es en La Cabrera y en la cota 434.

Nivel f) Pizarras y areniscas parecidas a las del carbonífero, pero de tonos más pardos. Sin restos vegetales. Los mejores afloramientos en la carretera de Viñón a Niao. Cortes incompletos entre Los Caminos y Los Llanos y en la Ermita San Mamés.

Nivel g) Margas, pizarras y bancos delgados de conglomerados calizos, en general muy compactos. El mejor corte está en la carretera de Viñón a Niao y es, de muro a techo, el siguiente:

- 1 m Pizarras margosas con cantos de caliza azulada.
- 9 m Pizarras y margas de tonos beige.
- 0,8 m Conglomerado calizo de cemento calizo.
- 3 m Pizarras y margas.
- 0,3 m Conglomerado calizo.
- 2,5 m Margas y pizarras con cantos oscuros de caliza.
- 1 m Conglomerado calizo algo poligénico.
- 5 m Visibles. Margas.

Estos conglomerados calizos se ven repetidas veces en todo el contacto SE del carbonífero pero casi siempre de forma incompleta. Un corte peor que el descrito, pero que puede apreciarse bastante bien, es el que existe en el camino de Viñón a la carretera de La Puerta.

Nivel h) Dos o tres bancos de caliza gris, compacta, con alguna mancha arcillosa moteada. Lugares de mejor observación: Carretera de La Puerta, Niao, Cermuño y Ladera SW de la cota 501.

Nivel i) Pizarras margoso-arenosas de color rojo. Potencia unos 15-20 m. En la carretera de La Puerta y en Niao es donde mejor se observan, peor en la Ermita de San Mamés.

TRAMO B

De tonos generalmente claros o pardos. Con rocas verdes sólo en las fracturas recientes o en los tramos arcillosos. Predominantemente volcánico, a trechos muy mal estratificado. Con poca participación volcánica en los sedimentos finos visible a simple vista. En su parte superior lleva en algunos lugares hasta 7 estratos de caliza litográfica algo dolomítica. Está claramente metamorfoseado por procesos de hidrotermalismo. Es donde se han descrito los "mimófiros" por los autores anteriores. Tiene intrusiones interestratificadas de rocas básicas, preferentemente Basaltos porfídicos plagioclásicos y rocas de tipo andesítico.

Nivel j) Estratificación por lo general poco neta. Aspecto abigarrado. Rocas de tonos grises, pardos y verdes intensos con aspecto externo en general de color pardo. Zonas pizarrosas claras o verdosas. El aspecto de este nivel es característico, pero muy difícil de describir. Está formado por una serie de coladas volcánicas básicas, de erupción probable en medio acuoso, con verdaderas lavas y escorias volcánicas. Estas alternan con sedimentos detríticos arcillosos y con rocas arcósicas y arenosas. Los contactos son muy difusos de unas rocas a otras y además una serie de emanaciones hidrotermales póstumas afecta a casi toda la serie.

La influencia de este *hidrotermalismo* se acusa de forma muy difusa, pero existen pruebas visibles, como la formación de filones de Baritina de hasta 6 cm. de potencia.

La descomposición de los afloramientos eruptivos y su frecuencia en la serie, hacen muy difícil una cartografía detallada que permita hacer subdivisiones de este nivel. Sólo por medio del estudio de las preparaciones se pudo ver en muchos casos que se trataba verdaderamente de rocas eruptivas.

Nivel k) Afloramientos de roca eruptiva más fresca y mejor delimitada. Los contactos no se ven siempre bien, pero parecen interstratificadas y lo mismo se deduce de la cartografía de los afloramientos. Las coladas son discontinuas, es decir, que entre el nivel *j* y el *l* no siempre se encuentran las rocas eruptivas frescas. Este nivel también ha sido afectado por hidrotermalismo. El resultado es una roca verde. La alteración meteórica produce zonas pardas y relacionadas con las diaclasas, por el contrario la distribución de las zonas alteradas a roca verde no guarda relación con la diaclación y es irregular aunque parece algo mayor hacia el techo de los niveles.

Las rocas, cuando están frescas, son negras-verdosas muy compactas y muy duras, de grano fino con algún cristal menor de 1 mm. Los afloramientos principales figuran en el mapa. El más extenso es el del cruce de carreteras donde la colada tiene una potencia de unos 30 m.

Nivel l) Es análogo al *j*, pero las rocas están mejor estratificadas, de colores claros o pardos, con algún resto redondeado de las rocas del nivel *k*. También están afectadas por fenómenos de hidrotermalismo y con filones en Baritina.

Nivel m) No se ha visto más que en la carretera de La Puerta y en la que sube a Cabranes. Consta de una serie de calizas con margas y pizarras intercaladas y algún tramo arcilloso amarillo. De tonos en general pardos.

En la carretera de La Puerta consta de hasta siete estratos de caliza, a veces arriñonada y discontinua, con una potencia máxima de unos 10 cm. En los otros afloramientos que se vieron aumenta de potencia y llega a alcanzar algún estrato hasta los 50 cm.

Alternando con los primeros estratos hay una serie de arcillas negruzcas, cuyo color parece debido, no a restos orgánicos, sino a óxidos de manganeso.

Nivel n) Constituye la parte alta del Tramo B. Análogo al *l* y *j*. Solamente se separa por estar encima del nivel de calizas. Cuando éstas faltan se pasa insensiblemente del *l* al *n*. Suele tener rocas eruptivas análogas al nivel *j*. No se tomaron muestras en él. El color general es, como los anteriores, pardo.

En los casos en que faltan las rocas del nivel *k* y las calizas, es muy difícil la separación de los niveles *j*, *l* y *n* que constituyen entonces el Tramo B.

TRAMO C

Nivel ñ) En este tramo no se ha podido establecer más de un nivel. Por lo tanto la descripción que sigue es la del tramo.

Se distingue muy bien del tramo anterior por su tono en general rojizo, estratificación mucho más neta, esencialmente detrítica con pocas rocas volcánicas, aunque esté formado casi exclusivamente por restos de ellas.

Es una serie de arcillas, arcosas y areniscas, que en ocasiones pasan a tener clastos de tamaño mayor pero sin constituir nunca verdaderos conglomerados. Los elementos que las constituyen, según se aprecia ya en las observaciones de campo, proceden casi exclusivamente de las rocas del tramo B, y los clastos de cuarcita son raros. Podríamos definirla como una serie detrítica formada casi exclusivamente por restos volcánicos y piroclásticos en diferentes grados de arrastre. Hay restos angulosos y otros con pruebas de haber sufrido un arrastre importante. El tamaño de los mayores clastos observados suele ser de pocos cm., pero excepcionalmente alcanzan hasta los 30.

Las manifestaciones volcánicas del Tramo B no cesan totalmente en este tramo C, pero son mucho más ocasionales y de potencia reducida.

El carácter detrítico de la serie se acusa en los numerosos casos de estratificación cruzada.

Un buen corte existe en la carretera de La Puerta. Pero quizá el mejor se obtenga en la carretera de Cabranes a Güerdies fuera de la zona estudiada y que hemos reconocido parcialmente.

El tránsito al tramo D es más difícil que el del B, por ser más gradual. El criterio que se ha usado es el comienzo de la aparición de niveles que tiene más cantos de cuarcita.

TRAMO D

Caracteres generales: Serie detrítica; en general de grano fino, arcilloso-arenosa o margosa, con niveles de conglomerados cuarcíticos, de cemento

silíceo, muy duros. No se aprecia participación volcánica en los restos detríticos que la constituyen más que esporádicamente. En su parte superior pasa a ser más calcárea y luego paulatinamente se transforma en una serie de sedimentos arcillosos con cristales de cuarzo bipiramidales. Esta última serie arcillosa se ha considerado con bastante acuerdo por todos los autores como Keuper. En la zona estudiada no se llega a presentar, pero en otros lugares puede verse como el tramo D pasa insensiblemente a los sedimentos que se consideran como Keuper. El tramo D es rojo.

Nivel o) Nivel que se considera basal para el tramo D. Es arcillo-arenoso, rojo, con cantos de cuarcita muy dispersos en la masa del estrato.

Nivel p) Caracteres generales del tramo D. Todavía tiene algo de participación volcánica de carácter detrítico, pero mucho menos que el tramo C.

Nivel q) Comienzan a aparecer conglomerados cuarcíticos, por lo general de poca potencia. Cantos bien clasificados de pequeño tamaño. Cemento silíceo. Suele haber dos. Tienen carácter discontinuo.

Nivel r) Análogo al p, pero casi no tiene ya participación volcánica entre sus clastos. En la zona del NW que es donde mejor se ve, bajo el pico de Carroños, es algo menos rojizo que en Arboleya (al S de La Puerta).

Nivel s) Nivel con uno o dos conglomerados cuarcíticos de hasta 20 m. de potencia, que forma las dos cumbres de Carroños. Cantos algo más heterogéneos y de mayor tamaño que los del nivel q. No se han buscado en Arboleya.

Nivel t) Constituye la parte más alta que aparece del tramo D. Tiene los caracteres generales dichos más arriba para el tramo. Pasa insensiblemente al supuesto Keuper.

Comparación entre la estratigrafía del contacto NW y la del SE

La serie Permo-Triásica, con sus cuatro tramos A, B, C y D, se apoya discordante sobre el carbonífero todo a lo largo de su borde SE. Es una sucesión que parece normal e ininterrumpida, en la que no se han apreciado discordancias angulares. Presenta variaciones de potencia pero de orden discreto.

Si pasamos a considerar el contacto NW, encontramos varias anomalías. En primer lugar no aparece nada de los tramos A, B y C, sino que se pasa del carbonífero a los sedimentos rojos del Tramo D.

El contacto no se ve claramente en casi ningún sitio, pero la discordancia está clara al S de la cota 288 (al W de Los Llanos) y en la carretera general hacia el Km. 15, donde se pasa de las pizarras rojas con cantos de cuarcita (nivel o) inclinados unos 35°, al carbonífero vertical en sólo unos 100 metros.

Si recorremos la loma de P^a Cabrera a Carroños, el contacto se realiza entre el carbonífero y el nivel *r*, estando la cumbre de Carroños constituida por el nivel *s* de conglomerados cuarcíticos.

Todas las observaciones realizadas en busca de los conglomerados calizos del borde NW descritos por Adaro, Schulz, Patac y Sampelayo han resultado infructuosas.

No cabe más solución que admitir un contacto por falla entre el carbonífero y el tramo D al NW. La suposición de Adaro de un cambio lateral de facies entre ambos flancos del carbonífero no parece real, ya que una vez establecida la serie SE se dispone de mejores elementos de juicio y puede verse que el contacto se realiza en diferentes niveles de la misma. Además la distancia entre ambos flancos es demasiado pequeña para que hubiese un cambio lateral de facies tan brusco.

Como la falla no se ve claramente en el campo se ha indicado como deducida en el mapa geológico. Hay otros datos para presumir la existencia de esta falla, que son el estudio comparado entre la serie propuesta por nosotros y los datos de los sondeos realizados al N del Carbonífero de Viñón y que han cortado la serie Permotriásica.

El famoso sondeo de Amandi cortó:

280 m Margas y areniscas rojas con algo de pudingas. Nivel *t*.

20 m Pudinga cuarzosa. Nivel *s*.

150 m Pizarras y areniscas. Niveles *r*, *q*, *p* y *o*.

200 m Pórfidos y rocas metamórficas. Tramo C y B alto.

190 m Areniscas y pizarras. ? (Carbonífero).

La comparación aproximada con la serie de La Puerta pone claramente de manifiesto que debajo de la serie roja del Tramo D en el contacto NW deben estar los tramos que no afloran en superficie. Lo que es otro argumento para la existencia de la falla.

Estudio petrográfico

Se recogieron cerca de 80 muestras en diferentes lugares de los tramos A, B, C y D de las que se han hecho láminas transparentes sólo de las menos alteradas.

El número de la preparación es el que corresponde al número correlativo de las muestras recogidas. Las preparaciones y muestras quedan en el Laboratorio de Petrología de la Universidad de Oviedo o en la colección particular del autor.

Con el fin de poder determinar bien la composición de las plagioclasas se utilizó la Platina Universal de 4 ejes, pero el estado de alteración de la ma-

por parte de las preparaciones no permitió la determinación más que en una de las muestras, pese a haberlo intentado en varias preparaciones.

Para las denominaciones y la clasificación de las rocas estudiadas se ha seguido preferentemente la nomenclatura de TURNER (1958).

MUESTRA NÚM. 6

Situación: Parte alta del Tramo C. Carretera de La Puerta, a unos 150 m. del pueblo.

Descripción macroscópica: Roca bien estratificada, sedimentaria detrítica, poco consolidada. Granos menores de 0,5 mm., pardos, rojizos y verdosos. Pátina negra de óxidos de Mn en los planos de estratificación y en algunos de fractura (irregular). Roca rugosa, de color pardo, que suele tener grano-clasificación y estratificación cruzada.

Descripción microscópica: Arenisca poligénica, grauvara, con granos de 0,3 mm. de diámetro medio. Los clastos son de los materiales siguientes:

1. Rocas eruptivas alteradas, vítreas o porfídicas.
2. Fragmentos angulosos de cuarzo.
3. Fragmentos de feldespatos y plagioclasas.
4. Granos formados por mosaicos de cuarzo y de cuarzo más feldespatos.
5. Fragmentos de micas, en especial biotita.
6. Oxidos de hierro y magnetita.

Todos están poco transportados.

El cemento es arcilloso-ferruginoso, clorítico. Alguna cavidad entre los clastos está rellena de cuarzo secundario.

Clasificación: *Grauvaca volcánica* (Fig. 1).



FIG. 1

x 32. Nícoles = s. Aspecto general de la roca

MUESTRA NÚM. 10

Situación: Parte alta del Tramo C. Carretera de La Puerta, a unos 160 m. del pueblo.

Descripción macroscópica: Roca interestratificada de unos 40 cm. de potencia. Está en la serie detrítica a unos 10 m. de la anterior. es una roca eruptiva, dura, compacta, de color violáceo, con pocos poros. A simple vista se distinguen granos menores de 1,5 mm. de feldespatos claros sobre una pasta violácea punteada de negro.

Descripción microscópica: Textura porfídica vitrofídica. Fenocristales de plagioclasas y elementos máficos. Las plagioclasas están alteradas a una mezcla de calcita y caolinita y no pueden determinarse, se ve en alguna ocasión que son zonadas.

Los elementos máficos están transformados en calcita y clorita, además suelen presentar un ribete de óxidos negros (Fe y Mn). Hay algunos cuyos contornos recuerdan al olivino y a los piroxenos, siempre transformados en clorita y ocasionalmente en algo de serpentina. Localmente textura glomero-vitrofídica, con acumulaciones de plagioclasas, restos de máficos, óxidos negros y rojizos y algún pequeño cristal fresco de apatito.

Huecos rellenos de clorita, calcita y óxido negros. La clorita suele ocupar el centro del hueco y la calcita los bordes.

Placas irregulares granudas o bien cristalizadas y con maclas polisintéticas de carbonatos de Ca y Mg.

Se reconocen mal los microlitos en la pasta por estar muy alterados. La pasta no tiene gránulos de magnetita, sino óxidos de hierro que son los que dan el color violáceo a la roca.

Clasificación: Roca porfídica básica alterada. Probablemente, basalto o andesita vitrofídica plagioclásica (Fig. 2).

MUESTRA NÚM. 18

Situación: Tramo B. Nivel m. Carretera de La Puerta. Muestra del 5.º estrato de caliza.

Descripción macroscópica: Caliza muy compacta y de grano fino, con el aspecto de ser una caliza litográfica. Sin fósiles. Estratificación lenticular, a veces los estratos desaparecen y en su lugar hay arcillas de color ocre.

El color externo de la roca es también ocre, así como las zonas de alteración que presenta. Potencia variable, del orden de los 10 cm. Muy resistente cuando está fresca.

Descripción microscópica: Caliza de grano muy fino y uniforme. No se ve cemento entre los granos que no sea calcáreo. Pocas grietas secundarias rellenas de carbonato cálcico. Menos de 5 % de granos de cuarzo angulosos muy pequeños. En los bordes alterados de la preparación, sustitución del carbonato cálcico por óxidos de hierro y minerales arcillosos.

Clasificación: Caliza litográfica.

MUESTRA NÚM. 20

Situación: Tramo B. Nivel k. Carretera de La Puerta. Muestra tomada cerca del techo de la roca interestratificada.

Descripción macroscópica: Roca parda por alteración superficial y verde en fractura reciente. Más o menos dura y compacta según el grado de alteración, en general bastante compacta. Rotura según planos de diaclasa al azar, sin que se aprecie ningún

sistema predominante. A simple vista se ven granos de color verde intenso sobre una pasta verde de grano inapreciable.

En el afloramiento puede verse claramente que la roca verde procede de la alteración hidrotermal de la roca original más negra, dura y compacta. La alteración hidrotermal es difusa y abunda más en la parte alta. La alteración que da color pardo a la roca es meteórica y está relacionada con los planos de diaclasación.

Descripción microscópica: Roca totalmente alterada de textura vitrofídica. Lo que más resalta en la preparación transparente son los fenocristales de olivino, totalmente alterados y reemplazados por un mosaico de cristales de carbonato de Ca y Mg, clorita y algo de serpentina. El borde y las grietas están rellenos en muchos casos de iddingsita.

Los fenocristales de plagioclasas están tan sustituidos por una mezcla de carbonato cálcico y caolinita que cuesta trabajo adivinar su contorno.

La pasta fundamental consta sólo de calcita, clorita y está salpicada de numerosos gránulos de magnetita y óxidos de hierro.

Se analizó el porcentaje de cristales de olivino con el contador de puntos, ya que son los únicos que pueden verse gracias a tener el contorno delimitado por la iddingsita. El resultado (sobre 830 puntos) fue de 8 % de olivino.

Clasificación: Pórfido olivino-plagioclásico vitrofídico.

MUESTRA NÚM. 20-A

Situación: Igual que la anterior, pero más cercana al techo de la roca interestratificada.

Descripción macroscópica: A simple vista igual que la 20. Algo más dura.

Descripción microscópica: Análoga a la 20 pero algo menos alterada. El olivino es más escaso. El análisis dio 6 % de olivino, que tiene algo más de iddingsita que el de la muestra 20.

Clasificación: Pórfido plagioclásico-olivínico vitrofídico (Fig. 3).

MUESTRA NÚM. 22

Situación: Igual que la 20, pero hacia el centro del afloramiento.

Descripción macroscópica: Roca con caracteres generales análogos a la 20 y 20-A. Tiene pátina parda. Fresca es de color gris verdoso con cristales pardo-rojizos de menos de 0,5 mm.

Descripción microscópica: El porcentaje de olivino es mayor que en las anteriores (11,3 %) y comienza a verse alterado a serpentina y con más iddingsita que en las otras muestras. Todavía persiste la clorita y los carbonatos como alteración principal del olivino.

Resto de la roca igual que la 20 y 20-A, solamente empieza a aparecer algún micro-lito de feldespato en la pasta menos alterado.

Clasificación: Pórfido plagioclásico-olivínico vitrofídico (Fig. 4).

MUESTRA NÚM. 23

Situación: Igual que las anteriores pero cerca del muro.

Descripción macroscópica: Roca muy homogénea. No se aprecian granos en ella. Color negro-verdoso, muy compacta, muy dura. Se altera a color pardo superficialmente.

Descripción microscópica: Más fresca que las anteriores. El olivino (11,5 %) alterado a serpentina y clorita, está en mayor proporción. Más serpentina que las anteriores en el olivino. Fenocristales de plagioclasas más frescos en los bordes, pero siguen teniendo el núcleo muy alterado. Microlitos a veces enteramente frescos.

Las medidas del ángulo de extinción efectuadas sobre los bordes frescos de los fenocristales y sobre los microlitos frescos han dado valores medios para la anortita entre 55-65 %. Son por lo tanto de andesina-labradorita.

Hay un piroxeno que tiene $n = 1,7$, no presenta líneas de exfoliación y es biáxico positivo con $2V = 35-40$, alterado en los bordes a uralita, que se ha identificado como augita. Es probable que sea una ferroaugita con paso a pigeonita. La mayor parte de los cristales de augita están alterados a uralita y después a clorita.

La clorita es el mineral más común en la alteración de los félicos en esta roca, y es imposible determinar el % de piroxenos, ya que la mayor parte están totalmente sustituidos.

Clasificación: Basalto vitrofídico (con augita, olivino y labradorita). (Fig. 5).

MUESTRA NÚM. 25

Situación: Afloramiento de roca eruptiva en el cruce de carreteras. Tramo B. Nivel k.

Descripción macroscópica: Caracteres generales análogos a los del conjunto de muestras del afloramiento de la carretera de La Puerta. Roca muy dura y compacta de color negro-verdoso. El afloramiento tiene unos 30 m. de potencia y no presenta rocas verdes. Parece interestratificado, pero los contactos se ven muy mal. Hay un sistema de diaclasas paralelo a los planos de estratificación de las rocas que lo recubren.

Descripción microscópica: Textura porfídica. Roca análoga a la 23. El olivino se encuentra a veces con algún trozo sin alterar, lo que ha permitido determinar que se trata de un olivino rico en Mg (Biáxico positivo). Los minerales máficos están totalmente alterados a clorita. Menos calcita que en las preparaciones anteriores. Roca holocristalina. Textura algo fluidal, microlitos de labradorita-andesina. Muy poco vidrio intersticial entre los microlitos y siempre alterado a clorita y gránulos de magnetita.

Clasificación: Basalto porfídico holocristalino plagioclásico.

MUESTRA NÚM. 26

Situación: Igual que la anterior.

Descripción macroscópica: Algo más alterada que la 25. Se ve algún cristal pardo-rojizo a simple vista.

Descripción microscópica: Roca con augita más fresca y más abundante que las anteriores, en cantidad aproximadamente igual que la de olivino (12 %). Poca clorita, la que hay, rellenando huecos. También hay pocos carbonatos de alteración. Olivino alterado preferentemente a serpentina y crisotilo y con bastante iddingsita.

Augita en cristales pequeños subordinada a la pasta y formando a veces aglomeraciones. Fenocristales de plagioclasa con el núcleo alterado, microlitos de labradorita.

Clasificación: Basalto (plagioclásico-olivínico-augítico) porfídico (Figs. 6 y 7).

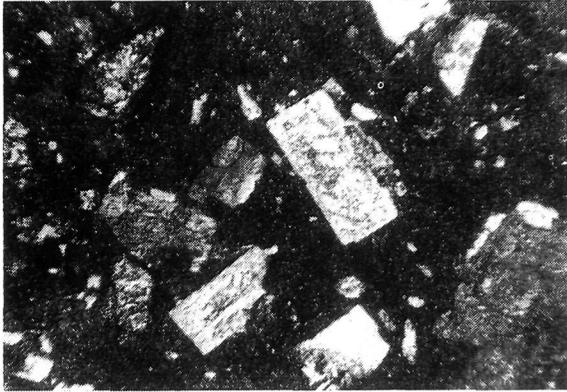


FIG. 2

x 23. Nicoles = s. Aspecto general de la roca

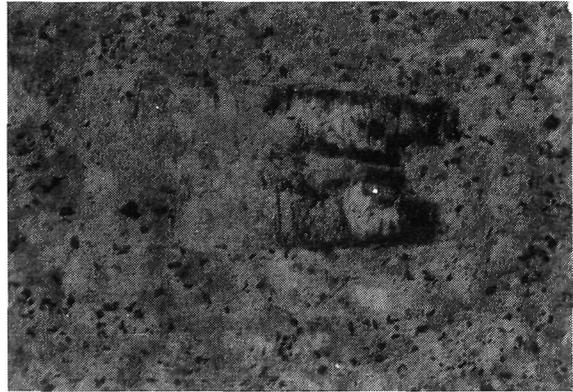


FIG. 3

x 73. Nicoles +. Fenocristal de olivino con iddingsita. Pasta de calcita, magnetita y clorita



FIG. 4

x 73. Nicoles +. Fenocristales de olivino alterados



FIG. 5

x 23. Nicoles +. Aspecto general de la roca

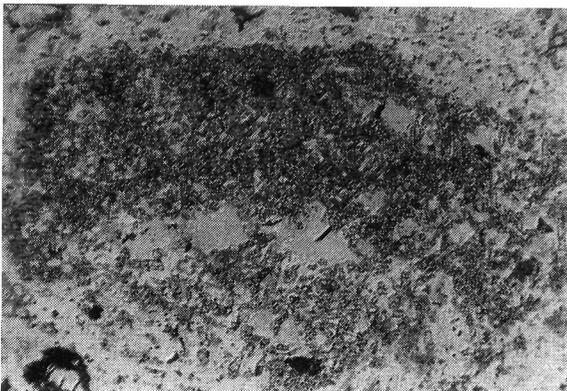


FIG. 6

x 23. Nicoles = s. Aglomeración de cristales de augita

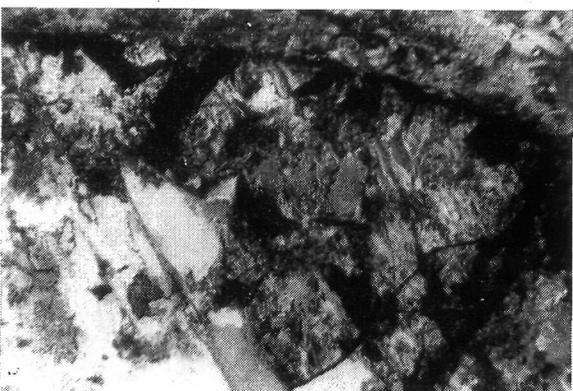


FIG. 7

x 73. Nicoles + s. Detalle de un fenocristal de olivino, en parte fresco

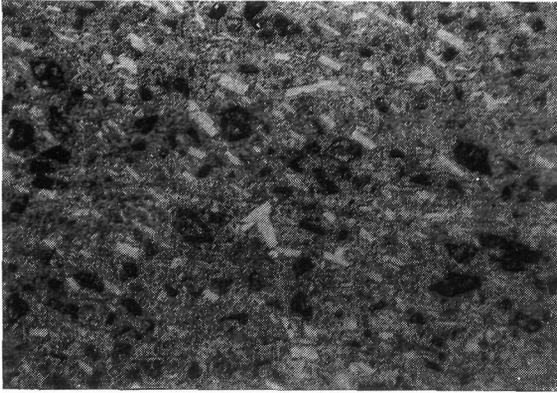


FIG. 8

Nicoles = s. x 8. Aspecto general de la preparación

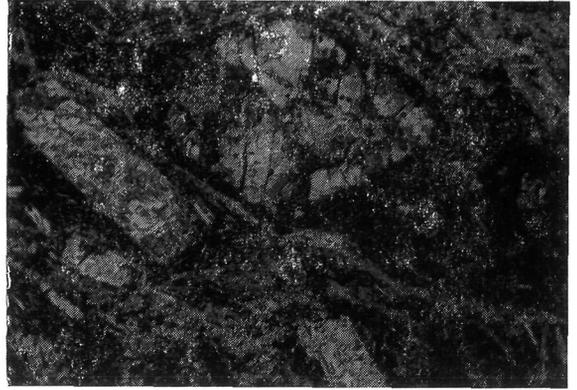


FIG. 9

Nicoles + s. x 57. Fenocristales de olivino y plagioclasa

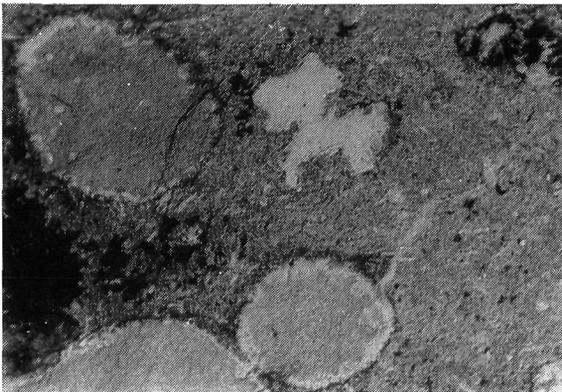


FIG. 10

x 23. Nicoles = s. Aspecto general de la roca



FIG. 11

x 360. Nicoles + s. Alteración de los feldespatos

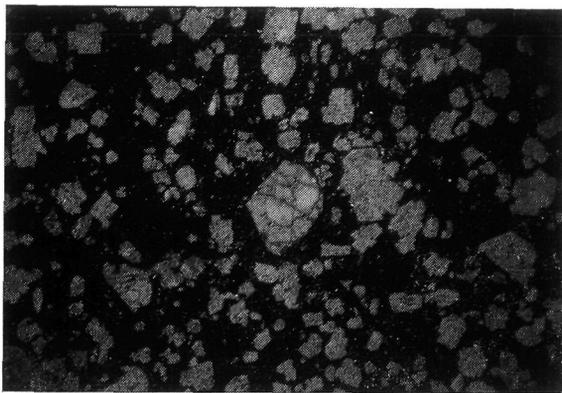


FIG. 12

x 5. Aspecto general. En el centro cristal de olivino. Nicoles = s.

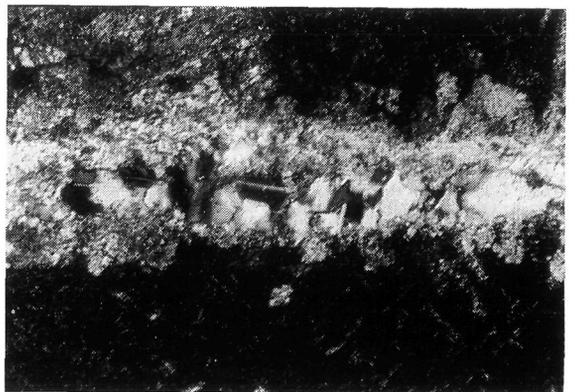


FIG. 13

x 115. Cristales maclados de albita en una grieta. Nicoles + s.



FIG. 14

x 23. Nicoles = s. Detalle del cristal de olivino, fig. 12



FIG. 15

x 23. Nicoles + s. Detalle del cristal de olivino, fig. 12



FIG. 16

x 73. Nicoles + s. Alteración de las plagioclasas zonadas



FIG. 17

x 73. Nicoles + s. Plagioclasa alterada y olivino alterado a yeso



FIG. 18

x 8. Muestra 59 β . Nicoles = s. Textura fluidal



FIG. 19

x 23. Muestra 59 γ . Nicoles = s. Textura vacuolar. Se ven fenocristales de olivino

MUESTRA NÚM. 27

Situación: Igual que la 25 y 26.

Descripción macroscópica: Roca análoga a la 25, pero de color violáceo. Muy dura.

Descripción microscópica: Textura porfídica. Fenocristales de olivino sustituidos por carbonatos e iddingsita, con algún pequeño trozo sin alterar.

Plagioclasas formando fenocristales alterados a un mineral transparente, incoloro con luz natural, de formas palmeadas o en placas de bordes suturados; colores vivos, a nicoles cruzados, verdes, pardos, rojizos y azulados de 2.º orden. Parece tratarse de hidromoscovita.

No se ve pasta vítrea, la matriz está formada por microlitos de plagioclasas, magnetita y gránulos rojizos de óxidos de hierro o probablemente leucoxeno.

Hay augita en cristales de hábito octogonal, pero por lo general irregulares, casi siempre bordeada de uralita. Olivino 10,2 %. Augita 3,5 %.

Clasificación: Basalto plagioclásico (augítico-olivínico) porfídico (Figs. 8 y 9).

MUESTRA NÚM. 30

Situación: Carretera de La Puerta. A unos 200 m. de la principal. Tramo B. Parte inferior del nivel j.

Descripción macroscópica: Roca vacuolar. De color claro, dura, con manchas de óxido de hierro. Las vacuolas vacías o rellenas de material microcristalino que parece cuarzo. Bastante densa a pesar de los huecos. El yacimiento tiene el aspecto de una colada superficial muy alterada por emanaciones posteriores. Se pasa de zonas difusas a otras en las que hay buena estratificación de forma insensible.

Hay rocas verdosas descompuestas y otras de color grisáceo y fractura totalmente irregular, terrosa, arriñonada de colores exteriores pardos. Estos son caracteres generales para todo el nivel j.

Las vacuolas de la muestra 30 son alargadas, elípticas y están en la parte superior del afloramiento, lo que sugiere una colada superficial.

Descripción microscópica: Pasta microcristalina alterada y sustituida, en parte, por un mosaico de cristales de cuarzo. En la pasta se aprecian difícilmente los microlitos primitivos de los feldespatos. Las vacuolas de la roca están rellenas por un mosaico de cristales secundarios de tamaño muy pequeño para poder determinarlos.

Las grietas y ribetes de las vacuolas a veces están rellenas de una sustancia roja que en ocasiones parece iddingsita y otras veces óxido de hierro.

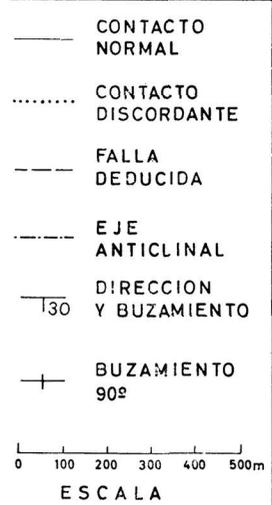
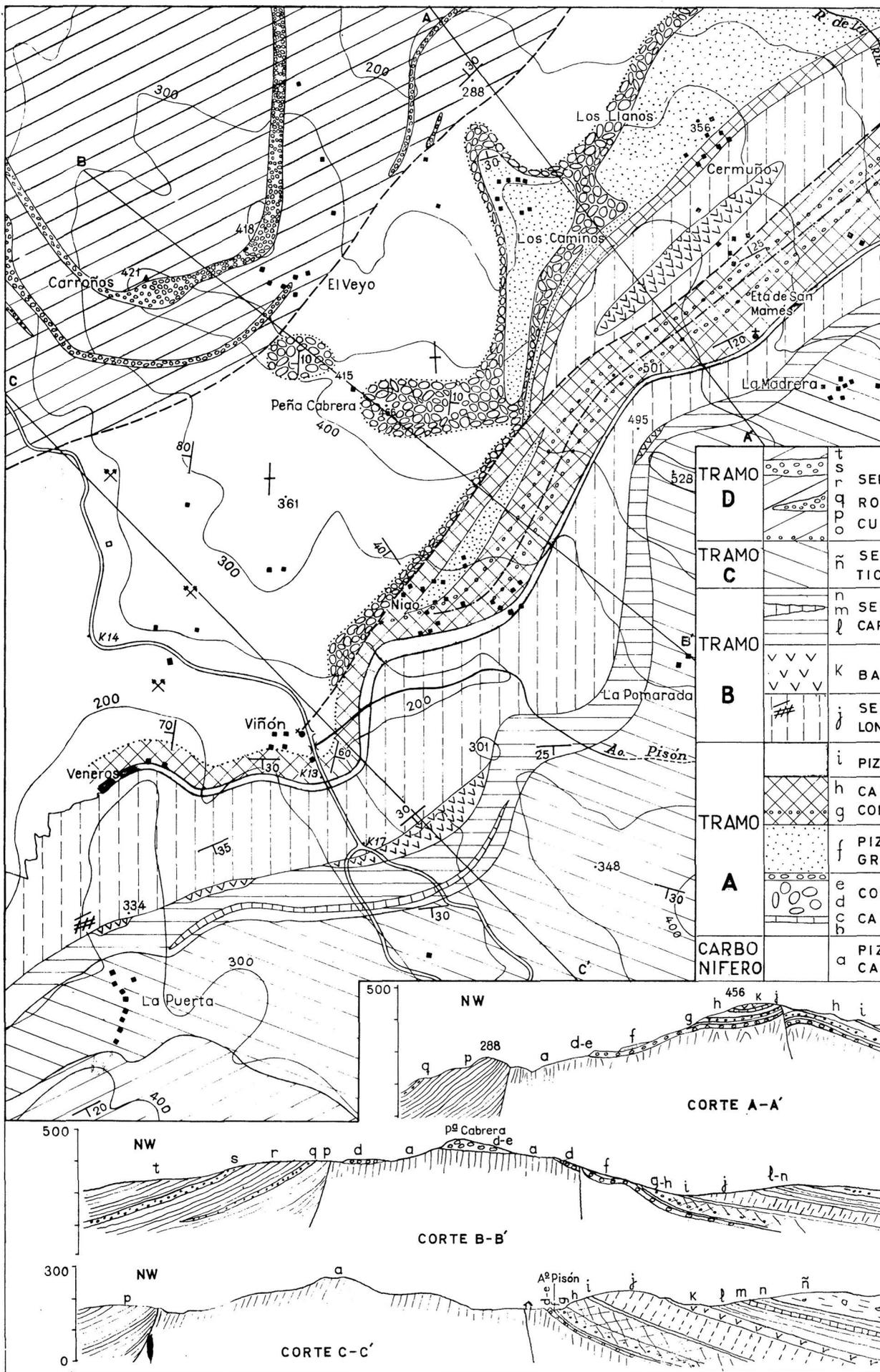
Clasificación: Lava probablemente básica (Fig. 10).

MUESTRA NÚM. 30-A

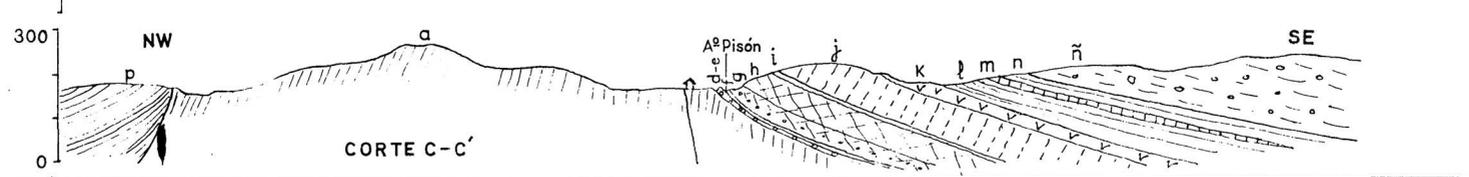
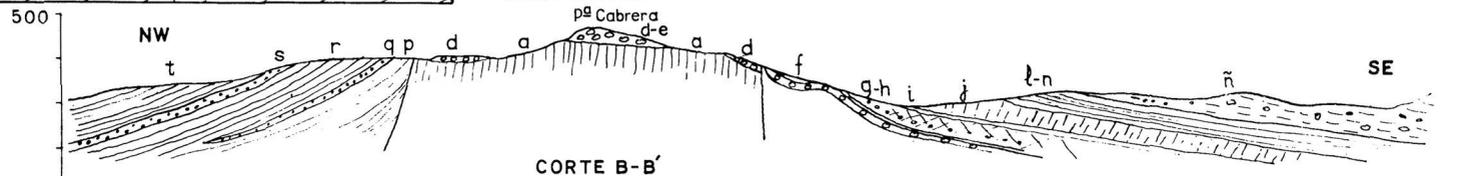
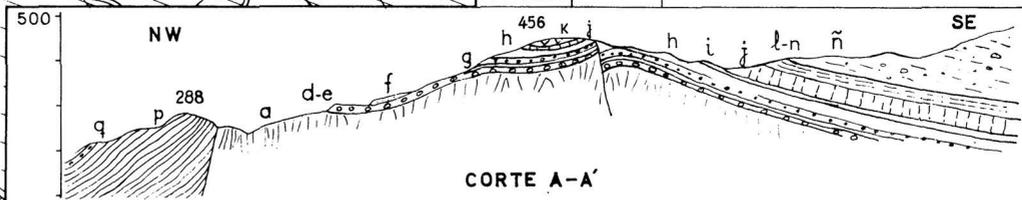
Situación: Igual que la anterior.

Descripción macroscópica: Roca gris verdosa. Medianamente porosa. Pátina rojo violácea. Fractura irregular. Densa. Pasa lateralmente a la 30.

Descripción microscópica: Roca formada por fragmentos vítreos alterados o microcristalinos alterados, en los que se adivinan microlitos y fenocristales de feldespatos. Los espacios entre los fragmentos están rellenos de sustancias de origen secundario;



TRAMO D		t s r q p o	SERIE ARCILLO-ARENOSA ROJA CON CONGLOMERADOS CUARCITICOS
TRAMO C		n	SERIE DETRITICO-CINERITICA MULTICOLOR
TRAMO B		n m l k j	SERIE SUPERIOR CON CAPAS DE CALIZA BASALTOS SERIE INFERIOR CON FILONES DE BARITINA
TRAMO A		i h g f e d c b	PIZARRAS Y MARGAS ROJAS CALIZAS CONGLOMERADOS CALIZOS PIZARRAS Y MARGAS GRISES CONGLOMERADO CALIZO BASAL
CARBO NIFERO		a	PIZARRAS ARENISCAS Y CARBON



cuarzo, calcita, sericita y caolinita. Los fragmentos tienen una textura en parte vacuolar, con los huecos rellenos de iguales materiales que los espacios entre los fragmentos. Por los productos de descomposición de los fragmentos se supone que el material original debió ser básico y la densidad de la roca así lo indica también.

Clasificación: Lava fragmentada (probablemente superficie de una colada).

MUESTRA NÚM. 31

Situación: Kilómetro 15,400 de la carretera general. Tramo D. Nivel p alto.

Descripción macroscópica: Roca bien estratificada, en estratos de hasta 1 m. de potencia. Color rojo chocolate. Roca arcillo-arenosa compacta, de grano fino. Se aprecian laminillas de mica menores de 0,5 mm. A veces algo margosa.

Descripción microscópica: Roca detrítica de grano muy fino. Clastos de cuarzo poco redondeados, feldespatos (muy pocos) y laminillas de moscovita y biotita. Cemento muy abundante arcilloso-ferruginoso, preferentemente la parte arcillosa es ilita. Poco carbonato.

Clasificación: Roca sedimentaria detrítica. Pizarra arenosa de grano fino.

MUESTRA NÚM. 32

Situación: Carretera de La Puerta. A unos 400 m. del cruce. Tramo B. Nivel j.

Descripción macroscópica: Roca gris azulada, porosa, irregular. Con los huecos y grietas rellenos de una sustancia dura de color rosa-pardo. Fractura irregular. Versicolor externamente, rojiza, parda y verdosa.

Descripción microscópica: Análoga a la 30-A. En los fragmentos se ve algo de biotita muy alterada. Restos dudosos de olivino. Huecos y grietas rellenos de un mosaico criptocristalino, análogo al de la 30.

Clasificación: Lava (probablemente básica) fragmentada. Superficie de colada.

MUESTRA NÚM. 43

Situación: Cerca de la 32. Carretera de La Puerta, a unos 400 m. del cruce. Nivel j.

Descripción macroscópica: Roca de color externo pardo y claro en fracturas recientes. Alteración en bolas, imperfecta, de pequeño tamaño. Estructura zonal por alteración, con zonas blancas y pardo rojizas. Poco dura. Muy alterada.

Descripción microscópica: Microcristalina muy alterada. En un hueco, que por su morfología recuerda los cristales de olivino, se vio un trovo fresco de este mineral. Hay cuarzo secundario en los huecos de la preparación y también impregnando la pasta de fondo. Fenocristales de feldespatos totalmente desvaídos y alterados en un micromosaico inidentificable.

Clasificación: Probable roca básica alterada. Vitrófido.

MUESTRA NÚM. 48

Situación: Canteras en el afloramiento de roca eruptiva del pueblo de Cermuño. Tramo B. Nivel k.

Descripción macroscópica: Roca negro-verdosa. Muy compacta y dura. Análoga a las de los afloramientos de la carretera de La Puerta y cruce de carreteras (Nivel k). No se ven bien los contactos del afloramiento. Siempre en contacto con el nivel j.

Descripción microscópica: Textura porfídica. Fenocristales de plagioclasas totalmente transformados en un mosaico de placas con borde suturado, incoloras, que a nicoles cruzados presentan colores de primer y segundo orden (hidromoscovita?). Los fenocristales tienen bordes frescos que parecen de albita (biáxico positivo). Los fenocristales de olivino son difícilmente reconocibles por estar muy alterados, llevan en su borde, y a veces como inclusión, un mineral casi isótropo, biáxico positivo con $2V = 0 - 10^\circ$.

La pasta está formada por microlitos de plagioclasas poco alargados, con masa verde entre ellos. A veces el borde de crecimiento de albita de los fenocristales engloba a los microlitos y a la pasta intersticial.

Clasificación: Basalto plagioclásico (espilítico?) (Fig. 11).

MUESTRA NÚM. 50

Situación: Igual que la anterior.

Descripción macroscópica: Roca verde con manchas blancas y verde oscuro, casi negro de hasta 2 mm. Bastante compacta. Menos dura que la anterior.

Descripción microscópica: Textura vitrofídica. Con pasta vítrea muy alterada. Fenocristales preferentemente de plagioclasas, alterados y con borde albitico. En menor proporción, olivino alterado a serpentina y carbonatos.

La preparación está cruzada por microgrietas con un relleno secundario de carbonatos y cristales maclados de un feldespato biáxico positivo. Las medidas del ángulo de extinción han dado una composición de Ab 85 - An 15.

Clasificación: Basalto plagioclásico porfídico (Figs. 12, 13, 14 y 15).

MUESTRA NÚM. 52

Situación: Afloramiento al SE cota 501 (495). Tramo B. Nivel k.

Descripción macroscópica: Roca muy dura y compacta. Negra-verdosa. No se aprecian granos a simple vista. Si está algo alterada se ve algún cristal oscuro menor de 2 mm. que parece biotita, pero muy escasos.

Descripción microscópica: Textura porfídica. Fenocristales de labradorita, y mucho más escasos de biotita. El olivino está tan alterado que es difícil de identificar, además es mucho más escaso que en el resto de las preparaciones estudiadas. Los feldespatos han podido ser determinados con la platina universal por estar relativamente frescos. Los resultados de las medidas han dado una composición para cristales frescos maclados según la ley Albita-Ala de Ab 38 - An 62.

En los bordes de algunos fenocristales con núcleo alterado las medidas han dado siempre alrededor del 60 % de An. El núcleo siempre está alterado, pero por la presencia de carbonatos se supone que es más rico en An.

Las plagioclasas suelen estar zonadas con un núcleo alterado preferentemente a carbonatos, una corona fresca, otra alterada a hidromoscovita y por fin una exterior fresca.

La biotita está muy corroída, con bordes de color negro y formación de cristales de rutilo. Es poco abundante.

La pasta está formada de microlitos de plagioclasa alargados. En algunos se ha podido determinar con la platina que son de andesina-labradorita. (An entre 55-60 %). Hay magnetita y restos de minerales félicos alterados.

Clasificación: Basalto alcalino plagioclásico (Fig. 16).

MUESTRA NÚM. 55

Situación: Km. 12,300 carretera general. Tramo C.

Descripción macroscópica: Roca de color pardo, con cristales visibles verdes, negros y blanquecinos. Superficies de fractura rugosa. Bloque de 30 cm. dentro de un estrato sedimentario.

Descripción microscópica: Textura vitrofídica. Pasta tan descompuesta que sólo se ven gránulos de magnetita, leucóxeno y apatito. Microlitos de plagioclasas muy descompuestos, con disposición algo fluidal.

Fenocristales de plagioclasas totalmente alterados con fenómenos de desmezcle y albitización. Biotita relativamente abundante transformada en clorita y pennina, a veces sólo queda un esqueleto de óxidos metálicos.

Olivino escaso transformado en iddingsita, serpentina y sustituido en parte por yeso. El resto de los minerales máficos, con secciones rómbicas y octogonales, transformados en clorita y con cuarzo secundario.

Clasificación: Basalto vitrofídico plagioclásico alcalino (Fig. 17).

MUESTRAS NÚMS. 56, 57, 58, 59 α , 59 β y 59 γ

Situación: Entre el Km. 12 y el 12,400 de la carretera general. Tramo C.

Descripción macroscópica: Se describen en conjunto por ser clastos y nódulos de la serie detrítica. Unas veces claros, otras rojizos, más o menos redondeados, con aspecto en general rugosos en la superficie.

Descripción microscópica: En general muy alterados. Predominan las texturas porfídicas, con fenocristales de feldespatos, olivino y biotita. Algunos con textura vacuolar. La muestra 56 es detrítica y análoga a la núm. 6. La 59 β tiene textura traquítica.

Clasificación: Se trata de clastos de las rocas estudiadas anteriormente, de carácter básico que pueden describirse como basaltos plagioclásicos, a veces alcalinos muy alterados. Con textura en general vitrofídica y en algún caso traquítica (Figs. 18 y 19).

RESUMEN

El estudio de las preparaciones nos suministra nuevos indicios sobre la validez de la serie estratigráfica propuesta.

La serie de calizas, conglomerados calizos, pizarras y areniscas discordantes sobre el carbonífero que constituyen el Tramo A, no presentan signos

de participación volcánica en sus sedimentos. Por sus caracteres este tramo recuerda mucho a los sedimentos del carbonífero y puesto que está discordante sobre el Westfaliense D deberá ser Estefaniense o Pérmico.

Hasta que se encuentre flora no podrá dilucidarse esta cuestión. Existe otra posibilidad más remota, que fuese la base del Trías. Ni la litología ni la comparación con otras series permite creer en esta posibilidad.

Parece que el Tramo A está entre el Westfaliense D y el Pérmico medio. La posición exacta, sólo la dará el hallazgo de fósiles.

Si examinamos ahora el resto de los tramos y pasamos al más alto (Tramo D), nos encontramos que, si bien la carencia de fósiles impide una determinación segura, la litología puede ofrecernos ciertas garantías para establecer su edad. Fuera de la zona estudiada, este tramo está recubierto por las arcillas y margas con cuarzos bipiramidales y estas arcillas lo están a su vez por las calizas de la base del Lías. Parece pues lógico, y así se ha hecho por la mayor parte de los autores que han estudiado el Permotrías Asturiano, atribuir al Keuper el nivel arcilloso y al Bunt los sedimentos que hemos denominado Tramo D. La carencia de Muschelkalk es lógica, con arreglo a lo conocido sobre la sedimentación del Trías en el N de España.

Nos quedan por considerar los tramos B y C. El tramo A es de naturaleza detrítica o química, sin participación de restos volcánicos. El tramo D es detrítico y con participación volcánica muy escasa en su parte baja y nula en la media y alta. En cambio los tramos B y C están formados, o bien por coladas balsáticas, o por restos de dichas coladas con poca participación detrítica de tipo normal.

Las manifestaciones abundan mucho más en el Tramo B, mientras que el C está formado casi exclusivamente por restos del anterior. La presencia de calizas en la parte alta del tramo B, induce a incluirlo en el Pérmico, ya que si según los razonamientos anteriores el tramo D es el Bunt, dichas calizas estarían por debajo de los conglomerados basales típicos del Bunt. Esto no ha sido citado nunca y no creemos que las calizas puedan ser triásicas.

Por otra parte el tramo C no puede considerarse como Trías inferior por dos razones; la primera se basa en la sospecha de que existe una discordancia entre el tramo C y el D. Esta discordancia no ha podido establecerse bien por lo que sólo se puede indicar que se sospecha; la segunda, es más válida y está fundada en la madurez de los sedimentos del tramo D y su falta de feldespatos, que están de acuerdo con lo que se conoce generalmente para el Trías. En cambio el tramo C, tiene unos caracteres totalmente contrarios (muchos feldespatos y sedimentos mal clasificados y de grano en general grueso).

Queda por lo tanto una incertidumbre más acusada en los tramos B y C, respecto a la edad probable, que en los extremos de la serie. Sólo a título

de hipótesis, se considera como probable que el tramo C corresponda al Pérmico alto y el B al medio.

Las consideraciones anteriores están basadas en la comparación con las series que se han estudiado en Bergueres, La Riera y Barros por Patac y en el Pirineo por VIRGILI (1960), únicos sitios donde se han citado fósiles en las series Permotriásicas del NE y NW de España.

Respecto a la petrología, los resultados alcanzados permiten establecer claramente que, después de la sedimentación del tramo A, ha habido un intenso vulcanismo de tipo básico, formado preferentemente por *Basaltos Porfíricos Plagioclásicos*, con olivino y augita como minerales máficos principales.

Son interesantes los fenómenos de diferenciación gravitatoria que se han encontrado. En el afloramiento de la carretera de la Puerta se ha podido medir un aumento en el % de olivino desde el techo al muro:

Muestra 20-A 6 % Alteración a clorita, carbonatos e iddingsita.

Muestra 20 8 % Alteración a clorita, carbonatos y poca iddingsita.

Muestra 22 11,3 % Alteración a clorita, carbonatos y poca iddingsita y serpentina.

Muestra 23 11,5 % Alteración preferente a serpetina, iddingsita y clorita.

La alteración de olivino en el muro es preferentemente a serpentina e iddingsita, mientras que hacia el techo va cambiando a ser más clorítica y carbonatada. El olivino no parece que presente diferencias de composición, pero esto es difícil saberlo ya que de los cristales primitivos no suele quedar nada, además ha de tenerse en cuenta la poca potencia del afloramiento. No se ha observado más que un olivino zonado en el afloramiento de Cermuño que está en parte alterado a yeso.

La descomposición de las muestras, no ha permitido realizar un estudio mineralógico cuantitativo de los basaltos estudiados. Únicamente, se han realizado determinaciones parciales para aquellos minerales que pese a estar alterados podían identificarse y tenían sus contornos bien delimitados.

Las apreciaciones de autores anteriores sobre la existencia de lamprófidos, han quedado descartadas. Según la definición de TURNER y VERHOOGEN (1963), los lamprófidos siempre tienen las plagioclasas subordinadas a la pasta, mientras que en las muestras estudiadas se presentan siempre, además de en la pasta, formando fenocristales en todas las preparaciones que se vieron y constituyendo el mayor porcentaje de los mismos.

Lo que si es más seguro, es que en estudios posteriores lleguen a encontrarse andesitas, ya que algunas de las muestras constituyen un tránsito Basalto-Andesita.

Los fenómenos de diferenciación han dado rocas más pobres en olivino y en las que ya existe biotita (Cermuño, Cota 495 y nódulos del Tramo C). Además en ambos afloramientos está bastante claro que ha habido un metasomatismo (probablemente autometasomatismo) albítico posterior a la consolidación en unos casos y en otros en las fases finales de la misma. Esto concuerda con lo que se conoce sobre la diferenciación en el famoso dique de Palisade.

La presencia de cuarzo en el relleno de las vacuolas de algunas de las rocas del Tramo B (nivel j), es otra prueba de la existencia de soluciones póstumas, bien sea por enriquecimiento del basalto original a causa de la diferenciación o por un principio de espilitización.

El conjunto de basaltos es claramente porfídico plagioclásico y no se puede encuadrar plenamente ni en el tipo de basaltos alcalinos ni en el de basaltos toleíticos, sino que constituye un tipo intermedio entre ambos y con tendencias andesíticas.

Todos son plagioclásicos y, por las determinaciones hechas, los bordes de los fenocristales son de labradorita. Los núcleos, siempre alterados, son probablemente de bitownita.

Los microlitos de la pasta suelen ser de labradorita o andesita. La labradorita es el mineral predominante y esencial en la mayor parte de las muestras estudiadas.

En casi todas las preparaciones se han reconocido el olivino y la augita, y ésta es una de las razones por la que se han clasificado las rocas como basaltos.

En las muestras con biotita desciende notablemente el porcentaje de olivino.

Los fenómenos de autometamorfismo por líquidos residuales o por espilitización son poco netos, pero se han visto en algunas muestras. No puede hablarse de verdaderas espilitas, pero sí de que algunos afloramientos presentan señales de espilitización incipiente.

Los fenómenos de hidrotermalismo actuaron sobre los tramos A y B en las zonas próximas a las fallas y en el nivel j un poco al azar sin que se relacionen con nada de forma patente. Los niveles de baritina abundan más en el nivel j pero no son exclusivos de él. Por ejemplo, en algunos casos se han visto afectando al carbonífero, al SE de la cota 288, bajo el conglomerado basal del tramo A.

Respecto a la forma de presentarse los basaltos, de la cartografía se deduce que están interestratificados. Es probable que el nivel k sea de tipo lopolítico, sobre todo el afloramiento del cruce de carreteras. El resto del tramo B tiene coladas claramente subáreas y probablemente alguna subacuá-

tica (indicios débiles de Pillowlavas). En el nivel n , en la carretera de La Puerta, hay escorias rojizas en la parte superior de una colada.

Respecto a los materiales del tramo C, las muestras estudiadas presentan en general una alteración tan fuerte que hay que ser necesariamente cauto en las conclusiones que se deduzcan. De todas formas es seguro que la mayor parte de sus sedimentos provienen de la denudación del tramo B, habiendo también restos de otros terrenos.

En casi todas las muestras recogidas se ha tenido la suerte de poder identificar el olivino, bien por su morfología, su presencia como fenocristal, los productos de alteración (serpentina y clorita, iddingsita y carbonatos) y la disposición de los mismos.

Se recogieron preferentemente clastos para ver la naturaleza de los mismos y alguna muestra de los estratos más finos para comprobar la naturaleza ígnea de sus componentes.

La abundancia de biotita en muchos de los clastos estudiados, es más aparente que real, ya que a veces es el único mineral que puede identificarse. El estudio de los afloramientos más frescos del nivel k ya había permitido explicar las diferencias de composición sin recurrir a la existencia de emisiones magmáticas diferentes.

Se trata claramente de diferenciaciones de un mismo basalto, probablemente en condiciones no muy alejadas de la superficie. Parece que se han superpuesto varios fenómenos para que el producto final dé los minerales que encontramos en muchos de los nódulos del tramo C y en los afloramientos de Cermuño y cota 495.

El mecanismo debería ser análogo a uno de los que han sido propuestos en las teorías petrogenéticas modernas TURNER (1963) para explicar la presencia de asociaciones de magnas no muy diferentes en una misma serie de erupciones locales.

La diferenciación inicial del basalto deja a un líquido o magna residual más rico en álcalis en el cual comienza a cristalizar la biotita, esta fase está empobrecida en olivino. La expulsión al exterior de esta magna hace cambiar las condiciones de estabilidad de la biotita (sencillamente por disminución de la presión), que comienza a reabsorberse. Posteriormente, los líquidos residuales enriquecidos más aún en álcalis y en sílice y con más elementos volátiles, provocan un metasomatismo albítico sobre los magmas inicialmente depositados y a veces ya consolidados (presencia de venillas de albita en las muestras de Cermuño).

Todas las biotitas observadas presentan signos de reabsorción. El metasomatismo e hidrotermalismo póstumos provocan la transformación de todos los minerales máficos en clorita, serpentina y carbonatos. En una muestra

se vio también el cambio biotita a pennina. La sustitución alcanza también en algunos casos a las plagioclasas.

CONCLUSIONES

Las conclusiones alcanzadas pueden resumirse así:

1.^a El estudio cartográfico de la zona de Viñón (Cabranes) ha permitido establecer cuatro tramos en la serie Permo-triásica. A falta de fósiles se basó en caracteres litológicos.

2.^a Se establece la hipótesis de que el tramo A sea Estefaniense o Pérmico, los B y C Pérmicos y el D Bunt.

3.^a El estudio petrográfico demuestra que no existen, como se creía, kersantitas en la zona, sino que se trata de Basaltos porfídicos plagioclásicos, con augita y olivino.

4.^a El contactos entre el carbonífero y la serie Permo-triásica es discordante en su flanco SE y por falla en el NW.

5.^a Se han estudiado fenómenos de diferenciación gravimétrica en los basaltos. Asimismo, se han visto casos de metasomatismo.

6.^a Las coladas basálticas se presentan de varias formas, preferentemente como coladas subáreas y a veces como subacuáticas y lopolitos.

7.^a Las formas de vulcanismo se encuentran entre los tramos A y D, y son probablemente de edad Pérmica.

BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. DE (1913): *Emplazamiento de sondeos para investigar la probable prolongación de los senos hulleros por bajo de los terrenos mesozoicos*. Bol. de I. Geol. de Esp. T. XXXIV (XIV 2.^a serie).
- ADARO, L. DE y JUNQUERA, G. (1916): *Criaderos de hierro de Asturias*. T. II. Mem. del Inst. Geol. de Esp.
- ALMELA, A. y RÍOS, J. M. (1962): *Investigación del hullero bajo los terrenos mesozoicos de la costa cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infesto)*. Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras.
- BARROIS, CH. (1882): *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*. Mem. de la S. Geol. du Nord. T. 2, I.
- KARRENBERG, H. (1934): *Die Postvariscische Entwicklung des Kantabro-Asturischen Gebirges (Nordwestspanien)*. Beitr. zur. Geol. des Westlichen Mediterrangebiete. Berlin. Traducido en Public. extranjeras sobre geol. de España. T. III, 105-224. Madrid (1946).

- KERR, P. F. (1959): *Optical mineralogy*. McGraw Hill Book Co.
- MELÉNDEZ, B. (1951): *Le Permien des Asturies orientales*. C. R. 3ème Congres. Carbonifère. Heerlen. T. II, 453-455.
- PATAC, I. (1956): *La geología del litoral asturiano y su importancia industrial. Estudios originales sobre el Permiano y el hullero superior de España*. Bol. Inf. del INC. Año V, n.º 27, 107-123, 3 lám.
- SAMPELAYO, P. H. (1948): *Carbonífero de Viñón*. Est. Geol., n.º 9, 85-101.
- SCHULZ, G. (1900): *Descripción geológica de la Provincia de Oviedo*. 2.ª Edit.
- TURNER, F. J. y VERHOOGEN, J. (1963): *Petrología ígnea y metamórfica*. Ed. Omega, Barcelona.
- VIRGILI, C. (1960): *The sedimentation of the Permotriassic rocks in the Noguera Ribagorzana Valley (Pyrenees-Spain)*. 21 International Geol. Congress. Norden. Part. XXIII, 136-142.
- WAGNER, R. H. (1952): *A brief review of the stratigraphy and floral succession of the Carboniferous in NW Spain*. 4ème Con. pour l'avancement des études de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifère. Heerlen. T. III, 753-762.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F. J. y GILBERT, C.: M. (1958): *Petrography*. W. H. Freeman and Co. San Francisco.
- WAHLSTROM, E. E. (1955): *Petrographic Mineralogy*. John Wiley & Sons. INC. N. Y.

(Recibido el 10-XII-71)

EL CAMBRICO INFERIOR DE LA RINCONADA (SALAMANCA, ESPAÑA CENTRAL)

L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA*
E. MARTÍNEZ - GARCÍA**

RESUMEN.—El hallazgo de una nueva fauna de trilobites por debajo de la formación carbonatada de Tamames (Salamanca), entre las localidades de La Rinconada de la Sierra y La Bastida, ha permitido por primera vez en la España centro-occidental, la datación del Cámbrico inferior. La fauna de *Pararedlichia* HUPE 1953 indica una edad Cámbrico inferior bajo (Ovetiense de SDZUY), encontrándose en curso de determinación por el Prof. SDZUY. El resto del corte descrito permite afirmar la existencia de una laguna entre el Cámbrico medio y el Ordovícico, así como la presencia del Ordovícico medio.

SUMMARY.—A new trilobites fauna discovered near La Rinconada de la Sierra (prov. Salamanca) below a thick calcareous sequence (Tamames Limestone) has been determined by Prof. SDZUY of Wurzburg University (Germany) as belonging to Lowermost Cambrian (Ovetian) through the appearance of *Pararedlichia* HUPE 1953. This is the first time that Cambrian strata are dated in Central western Spain. Since Ordovician quartzites rest unconformably on this unit, here is represented a lacuna from Middle Cambrian to Lower Ordovician, due to the Bohemian-Sardic phase. The presence of shales with *Didymograptus* on top of the quartzites shows the existence of Middle Ordovician.

INTRODUCCION

A pesar de que el Cámbrico de la Península Ibérica ha sido quizás más estudiado sistemáticamente que la mayor parte de los restantes sistemas paleozoicos, e incluso cuenta con extensas monografías (MELÉNDEZ 1943, LOTZE 1961), se advierten grandes lagunas en el conocimiento de dichas series. Una de las más llamativas ocupa la zona centro-occidental de la Península, ya que no han aparecido faunas cámbricas entre el N de León y las provincias de Toledo y Badajoz. La atribución de edad cámbrica a los terrenos que constituyen el sustrato de las provincias de Zamora, Salamanca, Avila, Cá-

* Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Salamanca.

** Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Salamanca.

ceres, etc., ha sido debida, tanto a su situación por debajo de las cuarcitas de edad oróvica, como a las semejanzas litológicas o estratigráficas con series limítrofes (GIL Y MAESTRE 1880, BARROIS 1882, PUIG Y LARRAZ 1883, MELÉNDEZ MELÉNDEZ 1943, SCHMIDT-THOME 1945, TEMPLADO & PASTORA 1946, KINDELAN 1957, CAPOTE & VEGAS 1968, GARCÍA DE FIGUEROLA 1971, MARTÍNEZ-GARCÍA 1971, MINGARRO & LÓPEZ DE AZCONA 1971, etc.).

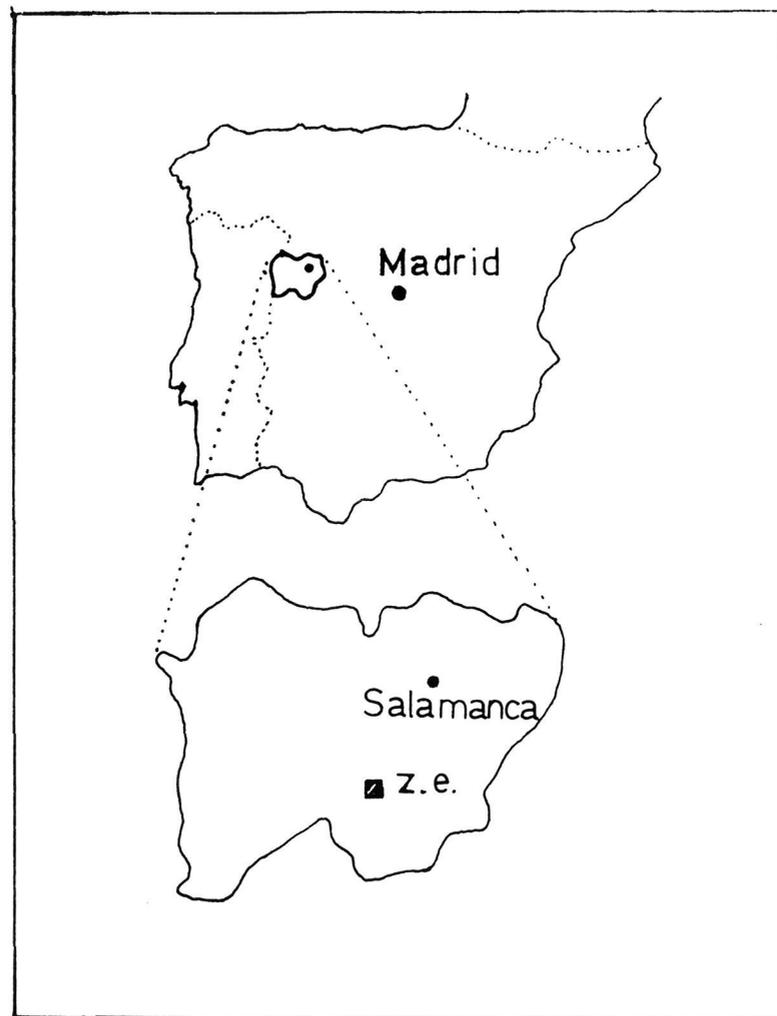


FIG. 1

En el conjunto del occidente de la Península Ibérica, los terrenos que se encuentran por debajo de la cuarcita armoricana, habían sido denominados por NERY-DELGADO (1905), "formaçao xistosa das Beiras" y considerados de edad precámbrica. CARRINGTON DA COSTA (1950) los llamó "complejo xistograuquico ante-ordoviciano", nombre que es quizás el más utilizado en la actualidad por los geólogos peninsulares del hercínico ibérico. LOTZE (1956) describe una serie de transición entre el Precámbrico (Serie de Valcasa) y el

Ordovícico, en la provincia de Cáceres, de casi 2000 m. de potencia, considerándola como cámbrica. De esta edad la consideran también MAC PHERSON (1880) y HERNÁNDEZ-SAMPELAYO (1922). Sin embargo, ninguno de los autores citados aporta datos paleontológicos que sostengan los distintos puntos de vista, con excepción quizás de LOTZE (1956), el cual cita restos de trilobites dudosos en Castañar de Ibor (Cáceres) por debajo de la cuarcita armoricana.

Es esta la primera vez que se data paleontológicamente un tramo del Cámbrico en la zona centro-occidental de la Península Ibérica, en la provincia de Salamanca y entre las localidades de La Rinconada de la Sierra y La Bastida (Fig. 1).

Estratigrafía y Paleontología de la zona de La Rinconada

En el esquema geológico de la figura 2 se representan los materiales que afloran en la zona descrita y en la figura 3, se muestra el corte estratigráfico con la localización de los fósiles.

Estructuralmente, la zona estudiada se encuentra situada en el Sinclinal de Sequeros (KINDELAN 1957), denominado también Sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros en una reciente publicación de GARCÍA DE FIGUEROLA (1971), quien amplía la descripción de esta estructura hasta la frontera con Portugal. La estratigrafía de los materiales que la constituyen es descrita someramente en los dos trabajos citados, así como por JIMÉNEZ FUENTES & SAAVEDRA ALONSO (1971) en lo que respecta a los tramos situados por encima de la cuarcita armoricana. Hay que hacer notar que KINDELAN (1957, p. 35), interpreta los afloramientos de calizas de la Sierra de las Quilamas (entre Linares de Riofrío y Tamames), como charnelas de anticlinales muy apretados, por lo que para este autor, los materiales situados topográficamente por debajo de las calizas, serían en realidad más altos estratigráficamente. Sin embargo, tanto los hallazgos paleontológicos, como los criterios de polaridad sedimentológicos, demuestran lo contrario. La serie representada en el corte de la figura 3 es normal e inclinada hacia el noroeste.

Los tramos que se pueden distinguir son los siguientes de abajo arriba. *Muro*: pizarras verdosas grisáceas que afloran junto a la localidad de La Rinconada de la Sierra. Tienen pintas ferruginosas y a veces coloración verde intensa. Raramente se encuentran pliegues y la dirección dominante es E-W aunque a veces cambie a N-S.

1. Sobre estas pizarras cuyo espesor no hemos podido determinar, aparecen unas areniscas en bancos delgados con alternancia de pizarras. Las areniscas son de grano medio a fino y presentan numerosas estructuras sedimentarias (estratificación cruzada, riple-marks, loadcasts, etc.) que permiten

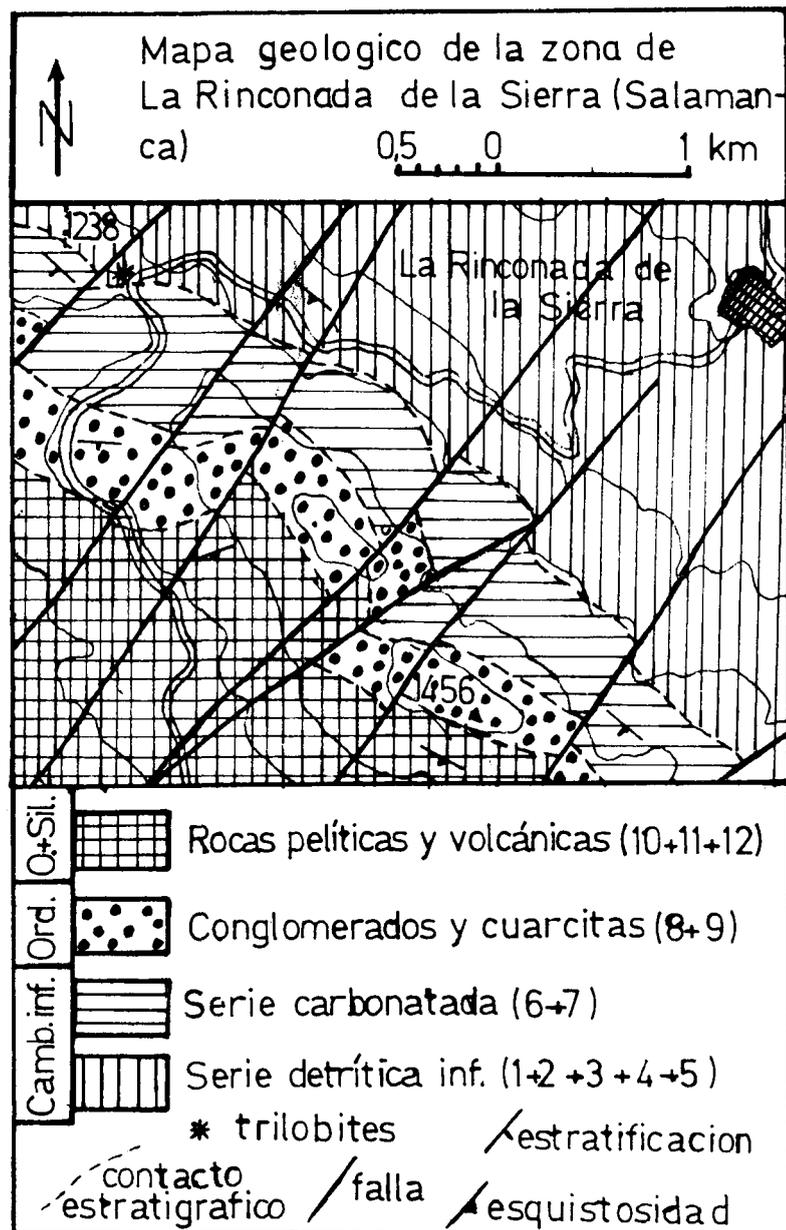


FIG. 2

observar la posición normal de la serie. El espesor del conjunto es de unos 100-140 m.

2. A continuación se encuentra una arenisca de color ceniciento y de unos 15 m. de espesor que puede no ser continua en todo el flanco. Al microscopio presenta textura de mosaico mal definido, estando constituida mineralógicamente por cuarzo, moscovita, sericita, clorita, feldespato potásico, plagioclasa, óxidos de hierro, circón y minerales opacos. Predomina el cuarzo en granos con elongación no paralela, pocas veces con bordes netos y más frecuentemente en recrecimientos mezclados con agregados finos de sericita. Tie-

ne extinción ondulante y frecuentes inclusiones. Algunos granos están constituidos en realidad por un mosaico de cuarzo. Hay pues, dos tipos, uno detrítico y otro autógeno. Las plagioclasas son de tamaño menor, con regular grado de redondeamiento y alteración. En algunas se ha podido determinar el contenido en anortita: 26-28 %. El feldespato potásico aparece con tamaño similar al del cuarzo, y en su mayoría es claramente microclina. En otros casos se encuentra convertido en un agregado de agujas de cuarzo y sericita. La moscovita es escasa en láminas alargadas. La sericita es abundante como pajuelas sin orden que envuelven óxidos de hierro. El circón es redondeado. En conjunto se puede considerar como una arenisca feldespática.

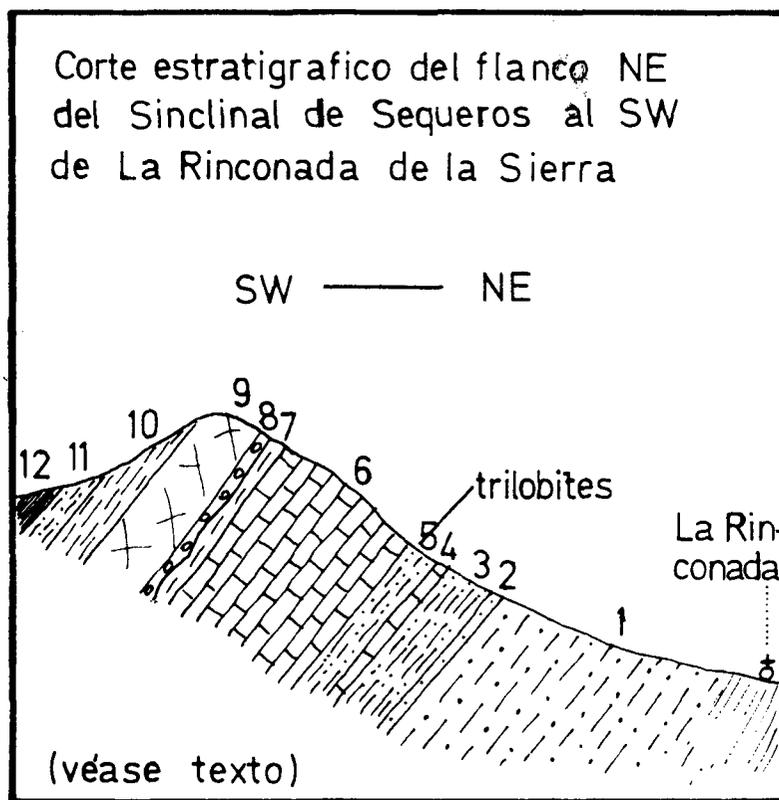


FIG. 3

3. Encima de esta arenisca se sitúa una alternancia de areniscas y pizarras parecidas a las existentes por debajo de la misma y que asimismo presentan frecuentes estructuras sedimentarias. Su espesor oscila entre 30-50 m.

4. Sobre la alternancia existe un banco de caliza de 1-2 m. de espesor y color gris en superficie. Debe corresponder al afloramiento (o anticlinal) inferior de KINDELAN (1957, p. 34 y sigs.), pero dado su poco espesor es difícil pensar que se trate de una repetición del que se encuentra en la parte superior. Este banco puede no ser continuo a lo largo de la ladera.

5. Por encima aparece un tramo de 50-70 m. de espesor, constituido por una alternancia de pizarras verdosas y grauvacas, con predominio de las segundas. Este es el más bajo de los niveles en que se ha encontrado fauna clasificable. Aproximadamente a 30 m. del techo de la formación se hallaron restos de trilobites en buen estado dentro de unas grauvacas cuya descripción microscópica efectuaremos seguidamente. Los trilobites encontrados están siendo estudiados por el Prof. Dr. K. SZUY de la Universidad de Würzburg (Alemania), que nos ha comunicado provisionalmente la presencia de

Pararedlichia HUPE 1953

lo cual indica que nos encontramos en el Cámbrico inferior bajo.

El estudio microscópico nos muestra que se trata de una grauvaca en la que predomina la matriz arcillosa, con cuarzo, clorita, sericita y opacos. Los granos son en su mayor parte, de cuarzo anhedral o subhedral, en los que no es frecuente la extinción ondulante y casi siempre se trata de un solo cristal por grano. Aparece también clorita abundante en láminas o agujas, que se diferencia de la existente en la matriz por su color de interferencia anómalo y por contener frecuentemente bandas difusas de color ocre, que evidencian un origen a partir de otro silicato ferromagnésico. La proporción de feldspatos es pequeña y con frecuencia se encuentran en avanzado estado de alteración. Asimismo se encuentran algunas laminillas de moscovita y óxidos de hierro formando película en torno a los granos mayores.

También aparecieron restos de trilobites en el techo de esta formación.

6. Sobre el tramo fosilífero se sitúa una formación carbonatada de 200-250 m. de espesor, constituida esencialmente por calizas de color grisáceo, con alternancia de bancos pizarrosos o calcoesquistos hacia la parte superior. A veces se observan tramos con estructuras orgánicas, probablemente debidas a algas, así como niveles nodulosos, sobre todo hacia la parte superior. La deformación y recristalización sufrida por las calizas ha sido intensa.

7. Por encima del tramo de carbonatos existe otro de pizarras y calcoesquistos grisazulados cuyo espesor puede variar entre 0 y 50 m. a causa de la erosión preordovícica. Denominamos Calizas de Tamames a la serie carbonatada por aflorar en la localidad de dicho nombre, situada al noroeste de La Rinconada.

8. Aparecen sobre este tramo, una serie de niveles de conglomerados, de espesor variable y que llegan a desaparecer en ocasiones. Están constituidos por cantos de cuarzo lechoso principalmente, aunque a veces aparecen otros de cuarcitas negras. El cemento es silíceo.

9. El tramo superior es el que más destaca en el relieve de la región, estando constituido por 150-200 m. de cuarcitas de color claro, en bancos gruesos y con intercalaciones pizarrosas de poca potencia. Se encuentran en ellas numerosas Cruzianas, Scolithus y Vexillum. KINDELAN (1957) cita la presencia en estas cuarcitas, de *Fraena sp.* Por sus características parece indiscutible que se trata de la cuarcita armoricana, de edad Arenig.

10. Por encima de las cuarcitas y por intermedio de unos bancos areniscosos tableados con algún nivel de conglomerado, se encuentran unas pizarras que en la base son arenosas y hacia la parte superior más lutíticas. Su espesor es de unos 70-100 m. y en la parte superior se han encontrado graptolites que están siendo determinados.

11. A continuación sigue un tramo de pizarras rojizas, arenosas a veces, con numerosos braquiópodos (en determinación) y *Didymograptus*.

12. Sigue otro de pizarras carbonosas ricas en grafito y termina la serie con niveles de rocas efusivas alteradas (GARCÍA DE FIGUEROLA 1971, p. 48).

Este es, esquematizado, el corte que se observa entre las localidades de La Rinconada y La Bastida. Una descripción detallada de los materiales por encima de la cuarcita armoricana, realizado más al SE, fue publicado por JIMÉNEZ FUENTES & SAAVEDRA ALONSO (1971). En el mismo, citan la existencia de Ordovícico medio por afinidad con otras zonas de la Península, aunque sin datos paleontológicos. Al haber encontrado nosotros restos de *Didymograptus* unos 100 m. por encima de la cuarcita armoricana, parece confirmarse la existencia del Ordovícico medio, aunque los pisos representados no se conocerán hasta la determinación de los organismos, que se encuentran en estudio.

Comparación con otras zonas

La existencia de *Pararedlichia* HUPE 1953 por debajo de las calizas de la Sierra de Tamames, en La Rinconada de la Sierra, permite la atribución de edad Cámbrico inferior a las mismas. Esta fauna es comparable a las encontradas en Barrios de Luna (Capas de Barrios de LOTZE 1961) y Concha de Artedo (Asturias, SDZUY 1971), correspondiendo junto con la encontrada en Lugo por WALTER (1966) a las más antiguas de la Península Ibérica. Según la clasificación del Cámbrico inferior de SDZUY (1971), se sitúa en la parte inferior del piso Ovetiense (que a su vez corresponde al Unterkambrium A inferior de LOTZE 1961). La fauna de La Rinconada es equiparable a las citadas por SDZUY (1971) en la Concha de Artedo (Asturias) y en Marruecos (com. pers.).

En cuanto a la posición estratigráfica, se observa que la fauna de La Rinconada se parece más a la de la Concha de Artedo (situada unos 50 m. por

debajo de la Caliza de Vegadeo) que a la de Barrios de Luna, donde el muro de la formación carbonatada, parece encontrarse más arriba. En las Cadenas Ibéricas, el muro de la Dolomía de Ribota se sitúa también por encima, ya que una fauna equivalente no se encuentra hasta la parte superior de las Capas de Embid, o sea, más de 300 m. por debajo de la Dolomía de Ribota (SDZUY 1971).

El techo de la Caliza de Tamames no ha sido aún datado paleontológicamente. De ser las condiciones de depósito de las facies carbonatadas similares a las de Galicia Oriental, zona con la que parecen existir las mayores afinidades, es de esperar que este no sobrepase el Cámbrico Medio. Por tanto, al encontrarse la cuarcita armoricana inmediatamente encima de las calizas, con un conglomerado basal y discordancia angular en algunos puntos, se puede asegurar que en este corte existe una laguna que abarca por lo menos, parte del Cámbrico Medio y el Cámbrico Superior. Esta laguna y discordancia se puede atribuir a una fase bohémico-sárdica cuya importancia no ha sido aún determinada desde el punto de vista tectónico.

BIBLIOGRAFIA

- BARROIS, CH. (1882): *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*. Mem. Soc. Geol. du Nord, v. 2, Mem. 1, 630 pp., Lille.
- CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1968): *El Paleozoico de los alrededores de Avila*. Est. Geol., v. 24, pp. 181-189, Madrid.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): *Noticia sobre uma carta geologica do Buçaco, de Nery Delgado*. Com. Serv. Geol. Port., 28 pp.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1971): *Una estructura interesante: el Sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros (Salamanca)*. Stvdia Geol., Univ. Salamanca, v. 2, pp. 45-56, Salamanca.
- GIL Y MAESTRE, A. (1880): *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca*. Com. Mapa. Geol. Esp., Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1922): *Hierros de Galicia*. Mem. Inst. Geo^l. Min. Esp., Madrid.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. y SAAVEDRA ALONSO, J. (1971): *Contribución al conocimiento del Silúrico de la Sierra de Tamames (Salamanca)*. Stvdia Geol. Univ. Salamanca, v. 2, pp. 7-24, Salamanca.
- KINDELÁN, J. A. (1957): *Explicación de la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, n.º 527 (Sequeros)*. Inst. Geol. Min. Esp., 89 pp., Madrid.
- LOTZE, F. (1956): *Das Präkambrium Spaniens*. Neues Jb. Geol. Päl. Mh., v. 8, pp. 373-380, traducido en Not. Com. I. G. M. E., v. 60 (1960), pp. 227-240, Madrid.
- (1961): *Das Kambrium Spaniens. Teil I. Stratigraphie*. Ak. Wiss. u. d. Lit. Abh. d. Math. Natur Wiss., v. 6, pp. 285-498. Traducido en Mem. Inst. Geol. Min. Esp., v. 75 (1970), 256 pp., Madrid.
- MAC PHERSON, J. (1880): *Sobre la existencia de la fauna primordial en la provincia de Sevilla*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., v. 7, pp. 281-284, Madrid.

- MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (1971): *Esquema Geológico del Noroeste de la Provincia de Zamora (NW de España)*. Publ. I Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ., v. 1, Sección I, pp. 273-286, Madrid.
- MELÉNDEZ MELÉNDEZ, B. (1943): *Los terrenos Cámbricos de la Península Ibérica*. Trab. Inst. Ciencias Nat. "José de Acosta", Ser. Geol. 1, n. 1, 179 pp., Madrid.
- MINGARRO, F. y LÓPEZ DE AZCONA, M. C. (1971): *Explicación de la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, n.º 503 (Las Veguillas)*. Inst. Geol. Min. Esp., Madrid.
- NERY DELGADO, J. (1905): *Contribuções para o estudo dos terrenos paleozoicos*. I. *Precámbrico e Archaico*. II. *Cámbrico*. Com. Serv. Geol. Port., v. 6, pp. 56-122, Lisboa.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1883): *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora*. Mem. Com. Mapa Geol. Esp., 1 vol., 488 pp., Madrid.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945): *Paläozoisches Grundgebirge und Junges Deckgebirge im Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres)*. Geotek. Forsch., n. 6, pp. 37-77, Berlin. Traducido en Publ. Extr. s. Geol. de Esp. en el v. 5 (1950), 93-146, Madrid.
- SDZUY, K. (1971): *Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica*. Publ. I Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ., v. 2, Sección I, pp. 753-768, Madrid.
- TEMPLADO, D. y PASTORA, J. L. (1946): *Explicación de la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, n.º 478 (Salamanca)*. Inst. Geol. Min. Esp., 61 pp., Madrid.
- WALTER, R. (1966): *Resultados de investigaciones geológicas en el Noroeste de la provincia de Lugo (NO de España)*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp. n.º 89, pp. 7-16, Madrid.

(Recibido el 21-II-72).

CONTRIBUCION PARA EL CONOCIMIENTO
DEL BATOLITO DE CABEZA DE ARAYA
(CACERES-ESPAÑA): EL MICROGRANITO
GRANATIFERO - CORDIERITICO CON
MEGACRISTALES FELDESPATICOS

L. G. CORRETGÉ*

RESUMEN.—En este trabajo se describe una formación fisural de granito granatífero-cordierítico con caracteres petrográficos micrograníticos pero con la particularidad de presentar grandes megacrístales de feldespato, que pueden alcanzar varios centímetros de longitud. Se distinguen varias generaciones de minerales y se sugiere una cristalización ortomagmática parcial o total del granate y de la cordierita. Adoptando un esquema anatético se llega a la conclusión de que estos granitoides han debido de ascender, con pérdida de presión muy rápida, desde una profundidad comprendida entre los 13-20 Km. de profundidad, hasta prácticamente la superficie actual.

SUMMARY.—An elongated body of megacrist-bearing garnet-cordierite microgranite with potash feldspar megacrist up to several cm. in length, is described. Different mineral parageneses can be separated with partly or wholly crystallitation of garnet and cordierite in orthomagmatic phase. With an anatectic model in mind is concluded that the granitoid has been emplaced from a depth between 13 and 20 Km. almost up to the present surface with a fast pressure release.

INTRODUCCION

Características.—Esta interesante formación situada al sur de Garrovillas (provincia de Cáceres) presenta todas las características de una intrusión fisural postectónica, emplazada dentro del gran batolito granítico de Cabeza de Araya que ha actuado de roca encajante.

El microgranito (1) está alineado en dirección N 30 W formando una estrecha banda, prácticamente continua, de 21 Km. de longitud; su anchura

* Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

(1) El empleo de este término puede resultar equívoco en el caso del microgranito de Garrovillas ya que éste es, macroscópicamente, un granito porfídico. He preferido sustituir el nombre de granito por el de microgranito para hacer resaltar la presencia de grandes fenocristales automorfos flotando en una pasta granítica, a veces casi afanítica, con elevado poder corrosivo.

máxima llega, en algunos casos, a 900 m., aunque por lo general nunca suele sobrepasar los 400-500 m. Otro de los aspectos que interesa destacar, es la existencia de una estrecha banda de aspecto aplítico ligada al microgranito a lo largo de todo su flanco S. Esta banda tiene poco espesor (20-25 m.), es bastante continua y se vuelve irregular al SE, donde forma pequeños manchones, bien en contacto con el microgranito, bien alejado de él. En la terminación oriental de la formación microgranítica el aspecto cartográfico se complica notablemente debido a la acción de la gran fractura de Plasencia-Odemira.

La morfología del microgranito es completamente diferente de las otras rocas graníticas del batolito de Cabeza de Araya. La única formación que se le asemeja es la cuarzodiorita de Zarza la Mayor (CORRETGÉ 1969-1971) (G. DE FIGUEROLA, CORRETGÉ, SUÁREZ 1971), cuya erosión en pequeños bloques residuales esféricos es similar a la del microgranito; no obstante, en esta última formación, las bolas son mucho más perfectas y destacan claramente en el paisaje.

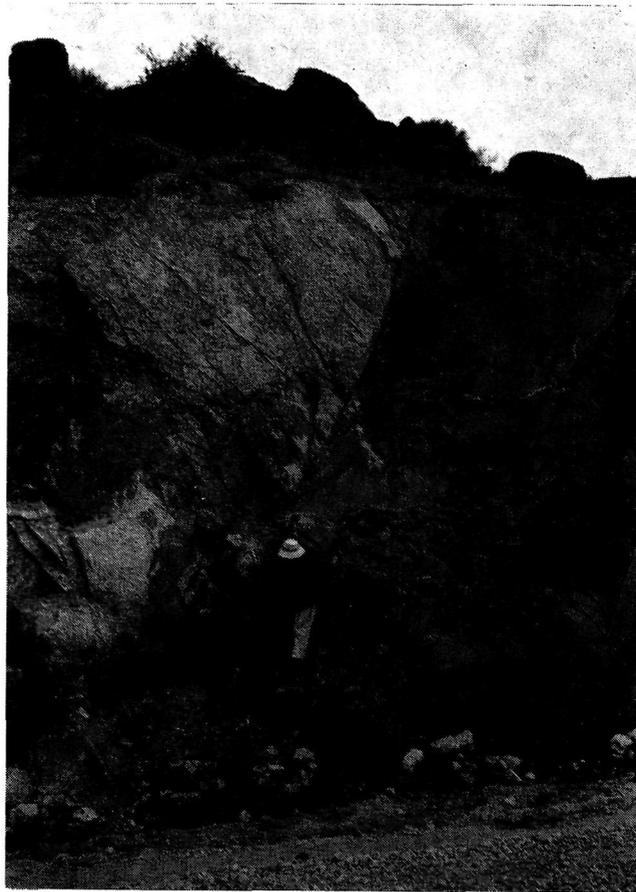


FIG. 1

Contacto del microgranito de megacrystales con las pizarras del complejo esquisto-grauwáquico

El contacto con el granito de Cabeza de Araya y las facies cataclástico-ortoneísicas de Garrovillas es muy neto y de plano subvertical.

En el único lugar en que el microgranito corta a las pizarras del complejo esquisto-grauváquico, se observa una inversión del plano de contacto que

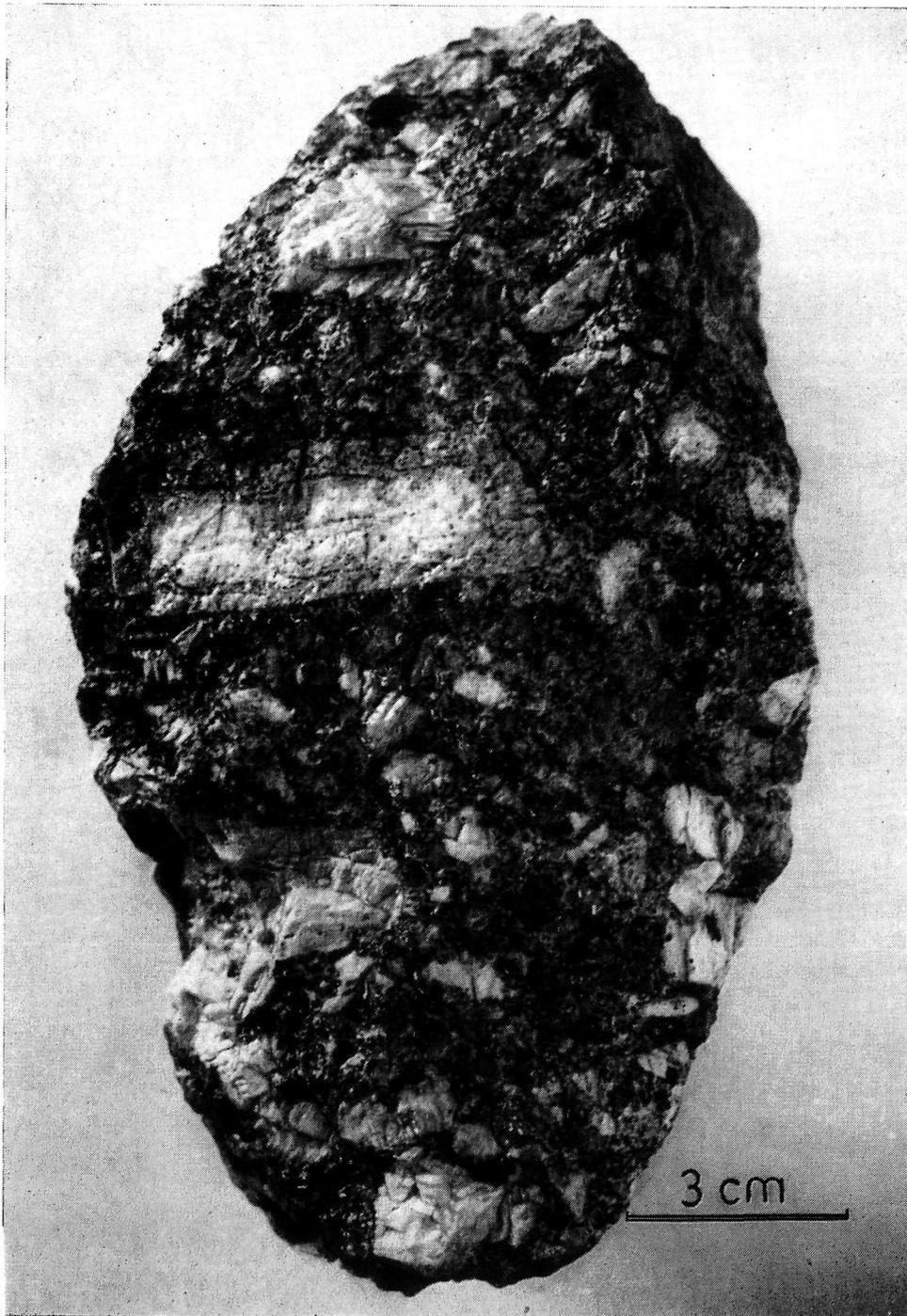


FIG. 2

Aspecto macroscópico de la facies común del "microgranito"

suele buzcar hacia el S (figura 1). Este fenómeno es bastante general en todo el borde septentrional del batolito de Cabeza de Araya.

El emplazamiento del microgranito con megacristales no ha producido distorsión en las pizarras, aunque en algunos puntos se observan con claridad inyecciones tabulares de masas micrograníticas siguiendo los planos de esquistosidad de las rocas termometamórficas.

No existen fenómenos de feldespatización importantes. No obstante, observando los contactos granito-pizarra con mucha atención, pueden observarse contaminaciones feldespáticas dentro de las pizarras. Esta zona mixta y discontinua apenas tiene 2-3 cm. de grosor suele apreciarse bien en los tabiques pizarrosos aislados dentro de las inyecciones graníticas.

Caracteres macroscópicos.—El microgranito de granate-cordierita es una roca de color ceniciento, masiva, en la que se observan megacristales de feldespato que a veces alcanzan 6 cm. de longitud (figuras 2 y 3). Su hábito es diferente al del feldespato de los granitos biotíticos con megacristales de la facies común del batolito de Cabeza de Araya. En el primero, los megacristales son más voluminosos, con una relación longitud/anchura mucho menor que en los granitos del segundo grupo en que la morfología de los feldespatos es similar a la de los "dents à cheval". Los cristales de cuarzo tienen también en el microgranito categoría de megacristales, si bien es cierto que su tamaño es mucho menor (raramente sobrepasan los 5 mm.). Junto con estos minerales se observan en la roca cantidades variables de biotita, granates redondeados y euhedrales en proceso de biotización-cloritización (figura 4) y prismas cortos de cordierita. Estos dos últimos silicatos casi nunca suelen encontrarse incluidos en los megacristales.

Petrografía.—La formación tiene una notable uniformidad petrográfica. Exceptuando variaciones locales en la proporción megacristales/mesostasis, no se registran en el interior de este microgranito grandes cambios; hay por lo tanto una sola facies común. Sin embargo, es interesante la formación marginal de grano fino que puede considerarse como una facies de mesostasis granítica diferenciada con carácter aplítico.

La facies normal (común) está constituida por megacristales, por cristales de 4 a 5 mm. de longitud y una mesostasis holocristalina de grano variable (figura 5); muy fino en el NW de la formación. Los megacristales son de feldespato potásico, plagioclasas y cuarzo (\pm granate \pm cordierita), el fémico representativo es la biotita y la mesostasis panxenomórfica está formada por: plagioclasa, biotita, feldespato potásico, circón, apatito y moscovita, caracterizados por sus hábitos poiquilíticos y su acción corrosiva sobre minerales de paragénesis anteriores.

El carácter mineralógico y textural de estas rocas es consecuencia de una cristalización primaria de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita



FIG. 3

Afloramientos de la ribera de Araya (carretera nueva de Garrovillas). Obsérvese el tamaño de los megacristales de feldespato



FIG. 4

Afloramientos de la ribera de Araya. Los puntos negros corresponden a cristales de granate y a prismas idiomorfos de cordierita

y una cristalización posterior de los minerales de la pasta que corroe a los fenocristales. No obstante, además de este efecto corrosivo, en gran parte de las preparaciones y de manera especial en las más típicamente porfídicas de la terminación septentrional, la mesostasis penetra a veces en los megacristales de cuarzo y feldespato a través de fracturas.

Feldespato potásico.—Es el mineral más abundante en estas rocas. Corresponde por lo menos a dos generaciones muy claras. La primera forma grandes fenocristales subidiomórficos o alotriomorfos de ortosa pertítica, a veces con estructura Rapakivi. No suele ser rico en inclusiones. El tipo de pertitización es variable y de génesis algo problemática, ya que en la misma preparación pueden encontrarse pertitas típicas con morfología similar a la “string-perthite” y feldespatos potásicos con pertitas similares a las de sustitución. Con frecuencia se observan maclas de Karlsbad. El ángulo de los ejes ópticos es bastante grande, con valores $2V_x = 74 \pm 2^\circ$.

El feldespato potásico de generación tardía se caracteriza por su menor tamaño, su aspecto anhedral y su tendencia marcadamente blástica. Se trata por consiguiente de un mineral relativamente póstumo. Es pertítico como los fenocristales aludidos anteriormente, muy rico en inclusiones y algunas veces, está parcialmente microclinizado. No obstante la microclinización no es un fenómeno privativo de los feldespatos de la mesostasis. Muchos de los cristales de tamaño intermedio presentan señales de microclinización irregular. Tanto unos como otros suelen estar poco alterados. En los fenocristales es frecuente observar un enturbiamiento general y en el feldespato mesostático una sustitución por moscovita tardía blástica.

Plagioclasas.—Corresponden a dos generaciones: la primera formada por grandes fenocristales idiomorfos o subidiomorfos con zonado continuo, a veces casi imperceptible. La composición de las zonas del núcleo más básicas oscila entre 27 y 31 % An. Las zonas periféricas, algo más ácidas, tienen composiciones comprendidas entre 22 y 25 % An. Es por tanto una zonación muy débil. Tienen inclusiones de cuarzo, biotita y circón y suelen presentar una alteración muy irregular con zonas sericítico-caoliníticas difusas. Las leyes de macla más frecuentes son albita y albita-carlsbad.

La plagioclase II se caracteriza por un hábito más anhedral y por ser más rica en inclusiones que la plagioclase I; fenómeno lógico, ya que su cristalización es simultánea a la de la mayoría de los cristales de la mesostasis. Su alteración es siempre mucho menor y la basicidad oscila entre 22 % An (núcleos básicos de la mesostasis) y 9 % An en la periferia. Este fenómeno corresponde a una albitización tardía.

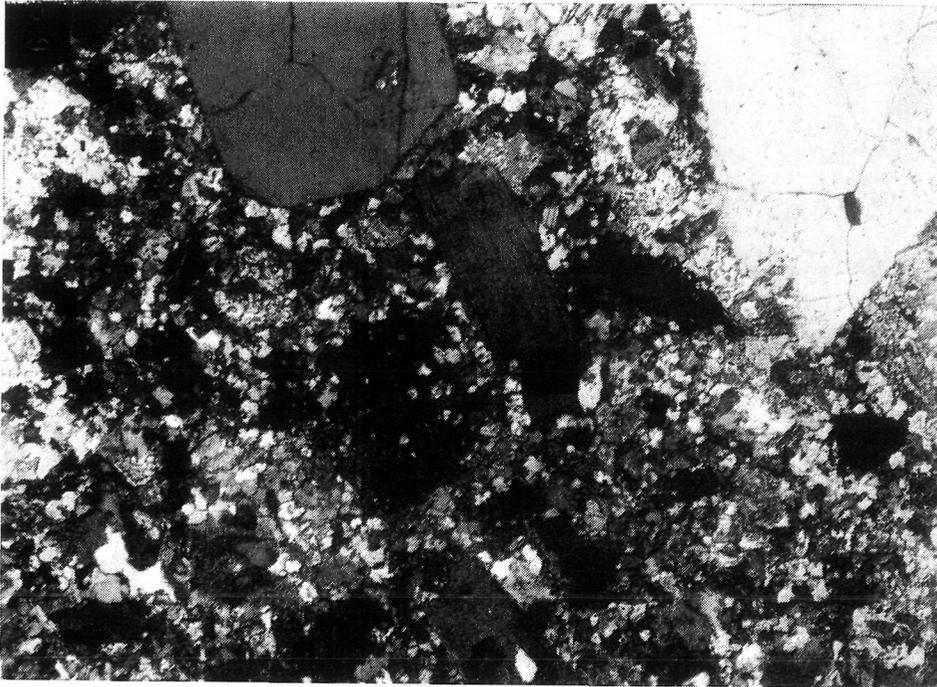


FIG. 5

*Microgranito granatífero. Facies común.
x 33, Nic. X*

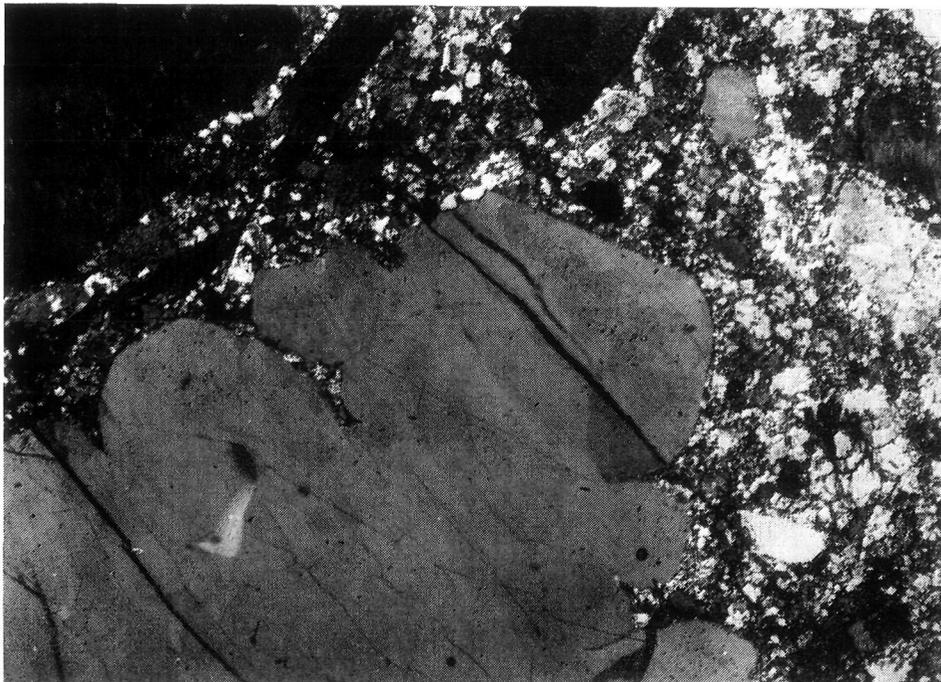


FIG. 6

*Detalle de los golfos de corrosión en los cristales de cuarzo.
x 33, Nic. X*

Cuarzo.—Pueden distinguirse perfectamente tres tipos de cuarzo:

- I. Cuarzo porfídico idiomorfo-subidiomorfo
- II. Cuarzo alotriomorfo subredondeado
- III. Cuarzo alotriomorfo blástico

El cuarzo I es de alta temperatura invertido. Es siempre euhedral o subhedral con superficies totalmente marcadas por grietas que en ocasiones han servido como vías de acceso a la mesostasis. No es raro encontrar cristales con abundantes golfos de corrosión, especialmente en la parte nor-occidental de la formación microgranítica (figuras 6 y 7). Su color es aceitoso, a veces posee ligeros tonos azulados y rosáceos. Son pobres en inclusiones.

Dentro de la roca, el cuarzo I tiene disposición irregular, observándose sineusis entre ellos con cierta frecuencia. Esto parece indicar que al contrario de lo que ocurre en rocas graníticas normales, el cuarzo ha cristalizado inicialmente en un medio de baja viscosidad.

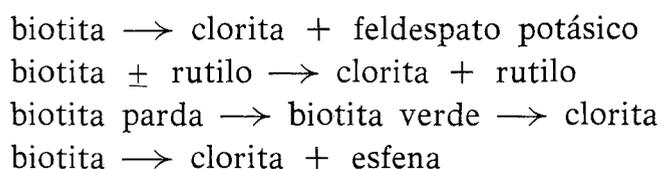
El cuarzo II forma parte de la mesostasis, es anhedral o subhedral. También se encuentra con relativa frecuencia incluido en los bordes de las plagioclasas y feldespatos potásicos de primera generación.

Por último el cuarzo III es de mayor tamaño que el cuarzo II y sus bordes no son curvados como los de aquel sino irregulares. Su proporción es muy variable e incluso llega a desaparecer en algunas muestras. Tiene un marcado carácter blástico, englobando cuarzo II, feldespato potásico II y plagioclasa II.

Biotita.—Aunque el tamaño de las láminas de biotita sea mucho mayor que el de los cristales de la "pasta", debe considerarse como mineral de mesostasis, no obstante haber cristalizado en una fase muy temprana, anterior incluso a los megacristales. Su color es n_x =gris amarillento y $n_y=n_z$ =pardo oscuro, algo rojizo.

Conserva el idiomorfismo muy difícilmente, ya que es corroída parcialmente por cuarzo II. La corrosión comienza a realizarse con preferencia según planos perpendiculares a [001]. Otro de los rasgos característicos de las biotitas de esta formación es la abundancia de inclusiones aciculares de rutilo con disposición sagenítica junto a inclusiones muy abundantes de circón ± apatito e ilmenita.

Entre los procesos de transformación más notables registrados en las biotitas de este granitoide destacan los siguientes:



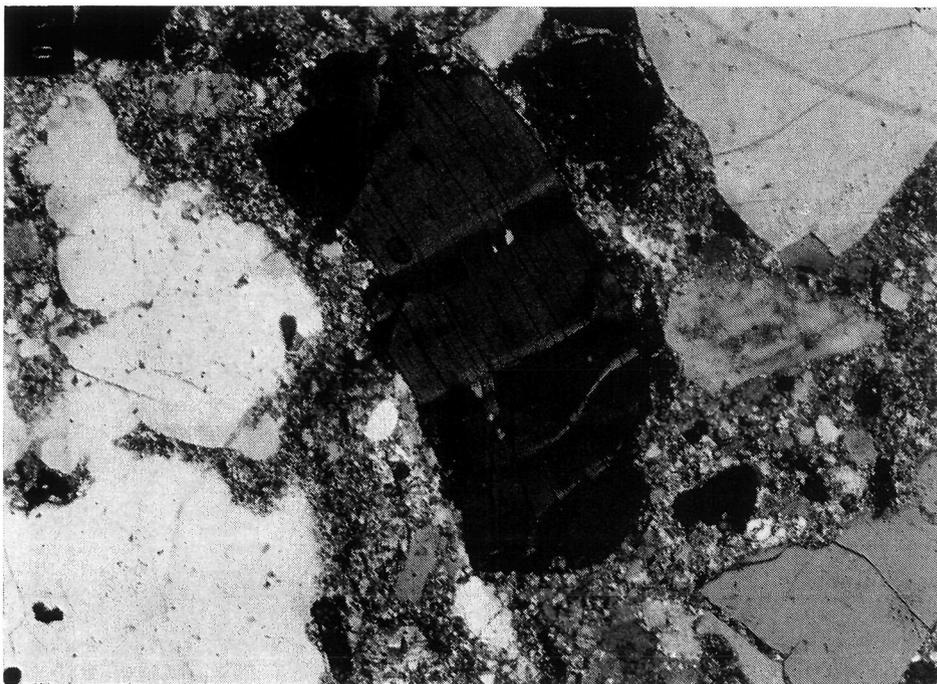


FIG. 7

Microondulaciones y "Kink bands" en las biotitas del microgranito. Obsérvese igualmente el aspecto de los cristales de cuarzo y feldespato, de tamaño medio y de la pasta afanítica. x 33, Nic. X

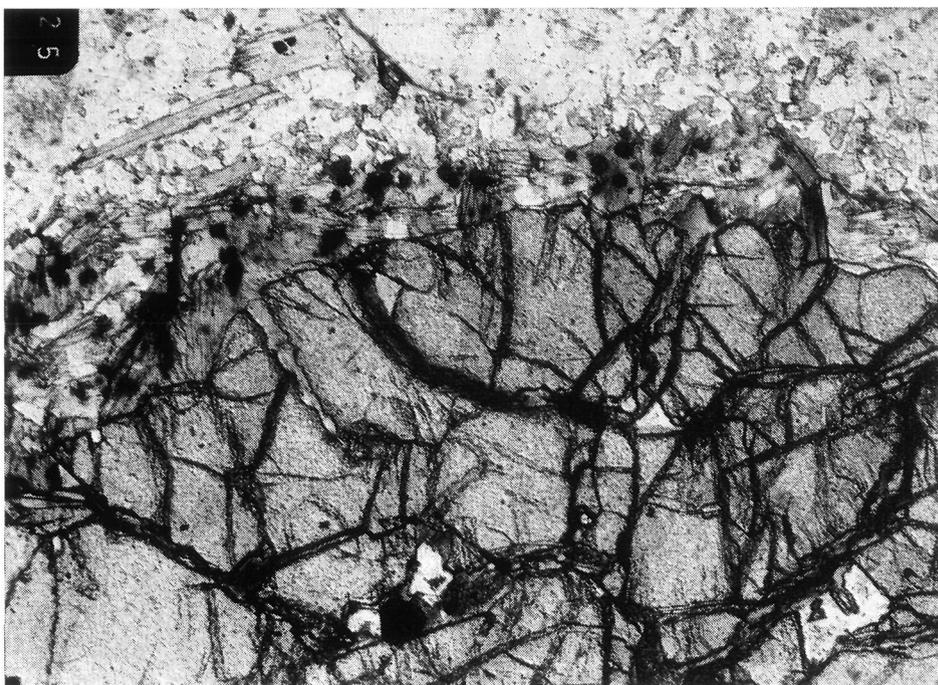


FIG. 8

Detalle de los granates del microgranito rodeado de biotita-clorita con halos pleocroicos y pequeños gránulos de cordierita. x 33, Nic. //

Un aspecto microestructural interesante en la morfología de la biotita es la intensa y constante de crenulación y "kink bands" encontradas en un alto porcentaje de láminas (figura 7). Esta deformación se ha realizado por completo dentro del campo de estabilidad de la biotita, ya que no produce en manera alguna transformaciones minerales importantes. Los planos de kinking y microcrenulaciones en las diversas láminas no guardan ningún tipo de paralelismo y parecen independientes de la tectónica regional.

Granate.—Aunque debido a su tamaño y dispersión no suele aparecer con excesiva frecuencia en láminas delgadas, en el campo es abundantísimo. El tamaño medio oscila entre los 5 a 8 mm. de diámetro, aunque se llegan a encontrar algunos cristales de 10 a 12 mm. Se alteran con facilidad, pasando a productos micáceos (biotita-clorita) (figuras 8 y 9).

Mediante Rayos X se ha obtenido un parámetro de celdilla $a=11.529$. Este valor y las intensidades relativas de las reflexiones más fuertes se acercan mucho a la composición ideal del almandino. No tienen muchas inclusiones; suelen encontrarse con relativa frecuencia cristales de apatito, circón, biotita y opacos.

Cordierita.—Es idiomorfa o subidiomorfa, con hábito hexagonal marcado. Normalmente se transforma en pinnita verdosa y en una sustancia amarillento-parduzca casi isótropa surcada por venillas de hábito serpentínico. La pinnitización parece ser un proceso de alteración más avanzado que el anterior. Los análisis de difracción de Rayos X que hemos realizado sobre cordieritas alteradas ponen de manifiesto la existencia de una mezcla de moscovita-clorita, siendo la primera mucho más abundante que la segunda.

Esfena.—Abunda en las rocas algo alteradas en las que se produce transformación de biotita a clorita. El titanio contenido en las agujas de rutilo y en los bastones de ilmenita pasa íntegramente a formar cristales anhedrales de esfena débilmente pleocroica.

Consideraciones paragenéticas.—En todas las rocas de carácter porfídico hay que tener en cuenta en primer lugar la existencia de dos episodios distintos en la cristalización de dichas rocas:

- a) cristalización de fenocristales
- b) cristalización de mesostasis

dichos episodios se suceden sin solución de continuidad, debido posiblemente a cambios bruscos en las condiciones de presión. A las fases de cristalización ortomagmática hay que añadir una última fase tardía posmagmática en la que adquieren especial interés una serie de cristalizaciones blásticas tales como las de la moscovita, feldespatos potásicos tardíos, albita y cuarzo III?

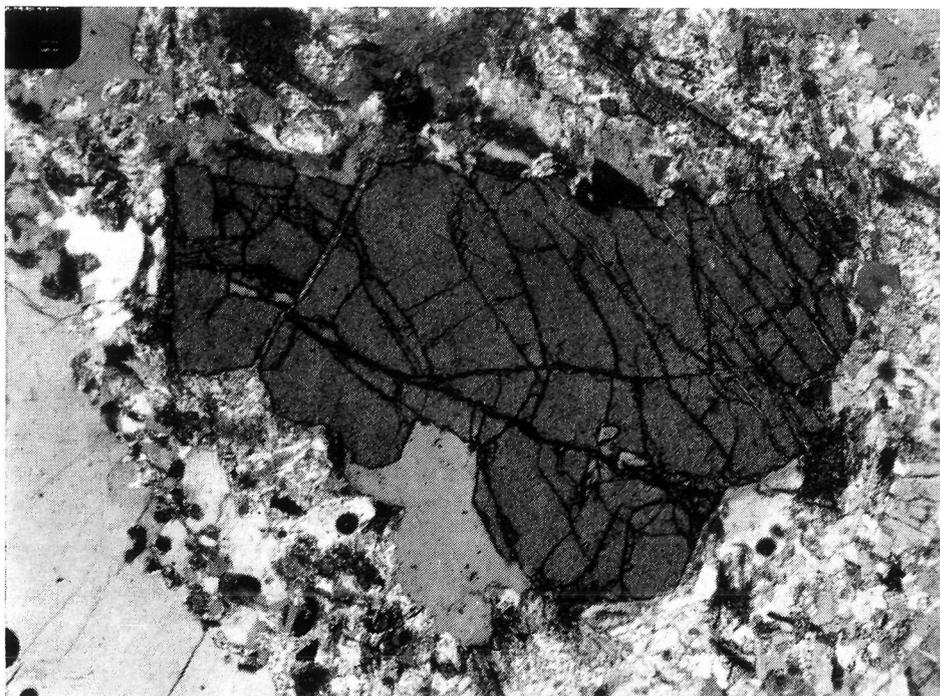


FIG. 9

*Aspecto de un granate anhedreal, corroído parcialmente por los minerales de la pasta.
x 33, Nic. parcialmente cruzados*

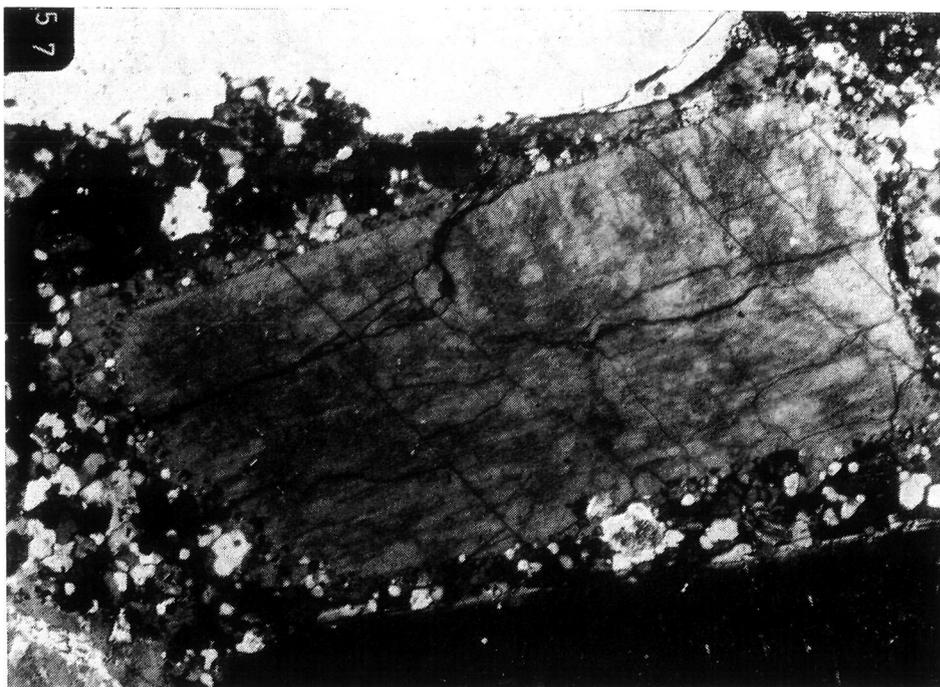


FIG. 10

*Cristal de feldespato potásico perítico con aureola feldespática repleta de cristalitos
de cuarzo. x 45, Nic. X*

La cristalización de la fase ortomagmática comienza con los minerales accesorios circón y apatito. Aunque existe un cierto solapamiento en la cristalización de estos dos minerales, es un hecho que la cristalización principal del apatito se ha realizado algo más tarde que la del circón, ya que lo incluye con cierta frecuencia.

En el esquema adjunto pueden apreciarse de forma esquemática las sucesiones minerales deducidas por las relaciones espaciales entre los minerales de la roca.

ORDEN DE CRISTALIZACION

	Fases ortomagmáticas	Fases postmagmáticas
Circón
Apatito
Biotita
Granate
Cordierita
Plagioclasa I	An ₃₀ An ₂₀
Cuarzo I
Feldespato potásico I
Plagioclasa II An ₂₂ An ₉
Feldespato potásico II
Cuarzo II
Cuarzo III
Moscovita
Turmalina

La fase ortomagmática se caracteriza por una cristalización muy temprana de cuarzo y feldespato potásico, seguida por un nuevo ciclo de cristalización de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico realizado bajo nuevas condiciones de P y/o T. La cristalización ortomagmática del feldespato potásico parece que no ofrece lugar a dudas, sobre todo en los cristales de mediano tamaño en los que se observa una aureola feldespática repleta de cristalitas de cuarzo II que ha comenzado a cristalizar simultáneamente con las fases finales del feldespato potásico I (figuras 10 y 11). Esta aureola e incluso el interior del cristal es corroida por cuarzo III blástico.

El feldespato potásico ha comenzado a cristalizar algo más tarde que la plagioclasa I, biotita y cuarzo I de alta temperatura, que muchas veces se presentan como inclusiones dentro del mismo. No obstante, en toda esta

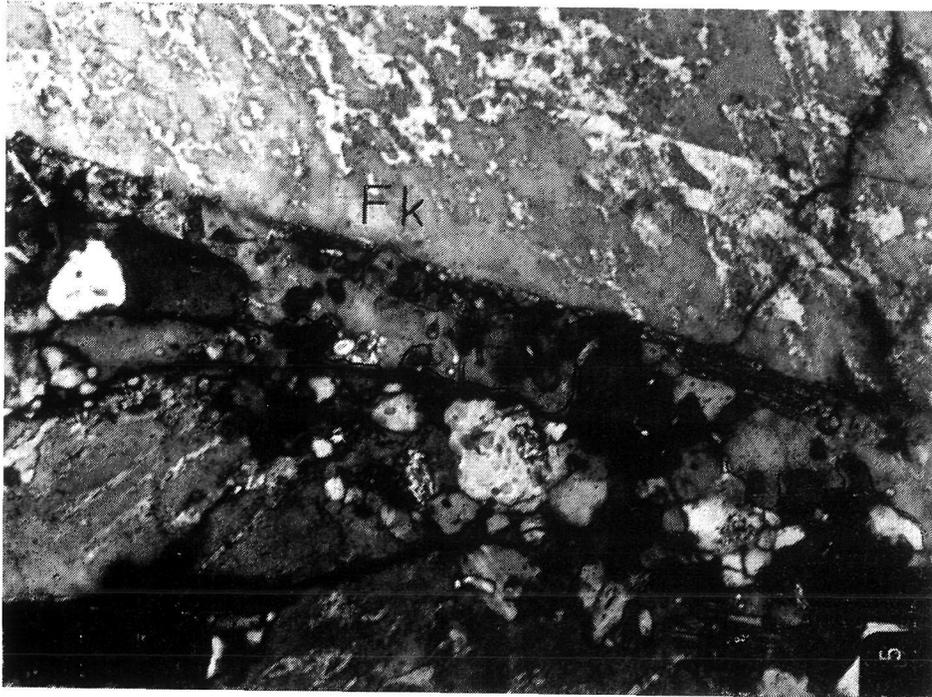


FIG. 11

Detalle de una de las aureolas feldespáticas con inclusiones de la pasta. El contorno sinuoso de la aureola ha sido resaltado con un trozo negro. x 125, Nic. X

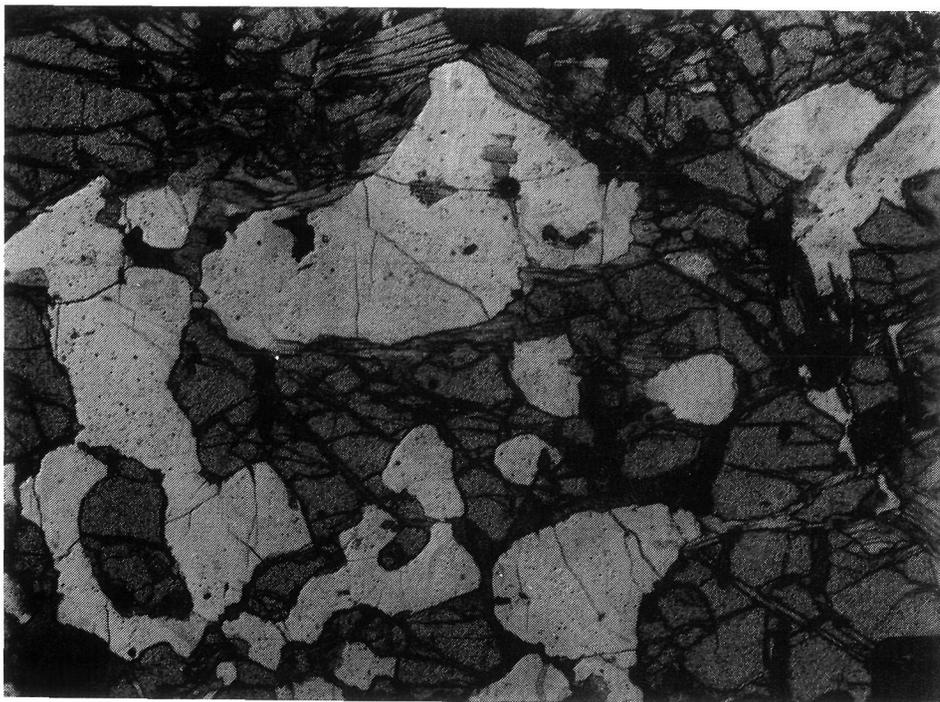
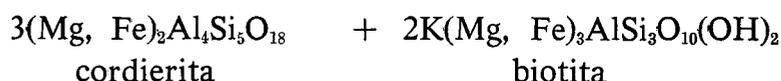


FIG. 12

Aspecto parcial de un cristal de granate con inclusiones poiquilíticas de cuarzo. Obsérvese también la transformación del granate en biotita en algunas grietas y en los contactos cuarzo-granate. x 33, Nic. //

primera fase de cristalización principal, la sucesión mineral está extraordinariamente solapada, siendo la biotita relativamente el mineral más precoz y el feldespato potásico el más tardío. La posición paragenética del granate y la cordierita es problemática, ya que es muy raro encontrarlos incluidos en los fenocristales. No obstante, el hecho de englobar apatitos idiomorfos, circones y láminas de biotita idénticas a la del resto de la roca parece indicar un comienzo de cristalización algo posterior. En algunos cristales idiomorfos de granate parece haberse dado una sineusis y recristalización simultánea de cuarzo I y granate (figura 12).

La cordierita ha cristalizado claramente algo más tarde que el granate. Una de las características petrográficas más interesantes es la frecuente presencia de cordierita anhedral alrededor de núcleos de granate. La reacción clásica para el proceso de transformación de granate en cordierita



explicaría satisfactoriamente el proceso si se cumpliesen las siguientes condiciones:

- a) existencia de moscovita primaria
- b) sustitución de granate por una mezcla de cordierita-biotita

La primera condición no se cumple, ya que la cristalización del granate y cordierita se ha realizado dentro del campo de estabilidad del feldespato potásico no el de la moscovita, que en estas rocas aparece únicamente en las fases postmagmáticas. En segundo lugar, además de la cordierita ligada espacialmente al granate aparece con mucha frecuencia cordierita idiomorfa totalmente independiente transformada en pinnita o en una mezcla de moscovita-clorita secundaria. Esta particularidad textual de la cordierita ligada al granate, parece indicar claramente que la cordierita se forma en un estadio muy avanzado después de la cristalización principal del granate y la biotita y por ello nuestra opinión es que la relación cordierita-granate está motivada por coalescencia de cordierita en torno a los cristales de granate, o por reacción del líquido magmático con los granates sometidos a nuevas condiciones de PyT.

La segunda generación de minerales sálicos tiene características diferentes en varios aspectos: tendencia a cristalizar con formas anhedrales, cristalización más rápida y mayor solapamiento entre las nuevas fases (Plagioclasa II, Feldespato potásico II y Cuarzo II) (figura 13). Entre los feldespatos potási-

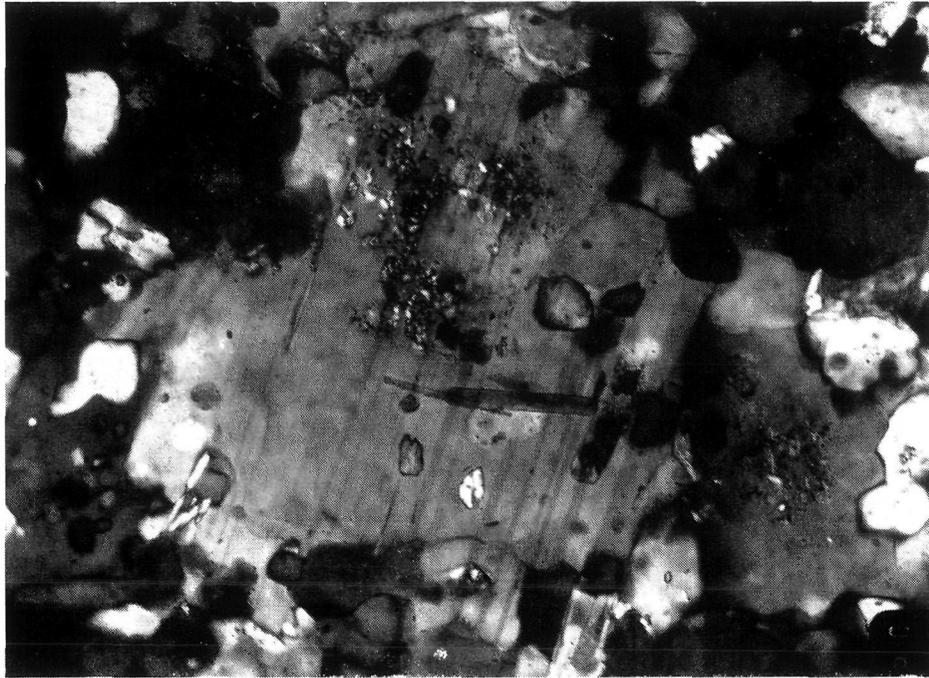


FIG. 13

Plagioclasa ácida de segunda generación englobando a los restantes minerales de la pasta. x 325, Nic. X

cos de segunda generación se observa mayor proporción de microclinas típicas y las plagioclasas II tienen un zonado discontinuo con cambios muy bruscos de basicidad, con núcleos más o menos uniformes de 20-22 % An y una estrecha banda periférica con zonado continuo mucho más ácido, con con-

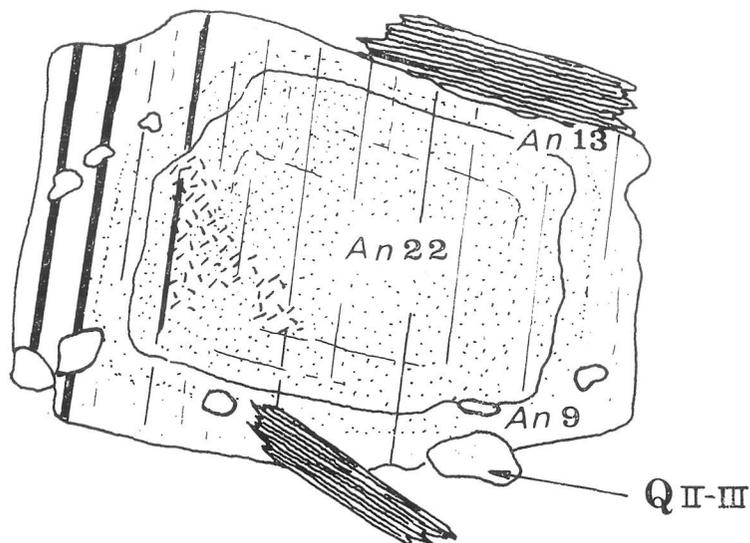


FIG. 14

Plagioclasa, débilmente zonada, con corona albitica

tenidos de anortita comprendidos entre 13 % An en la parte interna a 9 % An en la periferia. Esta segunda banda se ha formado parcialmente al mismo tiempo que el Cuarzo II, tratándose de una corona de acidificación parcialmente blástica ligada a los fenómenos de transición de estadio magmático a postmagmático (figura 14).

Los últimos procesos claramente blásticos son, sucesivamente, cristalización de cuarzo III, que corroe intensamente los minerales de la mesotaxis cuarzo feldespática, moscovitización caracterizada por la presencia de moscovita anhedral, posterior a los anteriores minerales y localizada casi exclusivamente en la pasta. La escasa moscovita-sericita observada en los fenocristales se debe a procesos de sericitización de temperatura más baja. La turmalina subhedral o anhedral es prácticamente el último mineral de la fase postmagmática con el que se cierra el ciclo evolutivo principal de la roca.

CARACTERES PETROQUIMICOS

En el cuadro I se presentan cuatro análisis, los tres primeros corresponden a la facies común y el CG-141 a la facies de grano fino de tendencia aplítica. Químicamente son rocas semisálicas, de alcalinidad intermedia y pobres en "c". El análisis de la muestra CG-141 tiene valores de "fm" considerablemente bajos ya que la facies aplitoide es pobre en fémcicos. En conjunto tienen bastantes afinidades con los magmas de tipo trondjemítico. Las diferencias químicas con respecto a los granitos de megacristales feldespáticos de Cabeza de Araya son pequeñas (CORRETGE 1971).

RELACIONES FELDESPATO POTASICO-PLAGIOCLASA Y PROCESOS DE FELDESPATIZACION

En la petrografía del microgranito de megacristales, el objeto de este estudio, es necesario destacar dos aspectos importantes:

- 1.º Relación feldespato potásico-plagioclasa
- 2.º Coexistencia de almandino-cordierita

Respecto al primer punto el principal problema presentado es la presencia de varios tipos de feldespato, concretamente cuatro, pertenecientes como mínimo a dos generaciones:

- a) Megacristales de feldespato potásico con zonado débil, pertíticos y con inclusiones de plagioclasa-biotita.

- b) Fenocristales de feldespato potásico, con pertitización tipo "strings".
- c) Feldespato potásico similar al anterior pero con pertitización de sustitución.
- d) Feldespato potásico anhedral y blástico localizado en la mesostasis.

MICROGRANITOS GRANATIFEROS DE MEGACRISTALES

Localidad: Sur de Garrovillas (Cáceres)

	NUMERO DE MUESTRA			
	CG - 184	CG - 185	CG - 141	CG - 192
SiO ₂	68,45	71,06	70,50	72,96
Al ₂ O ₃	14,99	14,48	15,12	14,75
Fe ₂ O ₃	5,27	3,84	3,72	0,82
FeO	1,00	0,88	0,96	0,66
MnO	0,10	0,06	0,08	0,06
MgO	1,17	1,30	1,00	0,76
CaO	0,60	0,82	0,56	0,36
Na ₂ O	3,10	3,41	2,93	3,32
K ₂ O	4,73	3,47	4,48	4,09
TiO ₂	0,31	0,29	0,32	0,13
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,21	0,19
P. C.	0,80	1,07	0,96	0,94
TOTAL.....	100,71	100,86	100,74	99,04
si	335,89	382,03	373,57	452, 62
al	43,33	45,86	47,20	53,91
fm	32,52	30,16	27,33	14,58
c	3,15	4,72	3,17	2,39
alk	29,53	29,65	30,17	36,13
mg	0,26	0,34	0,29	0,49

Analista: Dr. J. Saavedra y col. Sección de Mineralogía, I.O.A.T.O. Salamanca.

CUADRO I

Los cristales de tamaño medio (b) con morfología típica de pertita de sustitución presentan todas las características de una plagioclasa sustituida paulatinamente por feldespato potásico. El contenido en anortita de la plagioclasa "pertítica" llega a alcanzar una basicidad de 25 % An. No se trata, por tanto, de una fase albítica procedente de una desmezcla simple de un feldespato alcalino originariamente hipersolvus, sino de una feldespatización. Como se ha dicho anteriormente coexisten dos tipos de fenocristales, junto con otros de extraordinarias dimensiones, a los que damos una denominación distinta: megacristales. De los dos primeros uno de ellos es pertítico ("strings albíticos"), idiomorfo o subidiomorfo y débilmente corroído por la pasta. El otro es similar al anterior pero con gran cantidad de plagioclasa monomineral y morfología en cierto modo similar a la de las pertitas de sustitución. No existe ninguna evidencia de que la asociación íntima feldespato potásico-plagioclasa (pertita de sustitución) se haya producido por sustitución tardía de las plagioclasas por feldespato potásico de la mesostasis. En apoyo de esta idea está el hecho de que existen muchísimos fenocristales de plagioclasas sin el menor signo de feldespatización, a pesar de estar rodeadas por abundante feldespato potásico tipo (d) (anhedral-blástico). No parece, por tanto, probable, que una feldespatización tardía haya respetado caprichosamente algunos fenocristales de plagioclasa y sustituido al resto casi por completo. La sustitución por ello se ha debido realizar antes que las asociaciones minerales de la mesostasis comenzasen a actuar de forma activa, con procesos corrosivos ortomagmáticos y postmagmáticos. El mecanismo de esta sustitución es difícil de investigar. Una hipótesis inicial que resuelve algunos puntos, pero deja sin explicar otros, es admitir que el feldespato potásico y la plagioclasa comienzan a cristalizar prácticamente a la vez, sin producirse sineusis notables entre estos dos minerales. En este caso el feldespato cristaliza como un feldespato potásico normal, que sufre una pertitización tipo "string" en una fase más tardía. En el caso de una cristalización próxima o íntima de plagioclasa y feldespato potásico motivada por sineusis entre estos minerales se produce una fuerte sustitución de plagioclasa por feldespato (morfología similar a las pertitas de sustitución).

Estos cristales de feldespato potásico-plagioclasa suelen tener formas similares a las plagioclasas I y son más idiomorfas que los feldespatos simplemente pertíticos. Dicha sustitución o intercrecimiento precoz significaría un cierto desequilibrio en la fase de cristalización ortomagmática de estos minerales.

Otra explicación posible, con algunos matices algo diferentes, sobre la hipótesis anteriormente expuesta, es considerar las asociaciones plagioclasa-feldespato potásico como relación epitáxica, tal como proponen KRAUT, TERMIER y TERMIER (1967) en su estudio petrográfico de los granitos anfibólicos

del macizo de Tichka (Marruecos). En efecto el microgranito de Bou-Mater, que describen con detalle, tiene algunos aspectos petrográficos muy similares al microgranito con megacrístales de Garrovillas. En ambos, el feldespato potásico (microclina en el microgranito de Bou-Mater) tiene los límites jaloados por cristales de la pasta. Más tarde el feldespato continúa creciendo como porfidoblasto durante sus fases finales y de mesostasis. También se observan en los dos las interesantes asociaciones de plagioclasa y microclina

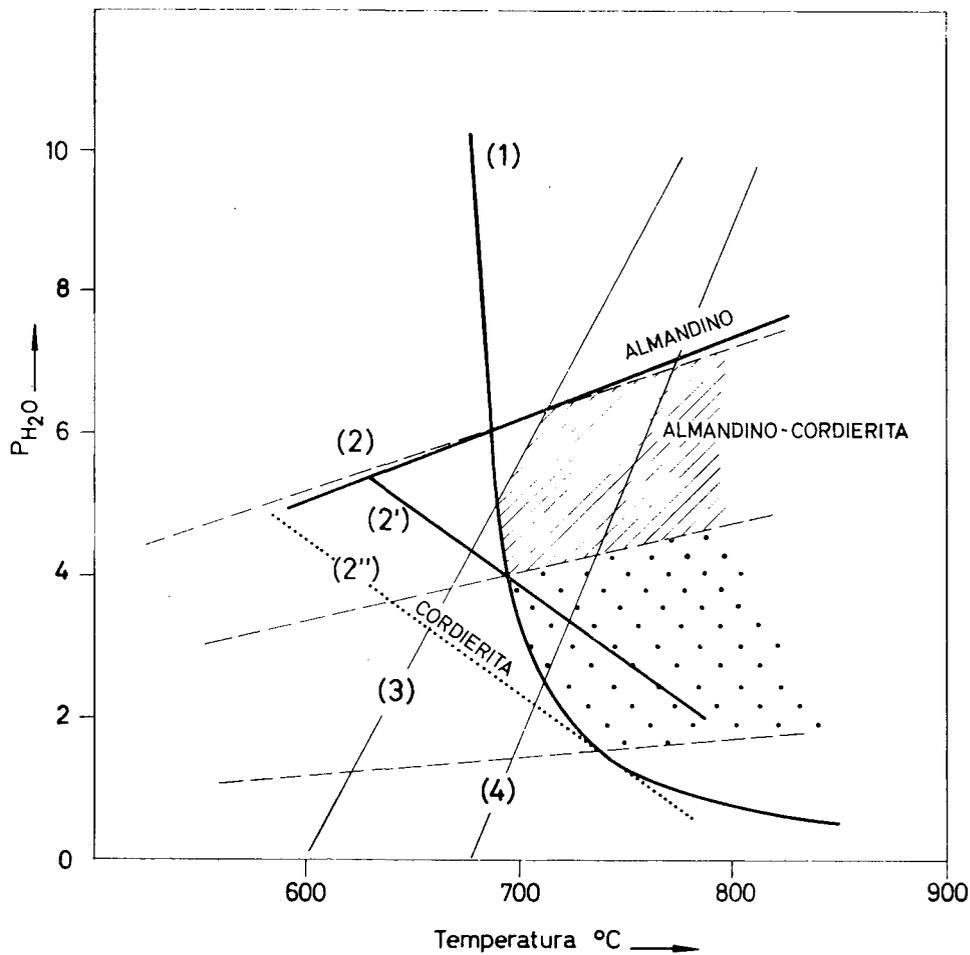


FIG. 15

Rayado: *límite teórico probable en la formación del granitoide Bi - Cor - Alm de Garrovillas.*

Punteado: *efecto del [OMn] en el campo p_{H_2O} - T. El campo de estabilidad del granitoide queda ampliado hasta 1.5 kb p_{H_2O} .*

- (1): *Curva de fusión de las granodioritas con oligoclasa-andesina. (WINKLER, 1965; PIWINSKI y WYLLIE, 1968).*
- (2 y 2'): *El área limitada por estas dos curvas corresponde al campo de estabilidad de (biot. - alm. - cord. - Al_2SiO_5 - H_2O), para una relación $Fe^{2+} / Fe^{2+} + Mg = 0.8$ (HIRSCHBERG y WINKLER, 1968).*
- (2''): *Descenso hipotético del límite inferior de estabilidad de los granates con aumento de OMn en el sistema.*
- (3): *Inversión cuarzo α - cuarzo β (YODER, 1950).*
- (4): *Línea crítica Ab-Or (MORSE, 1970).*

(o feldespato potásico) que acabamos de estudiar. El hecho de que al observar las preparaciones al microscopio con compensador se aprecie una orientación óptica prácticamente idéntica en las plagioclasas-feldespatos potásicos asociados ha sido interpretado como intercrecimiento epitáxico por estos autores franceses.

Coexistencia de Almandino y Cordierita.—Las relaciones de estabilidad de la cordierita y el almandino durante el metamorfismo no se han conocido plenamente hasta la publicación del trabajo experimental de HISCBERG y WINKLER (1968). En él se demuestra que existe un campo, limitado por dos curvas, en el que son estables las siguientes fases: almandino + biotita + cordierita + Al_2SiO_5 (figura 15). El diagrama adjunto se ha realizado para un sistema en el que la relación $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ es igual a 0,8. Con pequeñas adiciones de MnO el campo de estabilidad cordierita-cordierita + almandino disminuye notablemente.

Las asociaciones de cordierita-biotita-granate parecen desarrollarse siempre en rocas con una relación Mg/Fe/Al completamente diferente de las asociaciones cordierita-biotita-hiperstena (BARD, 1969). En este sentido es muy probable que la composición de las biotitas controla directamente la aparición de asociaciones de uno de estos dos tipos:

- a) Cordierita-granate
- b) Cordierita-hipertena

A título de ejemplo comparativo podemos presentar el diagrama AFM realizado con algunas asociaciones mineralógicas en los neises silíceo-alumínicos y en los charnockíticos de la zona C del metamorfismo de Aracena (BARD, 1969). En este diagrama (figura 16) realizado según los métodos de REINHARDT (1968) Bard comprueba cómo las biotitas magnesianas con proporciones $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ comprendidas entre 0,24 y 0,28 no están en equilibrio con almandinos sino con ortopiroxenos, mientras que en caso de la biotita ferrífera, con proporciones $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ igual a 0,37 o mayores, la fase estable es el almandino.

El "granito" de Bi+Al+Cor, de Garrovillas, la biotita es muy rica en Fe, según hemos comprobado por métodos difractométricos. Por lo tanto el campo de estabilidad de las asociaciones félicas de esta roca está de acuerdo con el esquema metamórfico de Bard.

Consideraciones generales sobre el granitoide.—Aunque la lógica obliga a pensar que el proceso de fusión crustal no excluye otros procesos de formación de granitos, ampliamente observados y estudiados, mantenemos la idea de que la fusión a niveles profundos es el factor más importante en el proceso de removilización de zócalos.

Los datos petrográficos confirman que la cristalización de Almadino-Cordierita es una cristalización, al menos en gran parte, pirogénica; realizada prácticamente al mismo tiempo que el Cuarzo I y la Plagioclasa I. Por ello la coexistencia del almandino + cordierita como tales fases ortomagmáticas demuestra que la mezcla granítica, formada y localizada en la corteza, ha estado sometida posiblemente a un sobrecalentamiento supletorio por encima de la curva de fusión mínima de las granodioritas WINKLER (1965), PIWINSKI y WYLLIE (1968). Se pueden aportar varias razones:

1. Cristalización inicial de cuarzo como fase de alta temperatura.
2. Cristalización de feldespato potásico hipersolvus.
3. Evidencia de una homogeneización de la mezcla granítica ya que no hay ni estructuras anatécicas ni restos de rocas metamórficas de medio o alto grado sin "digerir".

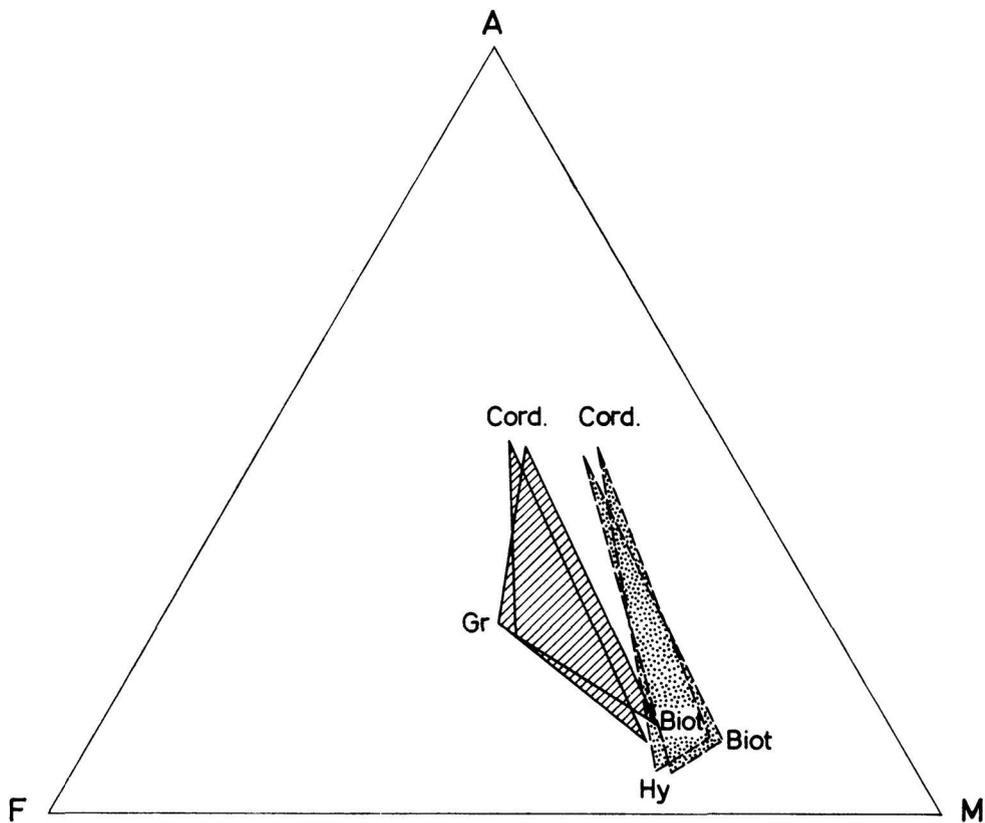


FIG. 16

Diagrama AFM y relaciones de fase entre Biotita, Cordierita, Hyperstena y granate en los neises silíceo-alumínicos y neis charnoquíticos de la zona C (Metamorfismo de Aracena). Según BARD (1969)

Atendiendo exclusivamente a las curvas de fusión de granodioritas de WINKLER, PIWINSKI y WYLLIE (op. cit.) y las de HISCBERG y WINKLER (1968)

vemos que el granitoide ha podido formarse por fusión anatética o asimilación con fusión total de rocas de corteza en un campo geotérmico comprendido entre los límites aproximados $60^\circ/\text{Km.}$ y $73^\circ/\text{Km.}$, es decir, equivalente a condiciones metamórficas de alto grado, desarrolladas en un amplio campo de presiones similar a los existentes entre los metamorfismos Buchan y Abukuma-Ryoke como casos límites. Ello significa que las bolsas magmáticas han podido formarse entre los 20 y 13 Km. de profundidad si el contenido en agua es alto y prescindiendo de la proporción de Mn en los almandinos. (En realidad la composición de los granates estudiados es $\text{Al}_{75}\text{Py}_{20}\text{Sp}_5$, este contenido en espersantina puede bajar el límite inferior de estabilidad del almandino incluso varios Kb, con lo que el límite superior de 13 Km.—3,9 Kb es totalmente insatisfactorio). Naturalmente la cantidad disponible de agua y otros volátiles regula la proporción de líquido formado a una profundidad determinada una vez alcanzado el punto mínimo de fusión. El único handicap para una fusión total es la cantidad de volátiles disponibles en el sistema granítico. Sabemos por los trabajos de TUTTLE y BOWEN (1958) que para que una roca funda completamente deberá existir una cantidad de agua, como volátil más influyente, superior al 8-9 %. Esta cantidad de agua influye de tal manera que si sólo se dispone de un 0,1 % el porcentaje de roca fundida será únicamente de un 1 %. Como es natural un sistema granítico en esas condiciones no puede ascender y se limita a cristalizar in situ. En cambio si el gradiente de T/P sigue actuando en el sistema granítico por encima de la curva de fusión mínima hacia la curva de fusión total, el porcentaje de líquido aumentará y podrá ascender por la corteza ("Theoretically only a granit liquid whose temperature is 960° or higher could reach the surface as liquid". TUTTLE y BOWEN, 1958, pág. 125).

El sobrecalentamiento de una bolsa de magma ácido es un factor difícil de valorar ya que la forma de la curva de fusión "mínimum" del sistema granítico, viene controlada por la riqueza en agua en el sistema. En condiciones muy deficitarias en H_2O ésta estará localizada en los minerales con grupos $(\text{OH})^-$, moscovita y biotita en los metasedimentos pelíticos y hornblenda en los de composición básica. Entonces el agua necesaria para la anatexia de la roca será aportada exclusivamente por los hidratos y por consiguiente la curva "mínimum" de fusión dependerá de la forma y de la posición de la curva de equilibrio de esos hidratos FYFE (1970), BROWN y FYFE (1970).

Si ha existido tal deficiencia en H_2O , la curva "mínimum" tendría pendiente positiva a presiones intermedias y altas y aunque la anatexia tendría lugar a temperaturas más altas. El problema de sobrecalentamiento no existiría ya que la roca fundida puede ascender sin cristalizar, con una pérdida de presión muy grande, hasta niveles muy altos. Como los gradientes térmi-

cos de los metamorfismos hercínicos son altos, la presión en el punto mínimo de fusión variará poco, aunque el trazado de la curva "mínimum" se aleje bastante de la del sistema granítico de TUTTLE y BOWEN (op. cit.).

La consecuencia inmediata que se saca es que el "líquido" microgranítico ha debido ascender desde 13-20 Km. (5,3 Km.-20 Km., en el caso extremo de influencia de MnO) hasta prácticamente la superficie actual, ya que paleogeográficamente el área de Cabeza de Araya estaba estabilizada a comienzos del Mesozoico.

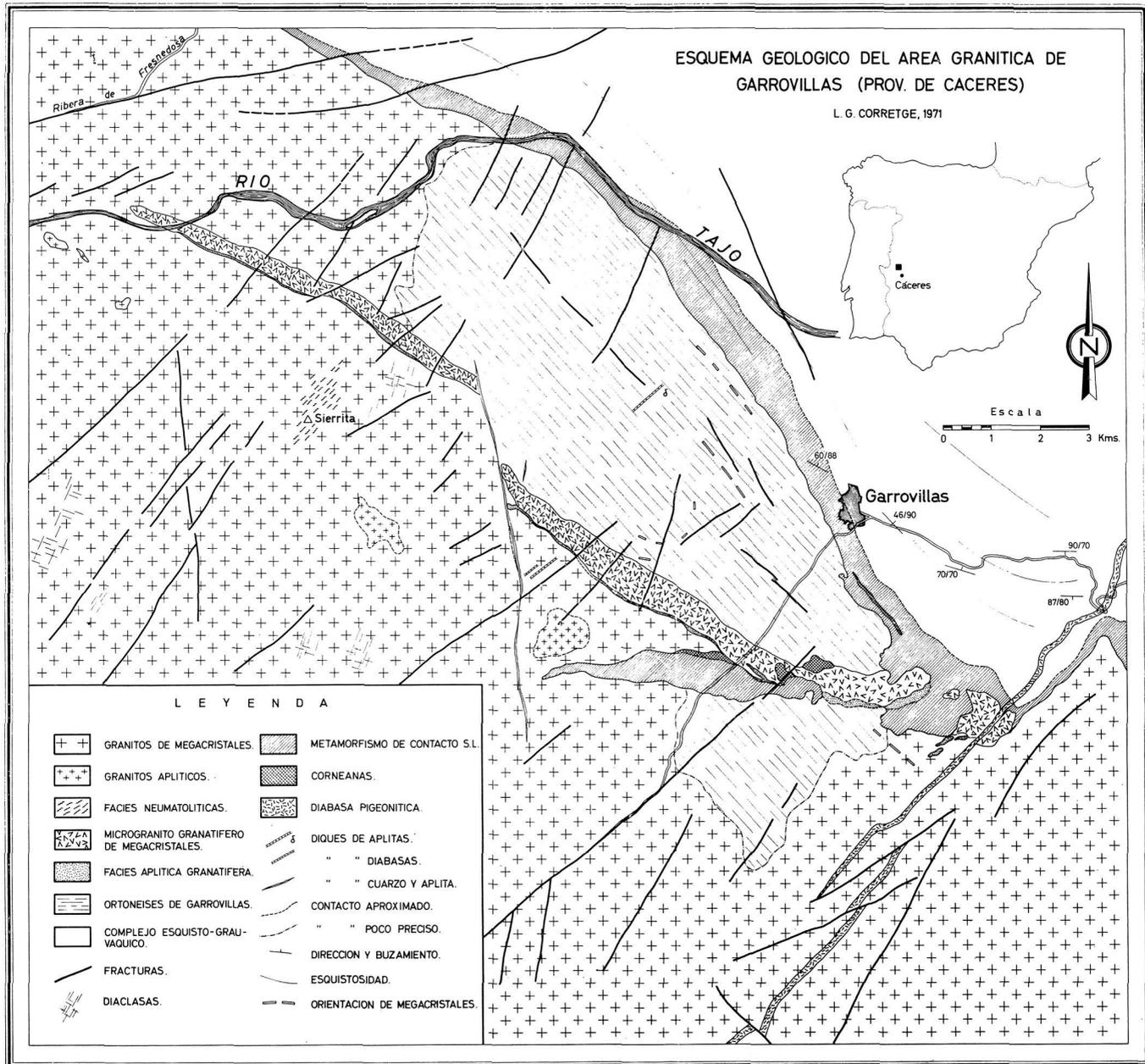
BIBLIOGRAFIA

- BARD, J. P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif de la sierra d'Aracena (Andalousie occidentale)*. Thèse, Montpellier.
- BROWN, G. C. y FYFE, W. S. (1970): *The Production of Granitic Melts during Ultrametamorphism*. Cont. Mineral. and Petrol., 28, pp. 310-318.
- CORRETGÉ, L. G. (1969): *Las diferenciaciones aplíticas cupuliformes en la tonalita de Zarza la Mayor - Ceclavín (Cáceres) y su interpretación petrogenética*. Acta Geológica Hispánica, T. IV, n.º 5, pp. 119-123.
- (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis, Universidad de Salamanca.
- FYFE, W. S. (1970): *Some thoughts on granitic magmas*. In Mechanism of Igneous Intrusion, G. Newal & N. Rast (Editores).
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGÉ, L. G. y SUÁREZ, O. (1971): *Estudio petrológico de la formación plutónica de Zarza la Mayor (Provincia de Cáceres)*. Boletín Geológico y Minero, T. LXXXII-III-IV, pp. 217-233.
- HIRSCHBERG, A. y WINKLER, H. (1968): *Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose*. Contr. Mineral. and Petrol., 18, pp. 17-42.
- KRAUT, M. M. F.; TERMIER, H. y TERMIER, G. (1967): *Etude pétrographique des granites à amphibole du massif du Tichka (Maroc)*. Bull. Soc. Fr. Mineralog. Cristallog., XC, pp. 90-96.
- PIWINSKI, A. J. y WYLLIE, P. J. (1968): *Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon*. Oregon. Ibid., 76, 2, pp. 205-234.
- REINHARDT, E. W. (1968): *Phase relations in cordierite bearing gneiss from the Gananoque area, Ontario*. Canad. J. Earth. Sc. 5, 3, pp. 455-482.
- TUTTLE, O. F. y BOWEN, N. L. (1958): *Origin of granite in the light of experimental studies in the system: Na Al Si₃O₈—K Al Si₃O₈—Si O₂—H₂O*. Geol. Soc. Am., Mem. 74, pp. 1-153.
- WINKLER, H. G. F. (1965 - 1967): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 2 ed. Springer, Berlin, 218 pp.

(Recibido el 5-III-72)

ESQUEMA GEOLOGICO DEL AREA GRANITICA DE
GARROVILLAS (PROV. DE CACERES)

L. G. CORRETGE, 1971



LEYENDA

- | | | | |
|--|--|--|-------------------------------|
| | GRANITOS DE MEGACRISTALES. | | METAMORFISMO DE CONTACTO S.L. |
| | GRANITOS APLITICOS. | | CORNEANAS. |
| | FACIES NEUMATOLITICAS. | | DIABASA PIGEONITICA. |
| | MICROGRANITO GRANATIFERO DE MEGACRISTALES. | | DIQUES DE APLITAS. |
| | FACIES APLITICA GRANATIFERA. | | " " DIABASAS. |
| | ORTONEISES DE GARROVILLAS. | | " " CUARZO Y APLITA. |
| | COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO. | | CONTACTO APROXIMADO. |
| | FRACTURAS. | | " " POCO PRECISO. |
| | DIACLASAS. | | DIRECCION Y BUZAMIENTO. |
| | | | ESQUISTOSIDAD. |
| | | | ORIENTACION DE MEGACRISTALES. |

EL PALEOGENO DEL BORDE SW. DE LA CUENCA DEL DUERO.

I: LOS ESCARPES DEL TORMES

EMILIANO JIMÉNEZ FUENTES*

RESUMEN.—Se describen detalladamente en este trabajo los escarpes paleógenos que se encuentran al N. del río Tormes, entre Salamanca y Babilafuente, estableciéndose tres unidades estratigráficas netamente diferentes que hemos llamado “areniscas de Salamanca”, “de Cabrerizos” y “de Aldearrubia” y que corresponden al Pre-Luteciense, Luteciense y Ludiense respectivamente. Un intento de correlación secuencial ha dado resultados positivos en las dos primeras.

Sus constituyentes minerales y los fósiles encontrados muestran que el clima durante el Eoceno fue húmedo, tropical, con tendencia paulatina hacia la aridez.

El conjunto ha sido afectado por la orogenia alpina, que ha producido una tectónica de fracturas.

SUMMARY.—The detailed study of the paleogene scarps north of the Tormes River between Salamanca and Babilafuente shows the presence of three different stratigraphic units named Salamanca, Cabrerizos and Aldearrubia sandstones respectively and corresponding to pre-Lutetian, Lutetian and Ludian ages. An essay of sequential correlation proved positive with the first and second units. Through the mineral constituents and fossil remnants, a tropical humid climate becoming more arid can be ascertained for Eocene times. At last, the whole region has undergone an alpine orogenic phase with formation of fracture patterns.

INTRODUCCION

Diversos motivos han influido en el retraso de la publicación de esta memoria. Comenzada hace seis años fue la base estratigráfica de nuestra Tesis Doctoral, dada la orientación de los escarpes, su fácil acceso y los hallazgos paleontológicos efectuados. Posteriormente a la exposición de dicha tesis nuestro conocimiento se vio enriquecido con nuevos datos que han confirmado las primeras apreciaciones.

* Departamentos de Geología y Paleontología. Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Centro de Edafología y Biología Aplicada (Salamanca).

En la tesis dividimos el estudio estratigráfico en cinco partes que titulamos: los escarpes del Tormes, la Vega Sur del Tormes, la Armuña y las partes occidental y oriental de la Tierra del Vino. Ahora, para la descripción del Paleógeno salmantino-zamorano, nos proponemos seguir el mismo orden con algunas intercalaciones. Estas derivan principalmente de un mayor conocimiento del borde oriental armuñés y de los pequeños manchones paleógenos al N. del Duero y en el borde S. de la cuenca, así como de las nuevas concepciones tectónicas del Terciario durense. En algún caso se aportarán datos sobre el Mioceno de la región, aunque este tema se salga fuera de nuestra investigación actual.

ANTECEDENTES GEOLOGICOS

En el borde SW de la cuenca del Duero afloran materiales paleógenos, en oposición a la casi totalidad del resto, cuya edad fue ya afirmada a finales del siglo pasado como miocena.

Hasta hace pocos años todos los estudios geológicos regionales se basaban en las dataciones de VILANOVA (1873) en el Paleógeno de Sanzoles (Zamora), de MIQUEL (1906) y CRUSAFONT y TRUYOLS (1957) en el Ludicense de San Morales (Salamanca) y de ROMÁN y ROYO GÓMEZ (1922) y ROMÁN (1923) en el Luteciense de Corrales (Zamora). La cartografía efectuada en el siglo pasado (GIL y MAESTRE 1880, PUIG y LARRAZ 1883) fueron el punto inicial de los trabajos posteriores y, por tanto, muy dados a posibles mejoras. No obstante, estas no se efectuaron dada la dificultad que presenta el terreno, con apenas relieve y muy cubierto por labores agrícolas.

En 1965 todo el conocimiento que se tenía de la región era que existían unos sedimentos paleógenos de edad imprecisa por cuanto unas dataciones los daban como lutecienses y otras como ludienses sin que aparentemente hubiese diferencias entre las diversas localidades y que, en virtud de una inclinación hacia el E. y NE. (inapreciable en el campo), eran cubiertos por los sedimentos neógenos.

En un primer trabajo (ARRIBAS y JIMÉNEZ 1967) nos dimos cuenta de la dificultad que presentaba esta interpretación pero no pudimos resolverla, dejando el Paleógeno como tal y limitándonos a añadir detalles a la cartografía anterior. Lo mismo hicieron LÓPEZ DE AZCONA y cols. (1967) en Salamanca. Simultáneamente es editado el magnífico mapa de la Cuenca del Duero de AERO-SERVICE (1967). En él es muy bien definido el Mioceno, pero el Paleógeno continúa simplificado, aquí como Ludicense.

Durante la realización de nuestra Tesis Doctoral (JIMÉNEZ 1970 b) tuvimos ocasión de comprobar la relativa inexactitud de las antiguas teorías: la

inclinación del Paleógeno no era de rumbo ni amplitud fijos. En algunos puntos intuimos la presencia de fracturas. Al mismo tiempo desglosamos al Terciario Inferior en cuatro sistemas: Pre-Luteciense, Luteciense, Ludiense y Post-Ludiense, siendo los dos centrales fosilíferos. (Los dos primeros no fueron separados cartográficamente).

El concepto se amplía en los trabajos encomendados a la Universidad de Salamanca para la Cartografía Geológica Nacional 1:200.000 (ARRIBAS y JIMÉNEZ 1970, 1972) que, mejor que una recopilación, fue una nueva revisión. Estratigráficamente no se aporta nada nuevo a la división apuntada antes, resaltándose las dudas sobre la edad de la formación Post-Ludiense (ahora llamada Pre-Tortonense), basadas en la datación de una discordancia vista en Villabuena del Puente (Zamora).

Sí se aportan, en cambio, nuevos datos sobre la concepción tectónica de la Cuenca del Duero, llegándose a deducir que el principal carácter formador es la intensísima fracturación pre-Pontiense, cuyo único efecto en la topografía actual es una manifiesta tendencia a la alineación de los cursos de agua.

En un trabajo reciente (JIMÉNEZ, e. p.) hemos ampliado este concepto circunscribiéndonos a la misma comarca salmantina que en este trabajo: la falla principal (que llamamos de Villoria) va acompañada de otras fracturas-satélite (de San Morales y de Arabayona y otra probable, de Moríñigo) cuyo funcionamiento debió producirse como resultado de los movimientos pulsados de aquélla. Corresponden a un sistema de rumbo aproximado SW-NE.

En el presente trabajo describiremos las series estratigráficas que se sitúan al N. del río Tormes, entre Salamanca y Babilafuente. La elección de estos parajes como punto de partida no es casual sino que se debe a varios motivos: además de la comodidad que representa la cercanía de Salamanca, las buenas comunicaciones y la verticalidad de los escarpes, hay que tener en cuenta la supuesta inclinación hacia el E. de la cuenca en esta zona. Ello hace que un corte ideal se efectuase en sentido W-E, tal como lo apreciaron ROMÁN y ROYO GÓMEZ (1922). En realidad pretendemos aquí ampliar aquel corte con nuevos datos, más actualizados.

MORFOLOGIA

Al W. de Salamanca y penetrando en algunos barrios de la ciudad aflora un pequeño manchón de pizarras paleozoicas, último vestigio septentrional de la gran superficie de dichos materiales que se extienden al S. del río Tormes. Los materiales terciarios sobre los que se asienta la vieja urbe salmantina son netamente distintos de los que se presentan inmediatamente más al N., dando a la ciudad una característica peculiar, como prolongación al N.

del río de la litología del Sur. Esto ha tenido siempre una marcada influencia en la vida salmantina por ser el río frontera de dos conceptos de vida, agrícola al norte, ganadera al sur, como resultado de un mejor aprovechamiento de la litología regional. Tal dualidad era ya marcada en la Antigüedad: los vacceos en oposición a los vettones. Los romanos supieron aprovechar el pequeño enclave vetón al norte del Tormes (la primitiva Helmántica celta) para situar en él una importante plaza, paso obligado en la Calzada de la Plata: Salmántica, que sería la ciudad-mercado, el nexo de unión entre los dos pueblos.

Tras la conquista árabe, la despoblación fronteriza subsiguiente y la reconquista leonesa, esta misma dualidad litológica con repercusión económica influyó en la creación de la Universidad en el siglo XIII y perdura hoy como punto de salida de los productos agrícolas de la Armuña y del ganado de la región central de la provincia.

Fuera ya del contorno urbano, con el que casi viene a coincidir la litología del Sur del Tormes, la dominante paisajística al N. y NE. es la amplia llanura agrícola armuñesa suavemente ondulada por ligeros relieves. Esta llanura se ve cortada en su límite S. por la erosión del río Tormes, que a lo largo de su recorrido E-W, desde Huerta, ha labrado unos escarpes excelentes para la investigación geológica: son los cerros de Cabrerizos, Teso de la Flecha y Aldealengua, con desniveles de hasta 60 m.

Al E. de Aldealengua los escarpes se abren en gran anfiteatro hacia el N., constituyendo un semicírculo muy barrido que se cierra en Aldearrubia, formando un saliente a modo de farallón en los montes del Balneario de Babila-fuente. Desde aquí se extiende un nuevo anfiteatro erosivo cuyos bordes alcanzan Villorueta y Villoria para continuarse a lo largo de una línea aproximadamente NE-SW con otro escarpe más suave que pasa al E. de Cordovilla.

En trabajos venideros trataremos de la evolución geomorfológica de estos anfiteatros y escarpes formados durante el Cuaternario.

LA INTERPRETACION DE ROMAN Y ROYO GOMEZ

Los trabajos de estos autores (1922, 1923), efectuados en los mismos lugares que trataremos en esta memoria, destacan por la claridad de sus conclusiones, que creemos no han sido tenidas suficientemente en cuenta por otros geólogos posteriores. Dichas conclusiones, perfectamente válidas en algunos casos, han sido superadas en otros, como consecuencia de considerar al Paleógeno afectado por una notable tectónica de fracturas.

La serie que ROMÁN y ROYO GÓMEZ (1922) y ROMÁN (1923) proponen para esta parte de la Cuenca del Duero es, en resumen, la siguiente:

“En la Peña del Hierro aflora la base de la formación, constituida por 1 a 2 m. de conglomerado cuarzoso cementado por óxidos de hierro rojizos y con pisolitos ferruginosos (1), sobre el que, más al norte, se asientan areniscas arcillosas groseras, amarillo-rojizas, poco coherentes (2)”.

“En la Cuesta de San Vicente afloran 35 m. de areniscas muy finas, claras, duras, en bancos gruesos (3) (“Areniscas de Salamanca”), que vuelven a presentarse en la trinchera del ferrocarril a Zamora, pero son aquí más rojizas y se presentan coronadas por arcillas calcáreas blanquecinas (4)”.

“En las trincheras del ferrocarril a Peñaranda y Avila se encuentran areniscas finas amarillentas (5) y areniscas con lechos de arcillas intercalados (6) que se hacen más abundantes en algunos sitios, a los que se superponen calizas concreccionadas en lo alto de las colinas (7)”.

Aunque no lo afirman claramente, parece deducirse que las pizarras paleozoicas y los conglomerados y areniscas de la Peña del Hierro que reposan directamente sobre aquéllas, se “sumergen” bajo las areniscas de la Cuesta de San Vicente. Ello se puede basar en la inclinación de la discordancia y del conglomerado-base hacia el E. o NE.; también se observa este buzamiento (a veces marcado) en las canteras de la Aceña de la Fuente (en San Morales) por lo que resulta lógico suponer que en los puntos intermedios también existe; no obstante, nosotros hemos visto que no sólo no es apreciable siempre, sino que, además, en algunos puntos se ven inclinaciones al N., lo que parece indicar trastornos tectónicos no achacables sólo a un basculamiento general del borde de la cuenca, como afirmaron aquellos insignes geólogos.

* * *

Posteriormente a este trabajo no se han intentado hacer revisiones a su magnífica obra, limitándose solamente a añadir nuevos detalles. Así, EDUARDO HERNÁNDEZ PACHECO (1943) alega que, en contra de lo que algunos geólogos pensaban, el color de los sedimentos paleógenos no debe tomarse como característica general, sino local, pues puede dar lugar a errores de interpretación (refiriéndose al color rojo de ciertos sedimentos de la provincia de Madrid, que fueron datados en alguna ocasión, por esa circunstancia, como oligocenos) indicando la conveniencia de efectuar estudios simultáneamente estratigráficos, tectónicos y morfológicos. En general, viene a coincidir con Román y Royo Gómez aunque, sin duda, debió observar ciertas anomalías que no explicó, reduciéndose a realizar una lógica distinción entre los sedimentos lutecienses de Corrales y ludienses de los alrededores de Salamanca.

TEMPLADO y PASTORA (1945) no aportan datos nuevos. Repiten el corte de Román y Royo y presentan algunos otros locales que, siendo más detallados que los anteriores, no tienen la minuciosidad que requiere un intento

de desglose de formaciones. Destaca la cita de contactos anormales entre el Terciario y el Paleozoico, al S. del Tormes.

El excelente trabajo de P. SCHMIDT-THOMÉ (1950) destaca, por lo que se refiere al Terciario, por su referencia a la tectónica de fracturas (aunque afirma que "el Eoceno ha sido afectado en muy escasa escala"). En el Cenozoico apunta la presencia de dos fases de plegamiento: Larámica y Pirenaica (o más moderna), que han tenido una extraordinaria importancia en el desarrollo de la morfología actual del zócalo.

ACCORDI (1955) describe las pizarras del afloramiento situado en las proximidades de Salamanca y la cobertera situada inmediatamente encima. De las series que describe, dos son particularmente importantes para nuestra memoria: una está hecha en unos pozos al N. de la ciudad, en los que pueden verse: 1) pizarras cámbricas rojas o amarillentas, deshéchadas y alteradas, con "*anélidos tubícolas*" (*Taonurus* o *Arenicolithes*); 2) zona de contacto con fuerte alteración, con caolín blanco untuoso y nacarado (pocos cm. a dm.); 3) arenisca oligocénica amarilla continental (1 m.); y 4) suelo rojizo (0,5 a 1 m.). Comenta el autor que la caolinización de (2) ha sido facilitada por la continua presencia de agua entre los niveles impermeables (1) y los permeables (3). Lo más destacable es que el afloramiento pizarreño puede permanecer oculto por la capa (3) en una extensión algo mayor que la supuesta anteriormente.

La segunda serie está efectuada en la orilla derecha del Tormes, al SE. de la ciudad (debe tratarse de la Peña del Hierro) donde pueden verse: "Pizarras arcillosas rojo-violáceas o amarillentas con venas mineralizadas de hierro sobre las que se asienta un conglomerado de terraza muy limonitizado (6 m.) de color rojo-herrumbre, con elementos gruesos cuarcíticos frecuentemente con pátina rojiza; presenta nódulos de limonita e inclinación al SSE; en algunos sitios no hay limonitización y el cemento es un polvo blanquecino, untuoso e impermeable (probablemente caolín) con forma de saco o bancos verticales, tomando los cantos un aspecto blanquecino". Accordi data este conglomerado como cuaternario, pese a indicar su aspecto más antiguo.

Otros autores han enfocado otros problemas, que no trataremos aquí. (C. SÁENZ, 1934; CRUSAFONT y TRUYOLS, 1957).

DESCRIPCION DE LAS SERIES

LA PEÑA DEL HIERRO

La Peña del Hierro era un pequeño cerro que se encontraba próximo al río, al SW. de la ciudad, entre ésta y el llamado Barrio del Castigo. En la actualidad pocos salmantinos conocen este término toponímico, pues hace

años sobre él se levantó la Feria Monográfica de Agricultura y Ganadería. Suponemos que dentro de algún tiempo también se habrá olvidado esta denominación pues en un próximo futuro será demolida para ser cubierta por las obras de ensanche de la Ciudad Universitaria y del Hospital Clínico. La cimentación de éste, en la actualidad en construcción, permite obtener datos interesantes que difícilmente podrán ser tomados más adelante.

En el Barrio del Castigo afloran las pizarras paleozoicas que ACCORDI (1955) dató en el Cámbrico. Es el manchón que atraviesa el río Tormes y que, en nuestra opinión, está limitado por fallas de rumbo aproximado SW-NE. que lo bordean y otra E-W., que lo cierra por el N. Se trata, por tanto, de un pequeño horst dentro de una estructura general de gran fosa tectónica.

En la Peña del Hierro y, más concretamente, en la "Cueva de las Múchares" las pizarras pierden su tono oscuro para pasar a ser variopintas, satinadas, con buzamiento variable, generalmente dirigido al NE., con características caóticas y alteración caolínica potente en algunos puntos. En discordancia con ellas se encuentran hasta 6 m. de conglomerados que han sido perfectamente descritos por Accordi. La discordancia y los conglomerados presentan inclinación hacia el E. de 20°, pero es variable, dando la impresión de ser un ejemplo de arrastre de falla producto de las dislocaciones tectónicas apuntadas antes. Lo mismo, pero dirigido en sentido contrario se puede ver en las canteras que se encuentran entre la alquería "La Moral del Río" y Villamayor, al W. de las pizarras, con buzamiento al NW.

Los mismos conglomerados ferruginosos se pueden ver en la antigua vía de ferrocarril que iba al Puente de la Salud, hoy desaparecido. La mayor altura a que se encuentran aquí evidencia el desequilibrio. Estamos completamente de acuerdo con Román & Royo Gómez sobre la edad paleógena de estos conglomerados y descartamos la datación cuaternaria asignada por Accordi. Nuestra convicción se basa en el conocimiento que tenemos sobre los sedimentos cuaternarios del Tormes, visibles en la orilla izquierda, muy diferentes en cuanto se refiere a naturaleza, compacidad, color y aspecto.

Al E. de la Peña del Hierro (figura 1), antes de llegar al Paseo de circunvalación, se está construyendo el Hospital Clínico. Sus cimientos se enclavan sobre 2 m. de arcillas arenosas rojas que son el producto de la descomposición de las pizarras subyacentes. Sobre ellas se asienta una arenisca grosera roja, pardo-rojiza o amarillenta, probablemente cuaternaria, con un espesor que oscila entre 0,5 y 2 m. Por último encontramos un suelo gris reciente, rico en humus, con gran cantidad de huesos y fragmentos de cerámica romana (1 a 2 m.).

Al N. de estos parajes, muy próximo a ellos, todo aparece cubierto por una arenisca grosera de cemento limo-margoso, roja, de potencia variable, posiblemente superior a los 10 m., que creemos es contemporánea de las

pequeñas manchas calcáreas que afloran al N. de la ciudad y a las que suponemos pasan por cambios laterales y verticales de facies. La edad de estas calizas corresponde al Pontiense, dato que se basa en la presencia de moluscos dulceacuícolas en Calzaña de Valdunciel (GIL y MAESTRE 1880, p. 206). La razón por la que creemos que estas areniscas son miocenas y no paleógenas, como indican Román & Royo Gómez y todos los autores posteriores se basa en su misma naturaleza recubrente, no observándose que estén desequilibradas. En el cementerio de Salamanca están directamente sobre pizarras, así como en el primero de los cortes de Accordi; en los barrios septentrionales de la ciudad se asientan sobre los compactos sedimentos paleógenos.

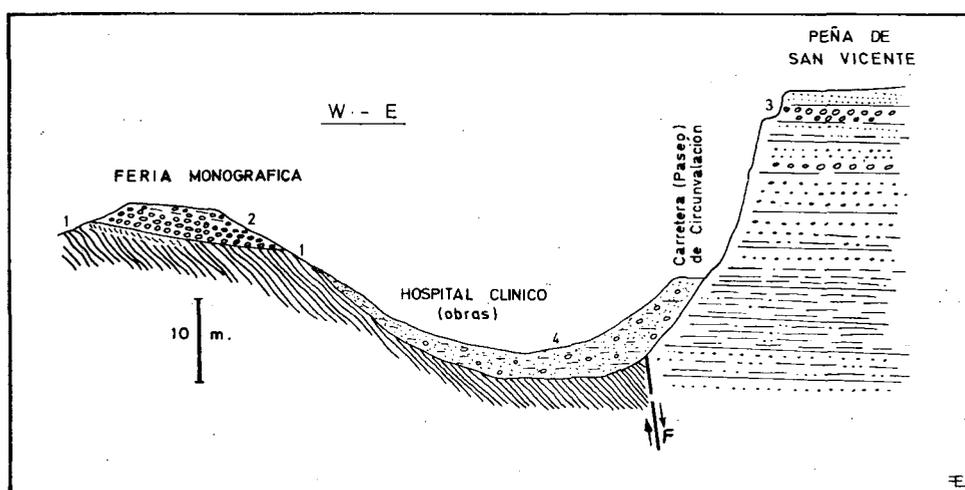


FIG. 1

Esquema geológico de la "Peña de Hierro" y "Peña de San Vicente"
 1. Pizarras paleozoicas. 2. Conglomerado-base. 3. "Areniscas de Salamanca". 4. Cubierta cuaternaria. F. Falla.

La fractura E-W. que hemos deducido al N. de Salamanca por las diferencias litológicas entre ambos supuestos labios, queda totalmente oculta por esta capa, lo que explica el que no haya sido nunca tenida en cuenta y la rara forma que toma el contacto de las pizarras con los materiales más modernos. Nos proponemos cartografiar detalladamente esta interesante zona cuando la suficiencia de datos lo permita.

PEÑA DE SAN VICENTE

La Peña o Cuesta de San Vicente, en el ángulo SW. de la ciudad (figura 1) se encuentra bordeada por la carretera de circunvalación y algo al NW. del Puente Romano. Allí la erosión ha formado una muralla natural casi vertical. La parte inferior se encuentra cubierta por derrubios o por materiales cua-

ternarios. La serie fue comentada por Román y denominada "areniscas de Salamanca", término que conservaremos, pero en contra de su opinión creemos que las areniscas más rojizas que afloran en la trinchera del ferrocarril a Zamora no son contemporáneas.

La sucesión de materiales en la Peña de San Vicente es, de muro a techo, la siguiente (niveles 785 a 804 m.):

CORTE I

1. 3 m. de areniscas de grano grueso o conglomerados, de cemento algo ferruginoso, semisueltas, de pigmentación en zonas irregulares blancas o rojas. Parcialmente el cemento puede ser arcilloso o silíceo. Hay pequeños lentejones arcillosos.
2. 0,1 a 0,2 m. de arenisca de grano fino, blanca.
3. 0,2 m. de lechos de (2) alternando con limos arenoso-ferruginosos.
4. 0,3 m. de arenisca de grano grueso, cementada por limos arenoso-ferruginosos.
5. 0,1 m. de arcillas ferruginosas.
6. 0,3 m. de areniscas de grano grueso, blancas, de cemento arcilloso, con "cantos blandos" limo-ferruginosos.
7. 0,1 m. de areniscas de grano fino, blancas, en delgados lentejones.
8. 0,5 m. semejantes a (6).
9. 0,2 m. de arcillas blancas o rosadas, muy sueltas y deleznales, en delgados lentejones.
10. 0,5 m. de areniscas de grano fino, blancas, con granos y "cantos blandos" detrítico-ferruginosos. (ROMAN los definió como "pisolitos ferruginosos").
11. Gradualmente pasa a 0,5 m. de arenisca de grano grueso, cementada por arenisca fina, roja o blanca, parecida a (1).
12. 0,1 a 0,2 m. de arcilla blanquecina.
13. 0,3 m. de arenisca de grano fino, con granos, compacta, blanco-rosada, con "cantos blandos" ferruginosos. Constituye un nivel acuífero.
(Visto desde cierta distancia, los tonos dominantes en todas estas capas son rojizos).
14. 0,5 m. de conglomerado blanco o rojo, muy compacto, de cemento detrítico silicificado.
15. 0,05 m. del mismo conglomerado pero con cemento arcilloso blanco.
16. 0,5 m. de (14) pero menos compacto.
17. Gradualmente pasa a arenisca de grano fino, de cemento silíceo-ferruginoso, muy compacto y con "cantos blandos"; puede apreciarse ligera inclinación al E. (0,5 m.).
18. 1,5 m. de conglomerado compacto de cemento arenoso.
19. 1 m. de capas alternantes laminadas de areniscas de grano grueso y conglomerados.
20. 0,5 m. de arcilla silícea, compactísima, roja o blanca. (Un análisis de rayos X ha mostrado que está constituida por ópalo, calcedonia, caolín y óxidos de hierro). En lentejones. (Llamaremos a este material "seudosepiolita", pues la primera impresión en el terreno fue de coincidencia con la sepiolita de los conocidos yacimientos de Vallecas, en Madrid).
21. 2 m. de limos arenosos y arcillas. Tono dominante blanco
22. 2,5 m. de (20) y (21) alternando en delgados lentejones.
23. 0,2 m. de conglomerado de cemento ferruginoso.

24. 0,3 m. de (20).
25. 2,5 m. de conglomerado muy compacto.
(Desde cierta distancia puede observarse dominancia de tonos blancos en las capas 14 a 16, blanco-rosado en las 17 a 19, y alternancia de blancos y rojos de la 20 en adelante).

Podemos destacar de esta serie que en una primera parte, los sedimentos tienen una marcada abundancia de materiales ferruginosos, resultado de la meteorización durante el Terciario Inferior de los estratos paleozoicos, en un régimen climático húmedo y cálido. No es característica esta tinción ferruginosa de niveles determinados, pero sí es particularmente abundante en las series al Sur del Tormes. Incluso podría ser posible que estadísticamente sea un factor de correlación. En este corte se presentan con frecuencia “cantos blandos” o concreciones arcilloso-ferruginosas, pero también han sido vistos en capas no contemporáneas, por ejemplo, en el Luteciense de Corrales (figura 2).



FIG. 2

“Cantos blandos” limo-ferruginosos. Luteciense de Corrales (Zamora)

La base de este corte no guarda relación directa con el conglomerado-base de la Peña del Hierro. (Sondeos efectuados en la orilla del río, en las proximidades del Puente Romano, dan una potencia del Terciario mayor de 80 m., lo que corrobora la falla SW-NE. deducida en el apartado anterior).

En la parte superior del corte se observa sedimentación de materiales síliceos (ópalo-calcedonia), a veces también con óxidos de hierro. Estos estratos, compactísimos, forman relieves diferenciales muy destacados al Sur del Tormes (Cerros Arapiles, Carpio, etc.).

ORILLA SUR DEL TORMES

La serie que hemos expuesto en el corte I sólo puede estudiarse, al N. del Tormes, con ligeras variantes debidas a pequeños cambios laterales de facies y a variaciones de la potencia, en la muralla natural que forma el borde Sur de la ciudad. Desgraciadamente, las capas inferiores de esta formación se encuentran muy cubiertas, por lo que creemos conveniente ampliar su estudio con otros dos cortes efectuados en la orilla Sur. Nos estamos refiriendo en este trabajo a los afloramientos visibles, no a los datos suministrados por los sondeos que, como ya indicamos antes, sobrepasa 80 m. más de sedimentos terciarios. Pensamos que, sin tener que acudir a estos datos (a veces erróneos si no se lleva un control estricto), la serie completa puede establecerse estudiando detalladamente los afloramientos terciarios al Sur del Tormes, pues probablemente la tectónica de bloques fallados en el borde meridional del Paleógeno habrá producido una estructura S-N. en "escalera". Esta idea será comprobada y objeto de otra memoria.

El corte II se ha efectuado a 0,5 Kms. del I, en la orilla derecha del río Zurguén, en su desembocadura con el Tormes. La sucesión de materiales es: (Altura: 780 a 794 m.).

CORTE II

1. 0,2 m. de arenisca de grano grueso, roja, muy ferruginosa.
2. 0,5 m. de areniscas de grano fino alternando con arcillas ferruginosas blancas o rojas.
3. 0,3 m. de areniscas de grano fino, blancas.
4. 0,05 m. de arcillas ferruginosas rojas.
5. 1 m. de limos arenosos pardo-blanquecinos.
6. 1 a 1,5 m. de areniscas de grano grueso, blancas o pardo-blanquecinas, grano-seleccionadas.
7. 2 m. de areniscas de grano grueso, con "cantos blandos".
8. 0,1 m. de areniscas de grano fino, rojas.
9. 0,1 m. de areniscas de grano fino con cemento arcilloso blanco.
10. 0,5 m. de conglomerados blanquecinos, con cemento arcilloso.
11. 1,5 a 2 m. de conglomerados de cantos muy gruesos con cemento ferruginoso pardo-rojizo.
12. 1 m. de conglomerado blanquecino.
13. Gradualmente pasa a arenisca de grano fino (1 m.) de color rojo-ladrillo.
14. 0,5 m. de limo arenoso de color rojo-ladrillo.

15. 0,5 m. de conglomerado o arenisca de grano grueso, rojizo o pardo-rojizo. Se aprecia un ligero buzamiento hacia el N.
16. Gradualmente pasa a areniscas de grano fino, del mismo color (0,5 m.).
17. 1 a 2 m. de materiales detríticos gruesos con concreciones ferruginosas.
18. 1 m. de areniscas de grano grueso, pardo-blancuecinas.
Sobre ellas se sitúa una terraza cuaternaria.

El corte III se realizó a 2 Kms. al E. del II, en el Campo de Tiro e Hípica de Salamanca. La sucesión de materiales es, de muro a techo: (Niveles: 780 a 793 m.).

CORTE III

1. 2 m. de conglomerados cementados por arcilla blanca.
2. 1 m. de areniscas de grano fino, claras, con manchas rojas ferruginosas. Muy compacta.
3. 0,5 m. de areniscas de grano fino con granos, en lentejones delgados rojizos y algo verdosos. Cemento ligeramente margoso. Muy deleznable.
4. 0,1 m. de limo arenoso amarillento, limonitizado. Muy deleznable.
5. 1,8 m. de conglomerado silíceo. El cemento es detrítico blanco-amarillento con zonas ferruginosas. Hacia el techo el cemento está silicificado.
6. 0,3 m. semejantes a (5) pero muy deleznales.
7. 0,8 m. de areniscas de grano grueso, compactas, con cemento silíceo blanco y lechos finísimos rojos de arcilla silícea ("seudosepiolita"), más abundante hacia el techo. Se observa granoselección positiva.
8. 0,5 m. de (7) pero no tan compacta.
9. 0,2 m. de limo arenoso grisáceo.
10. 2 m. de "seudosepiolita" blanca o roja con granos de cuarzo.
11. 0,5 m. de areniscas de grano grueso, cementada por "seudosepiolita". Hacia el techo pasa gradualmente a conglomerado.
12. 0,5 m. de areniscas de grano fino, de cemento silíceo, con manchones rojizos. Hacia el techo abundan los cantos.
13. 1,5 m. de areniscas de grano grueso de cemento silíceo en la base y que rápidamente pasa a conglomerado muy silicificado. Colores claros.
Cubierto por terraza cuaternaria.

Puede deducirse en estos dos cortes lo mismo que lo expuesto para el I.

CABRERIZOS Y TESO DE LA FLECHA

Estas series de los escarpes del Tormes han sido publicadas y representadas gráficamente por nosotros (JIMÉNEZ 1968) por lo que nos abstenemos de repetirlas aquí. No obstante, para la mejor comprensión de este trabajo las llamaremos cortes IV y V.

El primero se efectuó en las proximidades de Cabrerizos, localidad situada 4 Kms. al E. de Salamanca, sobre el Km. 107 del ferrocarril a Avila; el segundo, en el Teso de la Flecha, 3 Kms. al E. de aquél.

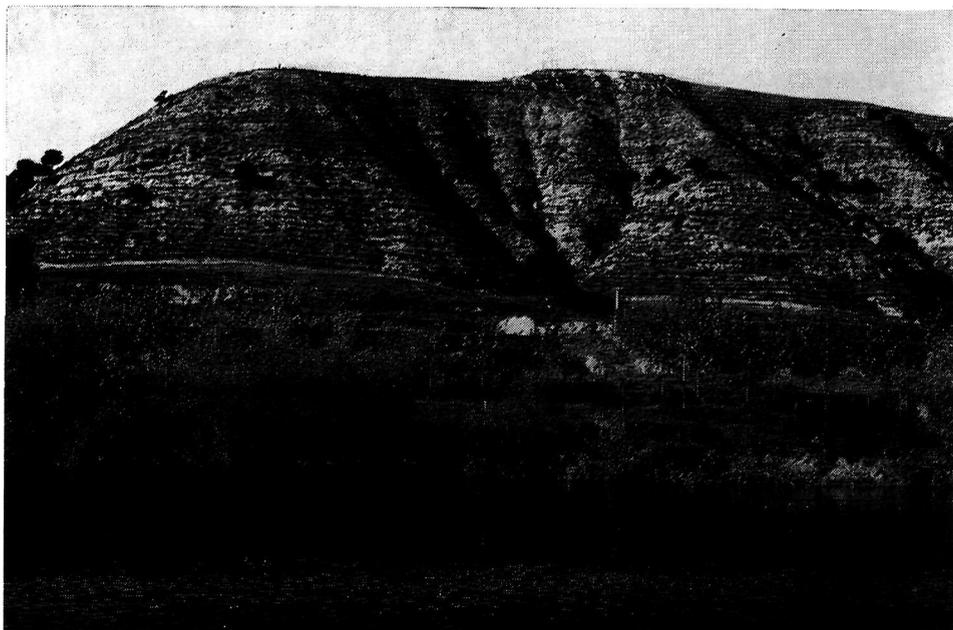


FIG. 3

Vista del Teso de la Flecha desde la orilla izquierda del Tormes
(Junio 1967)

En el Teso de la Flecha (figura 3) es donde C. SÁENZ (1934) citó restos fósiles de tortugas no determinables. Entre los dos puntos nosotros hemos encontrado diversos quelonios que han sido objeto de varias publicaciones (JIMÉNEZ 1968, 1970, 1971 a, 1971 c) y otros fósiles actualmente en estudio.

La fauna similar descubierta en Corrales (JIMÉNEZ 1968, 1971 b) nos hizo suponer que la del Teso de la Flecha se podía datar en el Luteciense medio. Posteriormente, por el hallazgo de otros ejemplares y por una investigación más detallada, hemos llegado a determinar hasta tres niveles fosilíferos, referibles al tercio central de la ladera del Teso de la Flecha o a la mitad superior en Cabrerizos. (En la figura 1 de JIMÉNEZ 1968 no figura el nivel fosilífero inferior). La relación de fósiles descritos es:

Nivel superior: *Podocnemis carbajosai*.

Nivel intermedio: *Stereogenys salmanticensis* (ejemplar I), *crocodileos* indeterminados.

Nivel inferior: *Stereogenys salmanticensis* (ejemplares III, IV, V y VII), *crocodileos* indeterminados.

Nivel indeterminado: *Stereogenys salmanticensis* (ejemplar VI), y *Podocnemis entodérmica*.

La diferencia de altura entre estos niveles es de 25 a 30 m.

No pensamos, dada la naturaleza litológica del nivel superior, que éste sea correlacionable con el de las canteras de San Morales (Ludiense) que en el

Teso de la Flecha se debe situar a más de 40 m. por encima de aquél. (El tercio superior del Teso de la Flecha no ha dado, hasta ahora, fósiles).

Pero tampoco pensamos, por lo mismo, que el nivel inferior sea exactamente contemporáneo al de Corrales (Luteciense medio), aunque debe ser muy próximo en el tiempo. La conclusión que se deduce de esto es que las capas fosilíferas entre Aldealengua y Cabrerizos pueden datar una edad intermedia entre el Luteciense medio y el Ludiense. El estudio de mamíferos precisará más este detalle.

TRAMOS SUPERIORES DEL HUERTO DE FRAY LUIS DE LEÓN

En el corte presentado por nosotros del Teso de la Flecha (JIMÉNEZ 1968, p. 194), no se pudo hacer un estudio todo lo perfecto que nosotros hubiéramos deseado del nivel 31 en adelante, por presentarse el escarpe parcialmente oculto por derrubios de talud. Dado que consideramos necesario precisar más el último tercio del escarpe para relacionar las faunas del Teso con las de Aldearrubia (JIMÉNEZ, e. p.) optamos por efectuar otro corte 500 m. más al E., sobre el llamado "Huerto de Fray Luis de León". Los resultados son:

CORTE VI

1. 0,5 m. de areniscas de grano grueso, con granoselección negativa, pardo-claras, con manchas pardo-rojizas.
2. 0,15 m. de areniscas de grano fino, pardo-amarillentas, laminadas con lechos rojizos. Presenta dos haces laminados con estratificación oblicua separados por superficie de erosión plana: el inferior hacia el W., y el superior al E.
(En esta región siempre que se encuentran ejemplos de estratificación oblicua lo hacen limitadas por superficies de erosión planas).
3. a) 0,05 m. de areniscas de grano fino a medio, rojas, con hiladas más claras.
b) Superficie de erosión suavemente ondulada.
4. 0,1 m. de areniscas semejantes a (2) pero sin que se observe estratificación oblicua.
5. a) 0,1 m. de limo arenoso rico en piroluxita.
b) Superficie de erosión suavemente ondulada.
6. 0,2 m. de arenisca de grano grueso, suelta, de color rojo-ladrillo; se acumina hacia el E.
7. 0,4 m. de arenisca de grano fino, blanco-amarillenta, ligeramente rojiza.
8. 0,05 m. de arenisca semejante a (6).
9. 0,2 m. de limo arenoso y arcillas pardo-amarillentas.
10. 0,3 m. de areniscas de grano grueso, pardo-rojizas; cemento arcilloso; algo compacta.
11. 0,5 m. de arenisca igual a (6) con notable contenido en piroluxita.
12. 1 m. de arenisca igual a (10).
13. 1,5 m. de arenisca muy fina o limosa, pardo-rojiza, con manchones más rojizos y de grano mayor.
14. 0,5 m. de conglomerado pardo-claro, de matriz arenosa.
15. 0,2 m. iguales a (13).

16. 1,3 m. de arenisca de grano grueso pardo-amarillenta, con manchones rojizos.
17. 0,7 m. de limo arenoso pardo-verdoso, con manchones ferruginosos rojizos.
18. 0,1 m. semejantes a (6).
19. 1,5 m. de arenisca de grano grueso, pardo-rojiza, compacta, con lentejones de (6).
20. 0,1 m. de (6), con mica abundante.
21. 2 m. de arenisca de grano grueso, blanca, compacta.
22. 0,8 m. de arenisca de grano fino a medio, micacea, pardo-roja.
23. 0,1 m. de (20).
24. 0,1 m. de arenisca de grano grueso, compacta, con cantos diseminados; con pigmentación irregular blanca o roja.
25. 0,2 m. semejantes a (23), con piroluxita.
26. 0,05 m. de limo arenoso rojizo, verde o gris; se aprecia ligero buzamiento al E.
27. 0,2 m. iguales a (25).
28. 0,1 m. de areniscas laminadas, alternativamente de grano grueso y color rojo-ladrillo y de grano fino, blanca.
29. 0,2 m. de (27), con gran cantidad de cantos.
30. 0,1 m. de arenisca laminada muy micácea, semejante a (28).
31. 0,2 m. de arenisca de grano fino y medio, pardo-rojiza, con cemento sílico-arcilloso, muy compacta.
32. 0,3 m. de arenisca de grano fino, no compacta, pardo-rojiza, localmente con tonos grises.
33. 0,5 m. semejantes a (31).
34. 0,1 m. de (6).
35. 0,4 m. de arenisca de grano fino, roja, micácea.
36. 0,3 m. de (31).
37. 0,1 m. de arenisca de grano fino, blanca, algo micácea.
38. 0,1 m. de (35), pero de color pardo-rojizo.
39. 0,15 m. de arenisca de grano grueso, micácea.
40. 0,1 m. de (37).
41. 0,5 m. de arenisca de grano fino, pardo-rojiza.
42. 3 m. de conglomerado de cantos areniscosos compactos, cementado por limo arenoso, algo impregnado por carbonatos.
43. 0,5 m. de conglomerado de cantos silíceos, no tan gruesos como los de (42). Matriz de arenisca fina algo impregnada de carbonatos. Se aprecia buzamiento al N. de 10 a 15°.
44. 0,1 m. de (6) con abundantes cantos.
45. 2 m. de (43).
46. 1 a 2 m. de (6).
47. Sedimentos cuaternarios gruesos, muy sueltos. Restos de cerámica de un antiguo poblado celta en superficie.
El cerro culmina en la cota 853 m.

Las capas del pie de los escarpes del Tormes suelen estar ocultas por derrubios o aluviones. Sólo los sondeos que se efectúen pueden dar información sobre los materiales infrayacentes a los que hemos estudiado entre Cabrerizos y Aldealengua. Pero en esta población podemos ver, al E., un pequeño corte que amplía, aunque poco, el conocimiento de la serie inferior

de los escarpes. Los resultados observados son: (Altura: 785 a 800 m., aproximadamente).



FIG. 4

Aspecto del Luteciense con notables ejemplos de estratificación oblicua y superficies erosivas inclinadas (Aldealengua) (Febrero 1972)

CORTE VII (fig. 4)

(En todo este corte se aprecia un ligero buzamiento al E.).

1. 0,5 m. de arenisca de grano fino pardo-amarillenta o gris. Forma un nivel freático. Está oculta en la base por suelos aluviales con cantos.
2. 1,5 m. de arenisca de grano grueso, pardo-gris o pardo-amarillenta, compacta; ligerísimo contenido en carbonatos.
3. 0,5 a 1 m. de arenisca de grano grueso, suelta; ligero contenido en carbonatos. (Sobre esta capa se asienta la carretera Aldealengua-San Morales).
4. a) 1,5 a 2 m. de arenisca de grano fino compacta, pardo-amarillenta.
b) Id. en lechos más compactos.
c) Superficie de erosión suavemente ondulada.
5. a) 0,1 m. de arenisca de grano grueso en lechos muy delgados blanco-grisáceos y pardo-rojizos; semicompacta; muy micácea.
b) 0,1 m. de arenisca heterométrica. Compacta.
6. 0,3 m. de arenisca de grano fino pardo-amarillenta, compacta; con lechos delgadísimos de limo arenoso.
7. a) 0,3 m. de arenisca laminada pardo-amarillenta, muy micácea.
b) 0,5 m. de (7a) con estratificación oblicua (35° E.).
8. a) 0,2 m. de limo arenoso pardo-amarillento o pardo rojizo.
b) Superficie de erosión suavemente ondulada.
9. 0,2 m. de arenisca de grano fino, pardo-rojiza, laminada; con lechos pardo-grisáceos.

10. 0,05 m. de limo arenoso micáceo, pardo-amarillento.
11. 1 m. de arenisca gruesa, heterométrica, compacta, pardo-amarillenta, laminada. Con lechos pardo-rojizos.
12. 0,05 m. de arenisca fina amarillenta, micácea.
13. 0,5 m. de arenisca similar a (11); hacia el techo pueden verse "cantos blandos" ferruginosos.
14. Discordancia erosiva inclinada 20° hacia el N.
15. Más de 2 m. de caliza arenosa compacta, pardo-gris, con cantos cuarzosos. Presenta estratificación oblicua dirigida 20° hacia el N. Dada su compactidad forma una pequeña plataforma.

Como ya hemos indicado los escarpes del Tormes que desde Cabrerizos hasta Aldealengua se mantienen rectos en dirección W-E., al llegar a esta población se desvían hacia el N. formando un anfiteatro. Sin duda su origen ha de buscarse en la dinámica fluvial del Tormes, pero es de destacar que en toda la orilla Norte no se observan terrazas ni sedimentos cuaternarios salvo los más recientes y los que culminan el escarpe; los materiales que ocultan los sedimentos terciarios son derrubios de talud y, en algunos casos, "eboulís" y pequeños conos de deyección. Ello es debido a que el río, por un proceso de traslación hacia el N., hace que en esta orilla el proceso principal sea erosivo mientras que es de depósito continuo en la orilla Sur haciendo que las dos terrazas más recientes en algunos puntos empalmen en una sola.

La llanura que se presenta al pie del anfiteatro entre Aldealengua y Aldearrubia, en la cual se encuentra San Morales, aparece cubierta por suelos aluviales, con muchos cantos (para una descripción más detallada ver *Mapas Provinciales de Suelos: Salamanca*, 1970), que ocultan a los estratos paleógenos. Estos afloran únicamente en la misma orilla del río, cuando la vegetación no los ha ocultado.

SAN MORALES (ACEÑA DE LA FUENTE)

Uno de estos puntos, el más interesante, es el que se encuentra en la Aceña o molino de la Fuente, situado al S. de San Morales (40° 58'45" N. — 1° 48'40" W. — Meridiano de Madrid). Fue en este lugar donde MIQUEL (1906) y CRUSAFONT & TRUYOLS (1957) describen mamíferos que han permitido datar la formación como Ludiense.

La descripción de las capas se ha hecho en dos canteras muy próximas que, pese a estar situadas a la misma altura, se superponen estratigráficamente por observarse en una de ellas un buzamiento de 20° hacia el E. Es la siguiente:

CORTE VIII. Canteras 100 m. al E. del Molino de la Fuente

1. 3 m. de areniscas de grano grueso, compacta, pardo-amarillenta; en la parte superior aparecen *restos de vertebrados*.

2. 0,5 m. de arenisca de grano fino y limosa, algo más oscura que (1), alternando con areniscas de grano grueso pardo-rojizas y rojas.
3. 0,5 m. de arenisca de grano grueso, laminada en capas de color rojo-ladrillo y pardo-rojizo, con estratificación ligeramente oblicua hacia el E.
4. 0,3 m. de limo arenoso pardo-rojizo o gris-verdoso.
5. 0,2 m. de areniscas gruesas pardo-rojizas.
6. 0,5 m. de limos arenosos laminados, alternando con areniscas de grano grueso semejantes a (5).
7. Suelo aluvial.

300 m. más al E.

(Buzamiento al E. de 20°)

8. 1 a 1,5 m. de arenisca de grano grueso, amarillenta. En la parte superior hay estratificación oblicua hacia el S.
9. 1 m. de areniscas de grano grueso y color rojo-ladrillo, laminadas, con hiladas más oscuras y estratificación oblicua lenticular, y en algunos puntos ondulada o confusa. También se aprecian capas de (8) con estratificación oblicua tabular hacia el E.
10. 1 m. de arenisca de grano grueso, en lentejones, blanca, en la que se intercalan capas de (9).
11. 3 m. de (2). Se trata de una laminación de capas muy delgadas alternativamente de color rojo-ladrillo y amarillento. En algunos puntos el espesor puede ser hasta de 5 m. La parte superior presenta mica abundante.
12. 0,1 m. de limo arenoso gris-verdoso, en lentejones.
13. 0,5 a 1 m. de areniscas de grano fino, pardo-rojizas, con concrecciones alargadas y retorcidas del mismo material, que pudieran ser *contra-moldes de raíces*.
14. 0,2 m. de arcillas margo-arenosas.
15. Suelo aluvial.

Al comparar los cortes del Huerto de Fray Luis de León y de Aldearrubia (que veremos a continuación) con el de San Morales, observamos gran similitud, lo que viene a suponer que existe un desnivel estratigráfico entre éste y aquellos dos puntos, dada la diferencia de altura. La poca distancia que los separa nos hizo deducir la oculta presencia de una fractura, lo que explica el buzamiento visible en una de las canteras por un fenómeno de arrastre de falla.

ALDEARRUBIA

Hemos efectuado un corte en los Tesos de las Canteras (en "La Redonda"), a unos 2 Kms. al NE. de Aldearrubia (41° 01' N. — 1° 47' 40" W.). Entre la falda y la mitad de la ladera se han encontrado diversos fragmentos de queoquios de los que se han descrito *Podocnemis armuniensis* y *Duerochelys arribasi*.

La sucesión de materiales es la siguiente: (Altura: 840 a 880 m.).

CORTE IX (fig. 5)

Muro cubierto por llanura inclinada suavemente, de suelos franco-arenosos, en algunos puntos algo arcillosos.

1. 1 m. de areniscas de grano fino, de tonos claros variados o pardo-rojizos.
2. 0,5 m. de limo arenoso muy suelto, pardo-rojizo; se puede apreciar ligero buzamiento al E.
3. 1 m. de arenisca de grano grueso, pardo-amarillenta, con manchas rojizas. Micácea.
4. 1 m. de areniscas de grano grueso, color rojo-ladrillo. Muy deleznable.
5. 0,5 m. de arenisca de grano grueso, blanco-amarillenta, con estratificación oblicua tabular hacia el E., que gradualmente pasa a (3) hacia el techo.
6. 0,1 m. de arcilla arenosa pardo-grisácea, en lentejones.
7. 3 m. de arenisca semejante a (4) con estratificación oblicua lenticular según dos sistemas de 20 y 35° ambos al E., separados por superficie de erosión plana. Se aprecian algunas hiladas de limo arenoso gris-verdoso.
8. a) 0,4 m. de arenisca semejante a (1). Semicompacta.
b) Superficie de erosión suavemente ondulada.
9. 0,2 m. de arenisca de grano medio a grueso, parecida a (4).
10. a) 3 m. de arenisca de grano grueso, en capas alternativamente blanco-amarillentas y rojizas.
b) Superficie de erosión suavemente ondulada.
11. 1 m. de arenisca de grano grueso, semejante a (4). Hacia el techo se hace más compacta y de grano menos grueso.
12. 0,1 m. de arenisca arcillosa, gris-amarillenta.
13. 1 m. de arenisca de grano grueso, semejante a (10), en la que predominan las capas claras, sobre todo hacia el techo.
14. 0,5 a 1 m. de arenisca amarillenta de grano fino, que se adelgaza hacia el E.
15. 5 m. iguales a (13).
16. 1 m. de arenisca roja de grano grueso, parecida a (4).
17. 1 m. de arenisca amarillenta de grano grueso, con manchas rojizas.
18. 0,5 m. de arenisca parecida a (4).
19. a) 0,5 de arenisca igual a (17).
b) Superficie de erosión suavemente ondulada.
20. 0,5 m. de arenisca igual a (4), con estratificación oblicua tabular hacia el NW., con algunas capas delgadas amarillentas; en algunos sitios se observa estratificación confusa.
21. 0,3 m. de arenisca de grano grueso, amarillenta, micácea, poco compacta, con nódulos de arenisca ferruginosa rojos.
22. 0,3 m. de arenisca semejante a (4), de grano grueso, laminada, sin estratificación oblicua.
23. 0,1 m. de arcilla arenosa ligeramente verdosa.
24. 0,5 m. de arenisca de grano fino, parecida a (22). Muy compacta.
25. 0,2 m. de arenisca de grano grueso, blanca, con tinte rojo hacia el techo.
26. 2 m. de arenisca de grano fino, semejante a (22), roja, con capas amarillentas muy delgadas. Presenta estratificación confusa en algunos puntos.
27. Lechos muy delgados de arenisca muy micácea.
28. 4 m. de arenisca de grano fino semejante a (26), con huellas de estratificación confusa en la base. Hacia el techo hay manchas blanco-grisáceas de impregnación.

29. 5 m. de arenisca igual a la anterior pero en la que el tono rojizo desaparece gradualmente para pasar a pardo-rojizo.
30. Restos de conglomerado compacto.

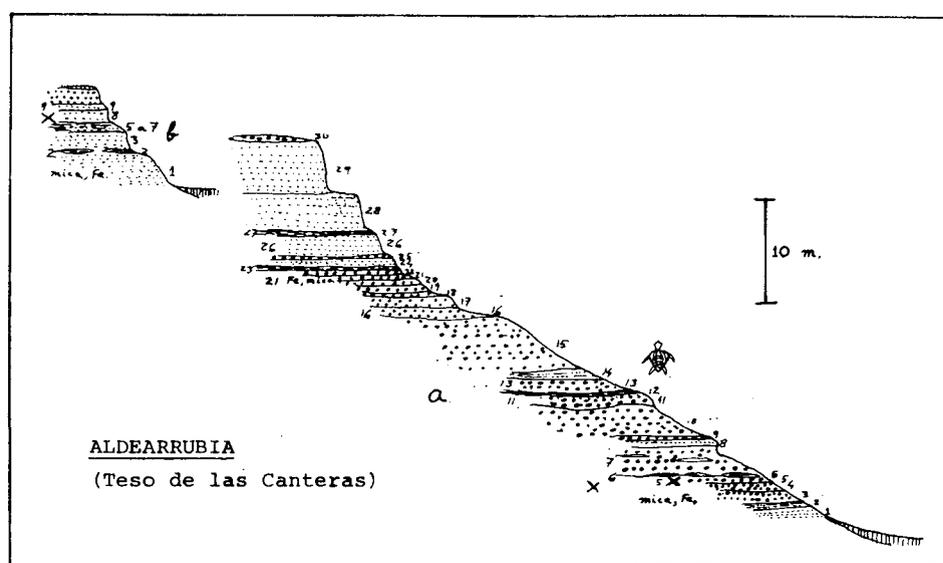


FIG. 5

Hubiera resultado muy interesante establecer una serie entre este punto y el Teso de la Flecha, pero la topografía no es adecuada.

Hacia el NE. se encuentran las canteras que dan nombre a los cerros, hoy en desuso, cuya sucesión de materiales es (figura 5-b):

CORTE IX BIS (Canteras de Aldearrubia)

1. 3 m. de areniscas blanco-amarillentas de grano fino, micácea, con lechos rojizos.
2. 0,4 m. de arenisca arcillosa en lentejones entrecruzados.
3. 1,5 m. de areniscas rojizas de grano fino a medio, semicompactas.
4. 0,2 m. de arenisca arcillosa pardo-rojiza, muy suelta, en la que se puede apreciar buzamiento al N.
5. Capas irregulares de arenisca margosa blanca.
6. 0,1 m. de arenisca arcillosa semejante a (3).
7. Capas irregulares de arenisca margosa blanca.
8. 1 m. de arenisca rojiza de grano fino a medio, con lechos amarillentos y estratificación confusa en algunos puntos.
9. 0,5 m. de arenisca de grano muy fino. Muy deleznable.
10. 1 a 1,5 m. de arenisca de grano medio a grueso, rojiza.

En diversos sitios suelen encontrarse manchas blancas de impregnación de carbonatos en las areniscas más sueltas y superiores. A veces rellenan pe-

queñas fisuras verticales. Consideramos que corresponden a un depósito dejado por las aguas de infiltración en un momento en que el terreno estaba cubierto por materiales calcáreos pontienses. Esta capa recubrente, hay casi desaparecida por la erosión o bien cubierta por suelos, ha dejado sus huellas diseminadas por toda la Armuña e incluso fuera de ella. Un ejemplo de esta caliza podemos ver en el límite N. y NE. de la capital salmantina.

En Cabezabellosa de la Calzada, al N. de Aldearrubia, los materiales detríticos paleógenos están cubiertos por uno de estos manchones calcáreos (localmente conocidos por "caleño") y forma un nivel freático interesante. Suele aparecer oculto, a su vez, por materiales más recientes. Lo mismo se observa más al NE., en Pitiegua y El Pedroso de la Armuña, con potencia variable de las capas calcáreas o calcáreo-detríticas o del cuaternario suprayacente.

* * *

500 m. al ESE. del Teso de las Canteras destaca sobre el paisaje un montículo cónico que parece un cerro-testigo (como tal es descrito en *Mapas provinciales de Suelos: Salamanca*, figura 70, p. 116), conocido con el nombre de "Terrubio" o cota 864. El montículo tiene continuación arrosariada dirigida al ENE. (figura 6) con una serie de cotas más bajas. En realidad su morfología parece ser el resultado de una fuerte erosión en puntos interme-



FIG. 6

Cerro Terrubio. Al fondo, a la izquierda, los montes del Bañerario de Babilafuente (Fotografía sacada desde los Tesos de las Canteras, de Aldearrubia). (Febrero 1972)

dios con el Teso de las Canteras. Se trata de un aislamiento erosivo y no de un cerro-testigo. Esa erosión se ha debido producir coincidiendo con una probable fractura de pequeño salto de dirección WSW-ENE. que, no apreciable en el campo, parece deducirse dada la rectitud de un curso de agua muy destacado en las fotografías aéreas. La erosión fluvial del primitivo Tormes, por el lado Sur, ha completado el desarrollo fisiográfico actual.

Un corte efectuado en el cerro "Terrubio" arroja los siguientes resultados:

CORTE X

Muro: Cubierto por suelos franco-arenosos o arcillosos pardo-rojizos, con cantos de arenisca compacta y cuarcitas.

1. 0,3 m. de arenisca micácea de grano grueso, pardo-blanca o pardo-rojiza; presenta estratificación oblicua hacia el S., y en algunos puntos, estratificación ondulada.
2. 0,1 m. de arenisca de grano grueso, micácea, laminada en capas alternativamente de color rojo-ladrillo y pardo-grisáceas; presenta estratificación oblicua hacia el W.
3. 0,5 m. de arenisca pardo-amarillenta de grano grueso; semicompacta.
4. 1 a 2 m. de arenisca de grano medio a fino, con pigmentación zonal irregular rojo-ladrillo o pardo-amarillenta, más compacta que (3).
5. 0,5 m. de arenisca heterométrica pardo-rojo-amarillenta; micácea; semicompacta.
6. 0,1 m. de arenisca gruesa pardo-amarillenta (localmente puede pasar a microconglomerado).
7. 1,5 m. de arenisca de grano fino semejante a (2), laminada.
8. a) 0,1 m. de limo arenoso verdoso o pardo-rojizo, laminado.
b) 1,5 a 2 m. de (7) alternando con (8a).
9. 0,3 m. de arenisca fina micácea pardo-rojo-amarillenta con capas más claras. Compacta.
10. 0,2 a 0,4 m. de arenisca fina pardo-grisácea.
11. 2 m. de arenisca rojo-ladrillo de grano medio a grueso.
12. 0,3 m. de arenisca rojo-ladrillo de grano fino; compacta.
13. 0,1 m. de limo arenoso pardo-amarillento.
14. 0,2 m. de arenisca micácea de grano fino; color rojo-ladrillo; compacta.
15. a) 0,1 m. de arenisca de grano medio a grueso, pardo-amarillenta; muy suelta. (Fig. 7).
b) Superficie erosiva ondulada.
16. 0,5 m. de arenisca fina, laminada en bandas rojo-ladrillo y rojo-amarillentas con estratificación oblicua (5° al S). Semicompacta.
17. 0,2 m. de arenisca gruesa, micácea, blanco-amarilla o blanco-rojiza, semisuelta; con estratificación oblicua (30° hacia el S.).
18. a) 2 m. de arenisca gruesa semejante a (17), pero con zonas calcáreas irregulares; compacta.
b) Gradualmente pasa a arenisca de grano fino (0,2 m.).
19. 0,3 m. de arenisca gruesa pardo-amarillenta o pardo-rojiza; compacta, con estratificación oblicua hacia el E.
20. 0,1 m. de arenisca fina no tan compacta como (19), con estratificación ondulada.
21. 0,05 m. de limo arenoso verdoso.
22. 0,5 a 1 m. de (20) laminada y en algunos puntos con estratificación oblicua hacia el S.

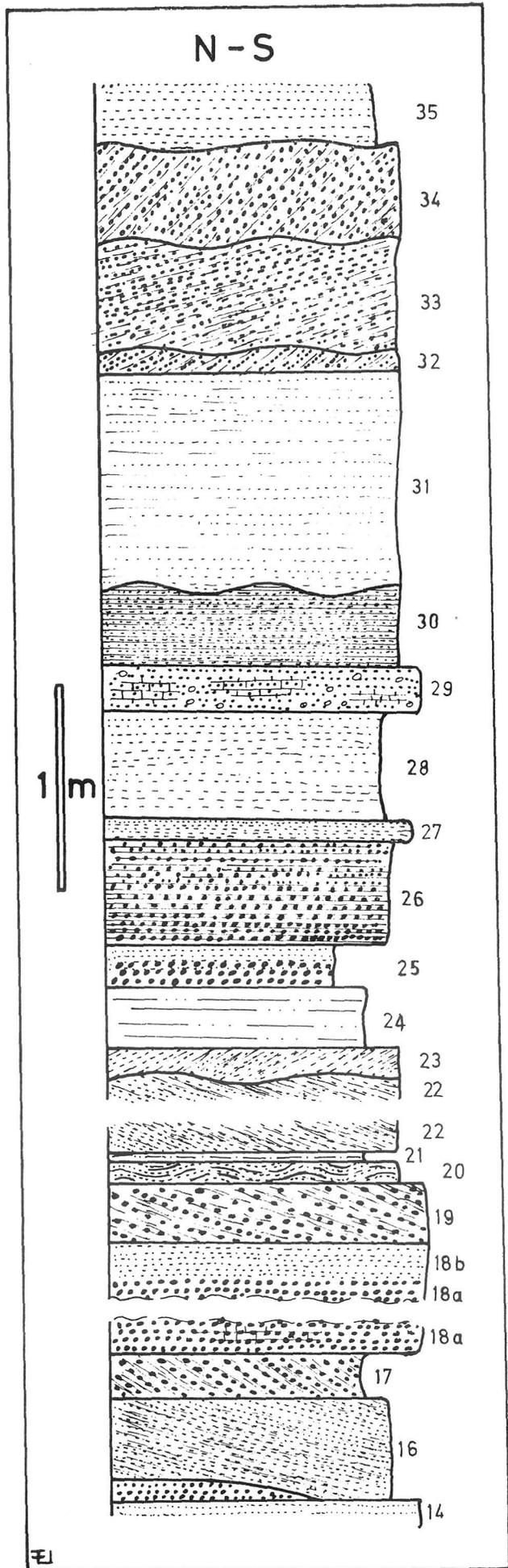


FIG. 7
Detalle de una parte del corte X.

23. 0,2 m. de arenisca fina pardo-amarillenta ligeramente calcárea; estratificación oblicua hacia el N. (5°).
(Superficie de erosión entre (22) y (23)).
24. 0,3 m. de limo arenoso micáceo pardo-amarillento.
25. a) 0,1 m. de arenisca heterométrica compacta, algo calcárea, en lentejones.
b) Gradualmente pasa a arenisca fina.
26. 0,5 m. de arenisca gruesa laminada en capas alternativamente pardo-rojo-ladrillo y pardo-amarillentas.
27. 0,2 m. de arenisca pardo-grisácea de grano finísimo, compacta.
28. 0,5 m. de arenisca fina pardo-rojiza, algo micácea.
29. a) 0,2 m. de arenisca gruesa pardo-grisácea, con cantos. Cemento calcáreo. Compacta.
b) Gradualmente se hace de grano más fino y de color pardo-rojizo; con mica y sin carbonatos.
30. a) 0,5 a 1 m. de arenisca fina rojo-ladrillo, en lentejones.
b) Superficie erosiva ondulada.
31. 1 m. de arenisca semejante a (27).



FIG. 8

Formas de erosión alveoladas sobre areniscas ludienses con estratificación oblicua. Cerro Terrubio. (Febrero 1972)

32. a) 0,2 m. de arenisca gruesa pardo-rojo-amarillenta. Cemento ligeramente calcáreo. Estratificación oblicua (30° al N.).
b) Superficie de erosión plana.
33. a) 0,5 m. de los mismo con estratificación oblicua (5° al N.) y en algunos puntos, ondulada. Cemento no calcáreo.
b) Superficie de erosión plana.
34. a) 0,5 m. de (32a).
b) Superficie de erosión plana.
35. 0,4 m. de arenisca fina pardo-amarillenta; semicompacta.
36. 0,1 m. de arenisca fina rojo-ladrillo.
37. 0,5 m. de arenisca gruesa laminada semejante a (26).
38. 0,5 m. de arenisca fina rojo-amarillenta; compacta. Presenta formas de erosión muy alveoladas. (Fig. 8).
39. 1,5 m. de arenisca fina laminada en capas pardo-rojizas y pardo-amarillentas, con estratificación oblicua (20° al E.), en algunos puntos ondulada o confusa.
40. 0,3 m. de lo mismo (con separación plana), micácea; con estratificación oblicua ligeramente al E.
41. 0,2 m. de arenisca fina (cemento calcáreo) micácea; muy compacta.
42. 0,5 m. de limo arenoso pardo-amarillento.
43. 0,1 m. de arenisca fina pardo-rojiza.
44. 0,2 m. de arenisca gruesa blanco-amarillenta con estratificación oblicua (30° al N.).
45. 0,1 m. de lo mismo, con estratificación laminada horizontal.
46. 0,1 m. de lo mismo, con estratificación oblicua (30° al N.).
47. 0,3 m. de lo mismo, con estratificación oblicua al E.
48. 2 a 2,5 m. de arenisca fina laminada en bandas pardo-rojizas y pardo-amarillentas, con estratificación ondulada y confusa.

A la vista de estos datos, dada la complejidad y variedad de caracteres, resulta poco clara la evidencia de la supuesta fractura que, en nuestra opinión, viene a coincidir aproximadamente con el curso del arroyo de Hornillos y, pasando por San Morales, cruza el río Tormes a 1 Km. al W. de la Aceña de la Fuente. No obstante insistimos en su presencia dada la marcada alineación del curso de agua indicado y otros caracteres (tampoco claros) observados más al ENE.

* * *

Siguiendo el camino que está entre el cerro Terrubio y los Tesos de las Canteras, hacia el NE., ascendemos a una amplia llanura que en parte está cubierta por materiales arenosos blanquecinos de potencia variable. Su edad es cuaternaria y su origen fluvial, pero parece haber sufrido retoques eólicos posteriores.

MONTES DEL BALNEARIO DE BABILAFUENTE

A mitad de la distancia entre Aldearrubia y Babilafuente, a 2 Kms. al SE. del cerro Terrubio, el anfiteatro que se iniciaba en Aldealengua se cierra con

una ancha elevación, donde se alcanza el punto más alto en los escarpes del Tormes (922 m. en "Los Artesones"). La parte cimera aparece oculta por la cubierta forestal pero no ocurre igual con las laderas y faldas donde se encuentran algunas canteras, hoy abandonadas.

En estos montes se halla el Balneario de Babilafuente, conocido por sus aguas medicinales, de notable efecto para enfermedades renales y hepáticas. Las fracturas deducidas por nosotros explican la presencia de estas aguas minerales por una ascensión desde zonas profundas. No son exclusivas de este punto, pues tenemos noticias de otras fuentes de las mismas propiedades en otros lugares, que siempre coinciden con la zona de fracturación.

La posible evidencia de las fallas nos hizo explorar detenidamente la zona y aunque no se consiguió un resultado visible, los cortes realizados sí parecen, en algún caso, evidenciarlas.

Se han efectuado cuatro cortes: los tres primeros en los dos barrancos situados en "Valdeparicio" (Cartografía Nacional 1:50.000. Hoja 479). Llamaremos primer barranco al que se encuentra más al NW. Allí los datos observados son:

CORTE XI. Primer barranco de Valdeparicio. Ladera Norte.

Altura aproximada en la base: 830 m.

1. 0,5 m. visibles de arenisca limosa pardo-rojiza, con granos.
2. 1,5 m. de arenisca fina a media, pardo-amarillenta, compacta.
3. a) 0,3 a 0,4 m. de arenisca fina de color rojo-ladrillo amarillento con granos de cuarzo.
b) 1 a 1,5 m. de lo mismo, más amarillento, con mayor porcentaje de granos. Hacia el techo es muy compacta.
c) 0,5 m. de areniscas finas laminadas rojo-ladrillo y blanco-amarillentas.
4. 1 a 1,5 de arenisca media a gruesa, blanca, compacta, con estratificación ondulada.
5. 0,5 m. visibles de arenisca de grano muy fino y limo arenoso amarillo o blanco-amarillento; compacta.
6. Suelos limo-arenosos.

En la ladera Sur del mismo barranco, en la base de la formación y en un nivel inferior a (1) afloran areniscas de grano fino, pardo-amarillentas, muy micáceas.

A 500 m. al S. del barranco anterior encontramos otro, más escarpado en el que, a primera vista, nos pareció observar cierto desequilibrio entre los escalones compactos situados en las dos laderas. El estudio comparado de los dos cortes que presentamos a continuación ha permitido corroborar esta apreciación.

CORTE XII. Segundo barranco de Valdeparicio. Ladera Norte.

Base: Parcialmente oculta por suelos limo-arenosos. Ribera del barranco muy recta y con cubierta aluvial. En algunos puntos afloran areniscas de color rojo-ladrillo y grano variado.

1. a) (Altura aproximada: 830 m.): 1 m. de arenisca muy fina, no muy compacta, rojo-ladrillo o rojo-amarillento; finamente laminada, presenta estratificación oblicua hacia el E. Mica abundante.
 b) Id. La estratificación no es tan laminada. Color más amarillento; más compacta (2 m.).
 c) Gradualmente pasa a arenisca gruesa, con pigmentación zonal irregular de tonos pardo-amarillentos o pardo-rojizos y nódulos de arcilla ferruginosa. Hacia el techo es menos compacta (0,5 m.).
 d) Gradualmente pasa a arenisca gruesa pardo-amarillenta (0,5 m.).
2. 0,3 m. de arenisca fina de color rojo-ladrillo en lentejones; muy micácea.
3. 0,5 m. de arenisca fina pardo-amarillenta; muy micácea.
4. 0,3 m. de (2). Muro difuso.
5. 0,5 a 0,6 m. de arenisca muy fina pardo-amarillenta; muy compacta.
6. 0,4 m. de arenisca fina, laminada en bandas pardo-amarillentas y rojo-ladrillo con estratificación ligeramente oblicua y ondulada hacia el E. Muro difuso.
7. 0,1 a 0,15 m. de arenisca arcillosa muy compacta, con pigmentación zonal irregular de tonos pardo-amarillentos o rojo-ladrillo.
8. a) Superficie de erosión ligeramente inclinada hacia el W.
 b) Arenisca gruesa pardo-rojiza, rojo-ladrillo o pardo-amarillenta con estratificación oblicua hacia el W., formando un haz que reposa sobre el mismo material pero con estratificación horizontal y menos micáceo, compacto, ferruginoso, laminado en bandas de 1 cm. de potencia, rojo-ladrillo y pardo-amarillentas. Con estratificación ondulada o confusa en algunos puntos. Presenta granoselección positiva. Potencia variable entre 2 y 3 m., acuminándose hacia el E.
 c) Superficie de erosión plana, inclinada ligeramente al E.
9. a) 2 m. de arenisca muy fina pardo-amarillo-rojiza, compacta; micácea.
 b) Superficie erosiva inclinada suavemente al W.
10. a) 1 m. de arenisca muy fina rojo-ladrillo con zonas irregulares pardo-amarillentas; compacta y con menos mica que (9).
 b) 1 m. de arenisca fina laminada semejante a (8), con estratificación horizontal.
11. a) 0,3 m. de arenisca gruesa pardo-rojiza, no tan compacta como las anteriores.
 b) Gradualmente se hace de grano fino y más compacta (0,5 a 1 m.).
12. 0,5 m. de arenisca de grano medio a fino pardo-amarillenta, en lentejones, con estructura ondulada. No muy compacta.
13. a) 0,5 a 1 m. de arenisca fina rojo-ladrillo clara, con mica, compacta; estratificación oblicua y ondulada y, en algunos puntos, confusa.
 b) Superficie de erosión horizontal.
 c) 1 m. de (13a) con estratificación horizontal.
14. 1 m. de arenisca fina a media, pardo-rojo-amarillenta, compactísima.
15. 0,2 m. de arenisca fina, roja, no tan compacta como (14).
16. 0,2 a 0,3 m. de arenisca arcillosa y arcilla oscura.
17. 0,5 a 0,7 m. de arenisca de grano muy fino, blanco-amarillenta; compactísima.
18. 0,2 m. de arenisca gruesa pardo-rosada. Semicompacta.
19. 0,5 m. de arenisca muy fina pardo-rojiza.
20. 0,5 m. de arenisca arcillosa pardo-rojiza muy compacta.
21. a) 1 m. de arenisca fina, color rojo-ladrillo; compacta, muy porosa.
 b) 2 m. de (21a) alternando con capas pardo-amarillentas, con laminación no tan fina como en (8); presenta estratificación oblicua al E., ondulada y confusa en algunos puntos.

- c) 1 m. de arenisca fina a media, más amarillenta que (21a). Estratificación horizontal.
22. 0,1 m. de arenisca gruesa muy compacta, pardo-amarillo-rojiza, micácea. Estratificación oblicua al E.
 23. 0,3 m. de arenisca gruesa, muy suelta y porosa.
 24. 0,2 a 0,3 m. de (22).
 25. 0,1 m. de (23).
 26. 0,5 m. de (22).
 - 3 m. muy cubiertos por suelos y arenas gruesas sueltas, entre las que afloran 0,5 m. de areniscas gruesas pardo-amarillentas semicompactas.
 28. 1,5 m. de arenisca gruesa pardo-amarillenta, compacta. Estratificación oblicua al E. o al W. formando agrupaciones de haces con límites planos.
 29. 0,2 a 0,3 m. de arenisca muy fina y arcillosa blanco-verdosa-amarillenta con "cantos blandos" ferruginosos.
 30. 0,3 m. de arenisca gruesa rojo-ladrillo, con piroluxita.
 31. Arenisca fina de cemento calcáreo, compacta, en lentejones delgados entre los que se intercalan areniscas finas.
 32. 2 m. de limo arenoso pardo-rojizo o verdoso.
 33. a) 2 m. de (32) pero más arenoso (Arenisca fina).
b) Gradualmente pasa a arenisca fina laminada rojo-ladrillo y rojo-amarillenta.
 34. 2 a 3 m. de arenisca gruesa pardo-amarillenta, no muy compacta.
 35. 0,3 m. visibles de arenisca gruesa, blanca, muy compacta, de cemento calcáreo. Forma una plataforma.

(En este corte se han observado buzamientos hacia el N. de 5 a 10°).

CORTE XIII. Segundo barranco de Valdeparicio. Ladera Sur.

Muro oculto por los mismos materiales que en el corte anterior. La capa (1) del presente corte se estudió a una altura equivalente a la (9) del corte XII. Los resultados son:

1. a) 2 m. visibles de arenisca media a fina, rojo-ladrillo oscura; muy compacta.
b) Gradualmente pasa a arenisca fina blanco-amarillenta, compacta (2,5 m.).
2. Lentejones irregulares de arenisca fina semejante a (1a) (0,2 m.).
3. 2,5 m. de arenisca media a fina, blanco-amarillenta o pardo-amarillenta; en la base se observa estratificación oblicua al S. Por su gran compacidad destaca formando una cornisa.
4. 0,1 a 0,2 m. de arenisca arcillosa pardo-rojiza.
5. 1 m. de arenisca fina semicompacta, rojo-ladrillo.
6. 0,5 m. de limo arenoso pardo-rojizo muy oscuro.
7. a) 0,5 m. de arenisca muy fina, rojo-ladrillo clara.
b) 0,5 m. de (7a) pero de color pardo-amarillento o blanco.
c) Entre derrubios afloran areniscas iguales a (7a).
d) Sobre ellas hay areniscas finas laminadas de tonos pardo-rojizos y pardo-amarillentos y encima, areniscas gruesas pardo-amarillentas. (Potencia de 7c y 7d: 3 m.).
- Muy cubierto por suelos, vegetación y derrubios (5 m.).
- 9? Cornisa compacta (1,5 a 2 m.) de arenisca gruesa, blanca, con cemento calcáreo. Cubierta edafológica y vegetal.

A la vista de estos datos podemos intentar correlacionar los cortes XII y XIII. Una equinivelación supondría la presencia de demasiados cambios laterales, poco probables en tan corto espacio (100 m.). La capa 9 de XIII por su cemento calcáreo permite compararla con las 31 y 35 de XII. Si XIII-9 fuese equivalente a XII-35, el paquete de areniscas finas XIII-1 a 7 no lo sería con respecto al de areniscas gruesas de XII-22 a 30, con el que se nivelaría. Sí resulta más clara la relación si suponemos equivalentes XIII-9 y XII-31: incluso las capas arcillosas XIII-4 y 6 podrían ser las XII-16 y 26. El desequilibrio que supone esta correlación es del orden de los 5 a 10 m., con hundimiento del bloque SE., lo que viene a corroborar las primeras apreciaciones de campo.

* * *

Prosiguiendo el recorrido hacia el SE. hay un tercer barranco donde se encuentra el Balneario. Todo hace suponer que en este lugar debe situarse una fractura de salto mayor que la que acabamos de exponer en los cortes anteriores (ésta sería satélite de aquella), pero la intensa vegetación impide efectuar un estudio con detalle.

Esta fractura, que hemos llamado de Arabayona, se deduce también en las fotografías aéreas al comprobar la alineación de los arroyos próximos a esta localidad, cuyo rumbo aproximado SW-NE. viene a coincidir con el calculado en el Balneario de Babilafuente y en otros cursos situados más al NE.

Para manifestar estas deducciones hemos efectuado un corte a 500 m. al E. del Balneario, antes de llegar a la Fuente Nueva (40° 59'40" N. — 1° 45'40" W.). Los resultados no son del todo concluyentes, pues no nos fue posible establecer una correlación con los dos cortes anteriores, pero ya en el campo pudimos establecer que la formación era algo diferente, sobre todo en la parte superior. La no-correlación podría explicarse por ser la fractura de salto mayor que el topográfico.

Los resultados obtenidos son:

CORTE XIV. *Cerro Artesones*

Base cubierta por suelos rojos limo-arenosos, con cantos. Altura: 840 m.

1. 2 a 4 m. de arenisca fina a media, pardo-amarillenta.
2. 1 m. de arenisca gruesa micácea, laminada en bandas rojas y pardo-amarillentas, con estratificación oblicua hacia el W.
3. 1,5 m. de arenisca fina micácea, pardo-rojiza; muy compacta.
4. 0,4 m. de conglomerado arcósico blanco, en lentejones.
5. a) 1,5 m. de arenisca fina roja, laminada, con estratificación oblicua hacia el E.
 b) 0,1 m. de arenisca gruesa roja, con lechos delgados pardo-amarillentos.
 c) 0,4 m. de (5a).

6. 1. m. de arenisca gruesa rojo-ladrillo con estratificación confusa.
7. 0,5 m. de arenisca muy fina, muy compacta, micácea, pardo-amarillenta.
8. 0,2 m. de arenisca fina, tableada, muy micácea; suelta.
9. 0,3 m. de limo arenoso pardo-rojizo. Hacia el techo hay impregnaciones calcáreas blancas.
10. 2 m. de marga arenosa blanca muy deleznable. Se observa ligero buzamiento al E.
11. 2 a 3 m. de arenisca fina rojo-ladrillo, no muy compacta.
12. 0,7 m. de arenisca fina blanca, semicompacta, con estratificación oblicua hacia el E. y estratificación ondulada.
13. 0,5 m. de arenisca gruesa blanca con estratificación oblicua hacia el E.
14. 0,1 m. de arenisca gruesa con cemento calcáreo.
15. 0,2 m. de limo arenoso pardo-amarillento.
16. a) 0,5 a 1 m. de arenisca gruesa con seudonódulos de (15).
b) Gradualmente pasa a arenisca gruesa laminada en delgadas capas rojo-ladrillo y rojo-amarillentas con estratificación ondulada (1,5 m.).
c) Gradualmente pasa a arenisca gruesa pardo-amarilla-rojiza (0,2 m.).
d) Gradualmente pasa a (16b).
17. 0,3 m. de arenisca gruesa pardo-rojiza, micácea; cemento ligeramente calcáreo; muy compacta, formando un escalón.
18. 0,5 m. de la misma arenisca, sin carbonatos, semicompacta.
19. 0,2 m. de arenisca fina, rojo-ladrillo, semicompacta.
20. 0,3 m. de arenisca gruesa, pardo-blanquecina, ligeramente calcárea.
21. a) 0,1 m. de arcilla arenosa pardo-verdosa.
b) Superficie erosiva ondulada (Fig. 9).

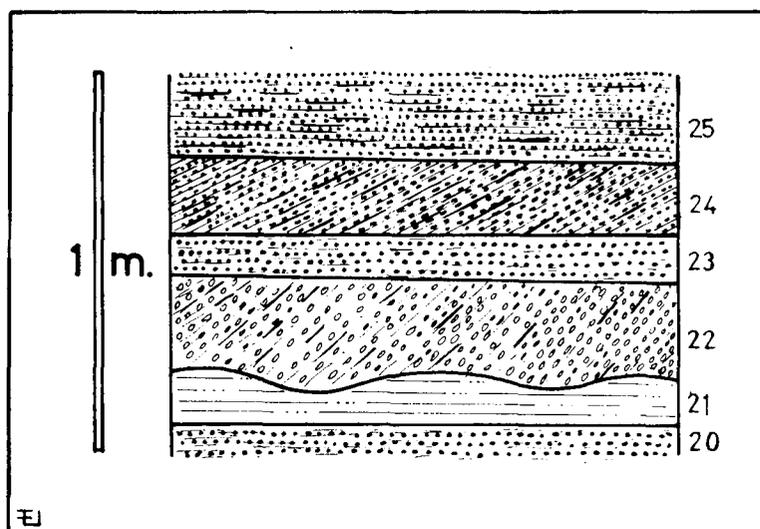


FIG. 9

Detalle de una parte del corte XIV

22. 0,3 m. de microconglomerado con estratificación oblicua al W. (25-30°).
23. 0,1 m. de arenisca gruesa micácea, rojo-amarillenta.
24. 0,2 m. de arenisca gruesa laminada en capas rojo-ladrillo y pardo-amarillentas con estratificación oblicua (20-25° W.).
25. 1 m. de id. con estratificación horizontal.

26. 1 a 1,5 m. de arenisca gruesa pardo-rojo-amarillenta, con cantos; presenta estratificación confusa.
27. a) 0,5 m. de arenisca fina pardo-amarillenta, muy compacta.
b) Gradualmente pasa a arenisca gruesa (1,5 m.). Se observa ligero huzamiento hacia el N.
(27a y b forman por su compacidad un escalón).
28. 0,1 m. de arenisca muy fina blanco-amarillenta con cemento ligeramente calcáreo. Muy compacta.
29. 0,1 m. de arenisca fina con pigmentación difusa pardo-rojiza o pardo-amarillenta; no calcárea; compacta.
30. 0,2 m. de arenisca fina pardo-rojiza, con cemento calcáreo. Muy compacta.
31. 1 m. de limo arenoso.
32. a) 0,3 m. de arenisca gruesa suelta con cemento algo calcáreo; muy poco compacta.
b) 0,1 m. de lo mismo, pero compacta.
33. 0,5 a 1 m. de arenisca media a gruesa rojo-ladrillo, semisuelta, muy micácea; con lentejones delgados de pigmentación rojo-amarillenta.
34. 0,5 m. de arenisca fina pardo-amarillenta, muy compacta.
35. 1 m. de limo arenoso pardo-amarillento.
36. a) 1 m. de arenisca fina, micácea, rojo-ladrillo
b) 2 m. de arenisca fina laminada en bandas delgadas de color rojo-ladrillo y rojo-amarillentas o rojo-herrumbre, con estratificación oblicua, ondulada y, en algunos puntos, confusa.
37. 0,2 m. de arenisca gruesa blanca, micácea, compacta; cemento calcáreo.
38. 0,3 m. de arenisca fina blanca, muy compacta. Cemento calcáreo.
39. 0,5 m. de arenisca gruesa, rojo-ladrillo, semisuelta.
40. Lentejones muy delgados de caliza arenosa gris-blanquecina, muy compacta.
41. 0,2 m. de (39).
42. 0,2 a 0,4 m. de (40).
43. 0,2 m. de arenisca fina, suelta, pardo-rojiza o pardo-amarillenta.
44. 1,5 a 2 m. de arenisca gruesa finamente laminada en bandas rojo-ladrillo o rojo-amarillentas con estratificación oblicua hacia el W.
45. a) 0,2 m. de arenisca fina pardo-amarillenta con cemento ligeramente calcáreo; compacta.
b) 1 m. de arenisca media a fina, rojo-amarillenta, no muy compacta. No calcárea.
c) 0,1 m. de arenisca fina pardo-amarillenta. No calcárea.
d) 0,5 m. de arenisca fina pardo-amarillenta o pardo-rojiza, compacta según zonas irregulares por tener el cemento calcáreo.
46. 0,5 m. de arenisca fina rojo-ladrillo, no muy compacta.
47. 0,3 m. de arenisca fina rojo-ladrillo, micácea, tableada, con lechos intercalados de limo arenoso rojo-amarillento.
48. 1 m. de (46).

Cubierta edafológica y vegetal. Ocultan más de 15 m. de sedimentos.

Al S. del Balneario se extiende la llanura baja hacia Huerta, Babilafuente, Moríñigo y Cordovilla; está seccionada en dos plataformas: una, más moderna y menos extensa, con una altura media de 2 m. sobre el nivel del Tormes, en la que se asientan las arenas y gravas recientes y otra, que se inicia

a 4 m. sobre el río y que se eleva muy suavemente hacia el NE. Esta última es una superficie erosiva fluvial recubierta por materiales aluviales con abundantes cantos. Este manto recubrente es muy delgado, como constatan los afloramientos de los estratos ludienses infrayacentes en pozos, canales, etc., o en el escarpe entre las dos plataformas mencionadas. Así, en Huerta, en las llamadas "casas de la Aceña" se presenta el Ludiense típico (areniscas laminadas en bandas rojo-ladrillo y rojo-amarillentas) con un buzamiento de 30° N. (lo que podría ser indicio de la proximidad de la mencionada fractura E-W. del Tormes). En Cordovilla también aflora el Ludiense, sin buzamiento apreciable. Igual sucede en Babilafuente y Moríñigo.

Una fractura, muy dudosa ante la carencia de datos, puede deducirse de la alineación de los cursos de agua (Arroyo del Juncarejo) en esta llanura baja. Se extendería aproximadamente desde Encinas de Abajo, por Moríñigo, hasta Villoria (donde los materiales aluviales ocupan una gran extensión) para unirse con la fractura principal a cuatro kilómetros al S. de Cantalpino. Insistiremos en la duda de esta fractura-satélite que, de existir, sería de pequeño salto.

La llanura baja se cierra al NE. en un anfiteatro por Villoruela y Villoria (en cuyos cerros al N. aflora el Ludiense con buzamiento dirigido al NW.) y al E. por un suave escarpe rectilíneo en dirección SW-NE., que marca la presencia del Mioceno detrítico separado del Paleógeno por la gran fractura de Alba-Villoria.

ANALISIS SECUENCIAL

El estudio secuencial de las series marinas fue introducido por LOMBARD (1956) basándose en las variaciones sedimentológicas que originan los cambios climáticos o de relieve.

La aplicación de estos métodos en las series continentales (y más concretamente, en las fluviales o fluvio-lacustres) no se ha efectuado con la misma asiduidad que en las marinas, lo que es lógico si tenemos en cuenta la irregularidad relativa que representa la menor superficie de sedimentación, las menos marcadas variaciones de nivel, la complejidad de aportes sin corrientes igualatorias tan fuertes, el régimen irregular de crecidas y, sobre todo, la topografía variable de la cuenca, con su sedimentación en forma de pequeños lentejones y sus características hidráulicas peculiares.

Hemos de añadir a todo ello más complicaciones si las variaciones climáticas originan una alternancia de fases predominantes de erosión y de sedimentación. Consideremos, por último, los fenómenos tectónicos como otra posibilidad siempre a tener en cuenta.

Por todo ello generalmente no puede aprovecharse ninguna conclusión con estos métodos. No obstante, en algunos casos, si la distancia entre los cortes es pequeña puede intentarse una correlación. Además, pensamos que el método de Lombard tiene todas las ventajas que supone una representación gráfica, con su rápida visualización. Teniendo en cuenta esto último es como se ha utilizado en esta memoria (figura 10).

Como serie virtual local se ha utilizado una secuencia detrítica: Conglomerados — Areniscas gruesas — Areniscas finas — Limos arenosos — Arcillas, a la que se ha añadido, en algunos casos, un sexto término referible a calizas o margas con material detrítico. Hemos creído aconsejable no desglosar este término en otra subsecuencia detrítico-calcárea, dadas las observaciones de campo, pues los términos desglosados no eran prácticamente diferenciables. Acompañan a la serie virtual local tres anotaciones sobre el cemento teniendo en cuenta que su naturaleza fuese silíceo, limo-ferruginoso o calcáreo. Se ha omitido el cemento limoso o arcilloso por estar siempre presente. Otros símbolos estratigráficos se han representado a la derecha de cada corte. Su explicación acompaña a la figura 10.

Los caracteres que pueden servir para correlación se han indicado, en letra mayúscula, a la izquierda de cada corte.

* * *

De los cortes presentados en este trabajo podemos distinguir dos tipos de series que definimos como “oscilante no regular” (cortes 1 a 5) y “multioscilante regular” (cortes 6, 8, etc.).

Dentro de las primeras debemos separar (dado su cemento, netamente diferente) a los cortes 1, 2 y 3, que analizaremos en primer lugar y que corresponden a las “areniscas de Salamanca”.

El corte 1 podemos considerarlo como una bisecuencia oscilante positivo-negativa (en “D”) seguida de discontinuidades positivas.

La más potente de estas discontinuidades (E) no llega a ser descubierta en el corte 2 pero sí en el 3. La inmediatamente inferior (B) puede verse claramente en los tres cortes. La bisecuencia “en D”, oscilante en el corte 1 (A), se apunta en el 2 y está oculta en el 3. La naturaleza del cemento corrobora este intento de correlación: según ello es limo-ferruginoso en la bisecuencia “en D” y “seudosepiolítico” hacia las discontinuidades E.

Esta correlación indica que las “areniscas de Salamanca” en esta ciudad están inclinadas entre los cortes 1 y 2 con un desnivel aproximado de 5 a 10 m. (que equivale a un buzamiento de 11° dirigido hacia el S.); entre los cortes 2 y 3, el desnivel es de 8 m. (buzamiento: 3°) hacia el E. Estas incli-

naciones están de acuerdo con nuestra concepción tectónica de la zona, explicándose por fenómenos de "arrastre de falla".

* * *

Otro tipo de serie, oscilante no regular como la anterior, pero con el cemento no tan especializado, es la representada en los cortes 4 y 5 (la llamaremos "areniscas de Cabrerizos").

El corte 4 tiene dos tramos: el inferior marcado por una secuencia negativa simple y el superior, que comienza con una discontinuidad positiva doble (G) y sigue con una secuencia oscilante regular, de areniscas finas, con dos discontinuidades, positiva (H) y negativa (I).

El corte 5 muestra las mismas características que el 4 hasta llegar a las discontinuidades (H e I) y continúa con una secuencia oscilante ligeramente negativa.

La correlación, tomando las discontinuidades G, H e I como base, resulta evidente y de ella resulta que las capas muestran una ligera inclinación al E. (El desnivel es del orden de 2,5 a 5 m. equivalentes a un buzamiento de 1° 10' como máximo) producida probablemente por basculamiento.

Teniendo en cuenta esta horizontalidad podemos suponer que los cortes 6, 7 y 9, que se sitúan en el mismo bloque fallado, amplían el conocimiento de la serie 5 (que podemos considerar "tipo") en sus partes superior e inferior.

* * *

El resto de los cortes no presenta características propias para efectuar una correlación. Ello es debido a varias causas: en primer lugar, a la constante repetición secuencial; en segundo, a la tendencia a la homogeneidad aunque oscilante; también hay que destacar que en estos cortes es manifiesta la alternancia de fases erosivas y sedimentarias. Por último, la suposición de la presencia de varias fracturas hace que, si su salto es mayor que el desnivel topográfico, la correlación sea imposible. Únicamente en el caso contrario se puede intentar, tal como se ha hecho en los cortes 12 y 13.

La correlación de los cortes 11 y 12, dada la corta distancia, es manifiesta (J). Igual puede decirse entre los cortes 9 y 9 bis. La realizada entre los cortes 12 y 13 se puede efectuar incluso en el campo y se ha explicado en el apartado correspondiente, siendo más visualizada en la figura (K y L).

Por lo apuntado antes, no ha sido posible establecer una correspondencia entre los cortes 9 y 10, 10 y 12, y 12 y 14.

Podemos resumir esta compleja serie como una potente formación secuencial oscilante regular con predominio de areniscas y algunos niveles calcáreos paulatinamente más abundantes (la llamaremos "areniscas de Aldarrubia").

SERIE VIRTUAL LOCAL

1. Conglomerados
2. Areniscas de grano grueso
3. " " " fino
4. Limos arenosos
5. Arcillas
6. Calizas y margas arenosas

CEMENTO NO DETRITICO

- a: Silíceo
 b: Limo-ferruginoso
 c: Calcáreo

SÍMBOLOS UTILIZADOS

- ▬: Estratificación laminada
 ∟: " oblicua
 ∨: " ondulada
 △: " confusa
 ~: Superficie erosional
 ☆: Fósiles
 ▲: "Contra-moldes de raíces" (?)
 ○: Concreciones

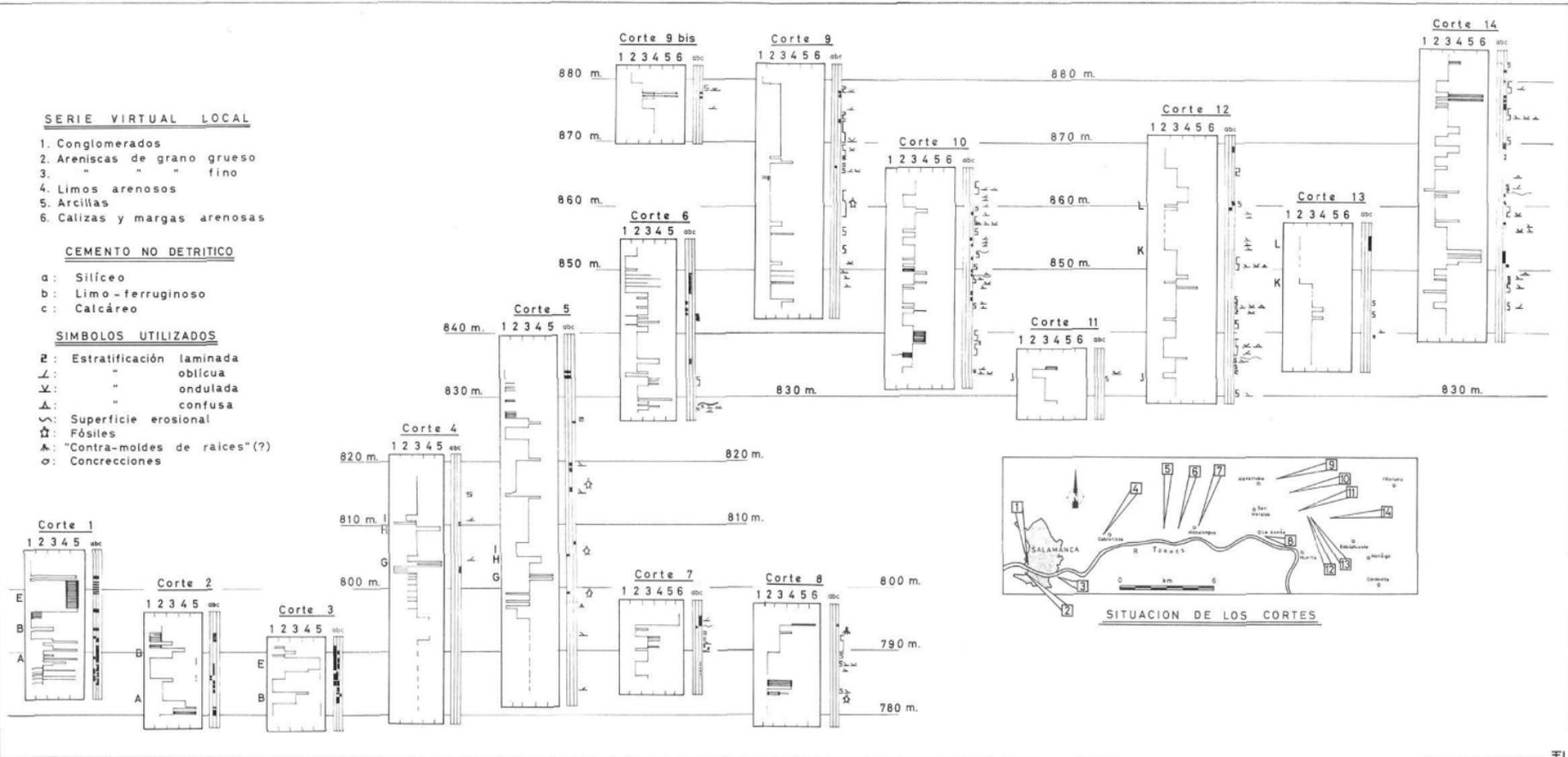


FIG. 10

CARACTERES LITOESTRATIGRAFICOS

Las tres series definidas antes presentan características estratigráficas propias que intentaremos sintetizar a continuación.

“ARENISCAS DE SALAMANCA” (PRE-LUTECIENSE)

La serie no ha podido ser estudiada en su potencia total pues sólo conocemos 20 m. y sabemos la existencia de 80 m. más infrayacentes.

La base de la formación terciaria está formada por un conglomerado de cemento ferruginoso, compactado por silicificación (6 m. visibles en “Peña del Hierro”).

Encima de 80 m. de naturaleza desconocida se sitúan 20 m. (en “Peña de San Vicente”) de sedimentos detríticos con cemento variable que permite distinguir dos tramos. En el inferior es particularmente abundante el cemento limo-ferruginoso y en muchas ocasiones hay “cantos blandos” (figura 2). Es también frecuente que la tinción ferruginosa afecte a pequeñas zonas irregulares. Su origen hay que buscarlo en la meteorización del Paleozoico pizarroso en un clima húmedo y cálido. Este cemento no es exclusivo de este tramo pues también se encuentra en niveles superiores, si bien su abundancia y extensión no es tan manifiesta.

En un tramo inmediato superior domina el cemento silíceo, igualmente formado en clima húmedo y cálido, a veces acompañado por óxidos de hierro y por caolín (lo que implica un intenso lavado). Es probable que el área de aportes cambiase durante la sedimentación de este tramo.

Los materiales detríticos gruesos apuntan la existencia de un fuerte relieve. Son raros los ejemplos de estratificación oblicua u ondulada e igualmente las superficies de erosión que suelen acompañarlos, lo que parece indicar un medio sedimentario continuo.

No se han encontrado fósiles.

“ARENISCAS DE CABRERIZOS” (LUTECIENSE)

Al igual que ocurría con la serie anterior, ésta no ha podido ser estudiada completa pues creemos que entre los niveles superiores de las “areniscas de Salamanca” y los inferiores del Teso de la Flecha debe haber un considerable paquete de estratos, hundidos aquí por los reajustes tectónicos. Del mismo modo que opinamos que para conocer los tramos desconocidos del Pre-Luteciense hay que estudiar los escarpes al S. del Tormes, creemos que la solución al problema de las capas inferiores a las de Cabrerizos-Al-

dealengua está, por proximidad geográfica, en el borde occidental de la Armuña (posiblemente las conocidas "areniscas de Villamayor" correspondan a una parte de estos tramos) y, sobre todo, en la Tierra del Vino (Zamora).

La datación de los fósiles (quelonios y crocodileos) del Teso de la Flecha parece ser intermedia entre el Luteciense Medio y el Ludicense (más cercano de aquél): la determinación de los mamíferos que se encuentren en este rico yacimiento precisará más este detalle.

Predominan en esta serie los materiales detríticos medios y comienzan a ser frecuentes los paquetes con estratificación oblicua tabular, siempre limitada por superficies planas. La parte inferior conocida muestra (corte 7) una mayor abundancia, con superficies de erosión onduladas (figura 4). Según ALLEN (1963) estas superficies resultan de la migración, bajo la acción del agua o del viento, de bancos aislados de extensión variable, pero también son posibles por la erosión producida por paleocorrientes. Sea como fuere, es indudable que tras fenómenos de depósito en régimen de fuertes corrientes (¿torrenciales?) suceden en esta época fases erosivas posteriores.

Ello parece indicar un clima oscilante con períodos predominantes de gran pluviosidad (no hay que descartar rejuvenecimientos de relieve) con otros más áridos. Estos últimos parecen ser corroborados por la impregnación de carbonatos (muy ligera) en algunas capas.

Se encuentran en ocasiones concreciones (quizás fuese mejor llamarlas "increciones") que generalmente suelen ser del mismo material encajante, a veces ligeramente cementado por carbonatos. En muchos casos la forma alargada, poco retorcida y perpendicular a la superficie de estratificación sugiere que puedan ser "contramoldes de raíces" (figura 11). Las concreciones y nódulos perpendiculares u oblicuos al plano de estratificación suelen ser frecuentes en las formaciones laguno-lacustres (según GUBLER ET AL., 1966) y resultan de la segregación de constituyentes minerales de la roca encajante, siendo general en las rocas detríticas que su composición sea la misma que la del cemento.

Los fósiles encontrados confirman un clima intertropical: los representantes actuales de la familia *Pelomedusidae* (*Chelonia*, *Pleurodira*) habitan en Madagascar y en los Valles del Congo y del Amazonas; los Crocodileos tanto actuales como del Terciario necesitan una temperatura nunca inferior a 10 ó 15° (BERG, 1964); *Allaeochelys casasecai*, de Corrales (Zamora) por sus grandes aberturas axilares e inguinales se adivina como poderoso nadador, lo que implica fuertes corrientes (JIMÉNEZ, 1971 b); los troncos fósiles silicificados aparecidos en diversos puntos de la Tierra del Vino, atribuidos provisionalmente al género *Torreya*, son también típicos de un clima cálido. (Este género está confinado actualmente a Centroamérica) (JIMÉNEZ, 1970 b).

En resumen, podemos afirmar que los 45 m. que describimos de esta serie, que se caracteriza (grosso modo) por su naturaleza detrítica de tonos dominantes pardo-amarillentos, marcan sensibles diferencias sobre la anterior, originadas por un cambio climático tendente a una menor humedad, siempre dentro de un régimen intertropical, con cortos períodos de aridez.



FIG. 11

Increcciones areniscosas que pudieran ser "contramoldes de raíces"
(Villabuena del Puente [Zamora]). (Agosto 1969)

"ARENISCAS DE ALDEARRUBIA" (LUDIENSE)

La potencia de esta serie, que se caracteriza por la abundancia de laminaciones en tonos alternativamente rojo-amarillentos y rojo-ladrillo, es muy posible que sea superior a la calculada por métodos directos. Efectivamente, podemos considerar que tiene un mínimo aparente (visible) de 110 m., pero si nuestras concepciones tectónicas son ciertas esta potencia puede llegar a ser de 200 a 220 m.

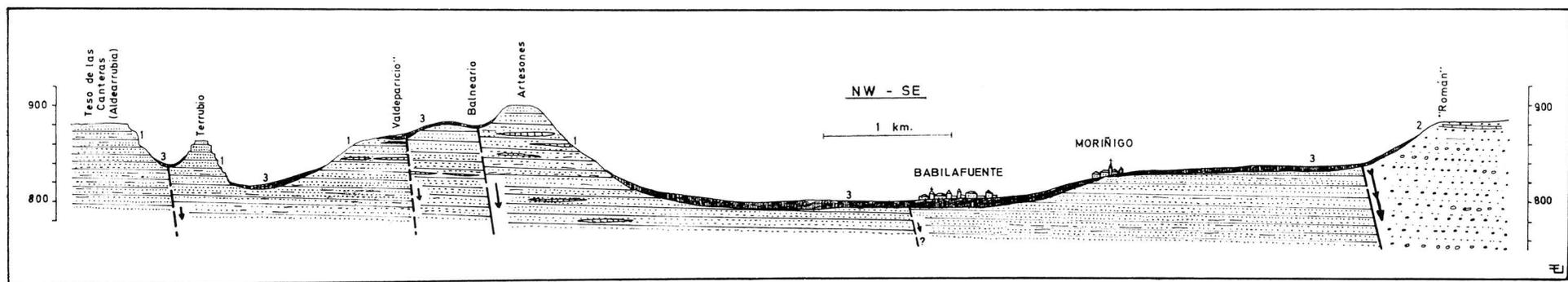


FIG. 12

*Corte geológico esquemático desde el Teso de las Canteras de Aldearrubia hacia el SE.
 1. Ludianse. 2. Mioceno. 3. Cubierto cuaternaria*

En primer lugar hay que hacer constar que la transición de la serie anterior a ésta que estamos tratando es insensible en el Teso de la Flecha. Por los fenómenos de laminación más frecuentes podemos suponer que comienza a la altura de la base del corte 6, pero es evidente que este criterio es convencional. No se han encontrado, hasta ahora, fósiles en los tramos superiores del Huerto de Fray Luis de León, pero existen indicios positivos.

La serie, no tectonizada, continúa más al E. en Aldearrubia, donde se encontraron quelonios del mismo habitat que los del Teso de la Flecha. Al SE. la tectónica de fracturas ha formado una estructura en "escalera" (figura 12) por lo que la potencia global de la serie puede sufrir amplias modificaciones. Ha sido datada en el Ludiense en San Morales.

Además de las laminaciones, otra característica estratigráfica frecuentísima son los ejemplos de estratificación oblicua que ya se presentaba en las "areniscas de Cabrerizos" pero no con tan marcada abundancia. El límite superior de las capas afectadas por este fenómeno suele ser plano o, en algunos casos, ligeramente ondulado. Observaciones estadísticas y medidas más detalladas pueden dar paso a conclusiones interesantes (paleocorrientes, etc.) que incluso podrían tomarse como criterio de correlación.

También son relativamente frecuentes los ejemplos de estratificación oblicua ondulada, a veces de pequeño radio (figura 13). En algunos casos muy localizados el medio debió ser tan hidroplástico que la oblicuidad sobrepasa los límites normales; suelen acompañar a superficies de erosión curvadas



FIG. 13

*Estratificaciones oblicuas onduladas. Ludiense. Cerro Terrubio
(Febrero 1972)*

infrayacentes por lo que no descartamos la posibilidad de una deformación por gravedad. No hemos visto casos de estratificación oblicua volcada.

Hay que citar algunos tipos anómalos de estratificación turbulenta que calificaremos como "confusa". (Este término se suele emplear para una estructura costera, pero ha sido utilizado por EVANS (1941) y recogido por GUBLER y cols. (1965) para "ciertos sedimentos fluviales y lacustres sometidos a efectos periódicos de corrientes y estancamientos").

Al igual que ocurría en las "areniscas de Cabrerizos" pero con mucha mayor abundancia, se encuentran aquí las superficies de erosión.

Es de destacar la presencia de carbonatos en determinados niveles (bien como cemento o como constituyente principal) que son más frecuentes conforme ascendemos en la escala estratigráfica. Indican un clima seco y cálido.

Se han encontrado "increciones" y "contramoldes de raíces" con relativa abundancia.

Destaquemos que ha sido citada attapulgita y sepiolita en el Teso de la Flecha y en otros lugares de la Armuña (ALONSO & GALVÁN, 1961; GARCÍA & cols., 1966; ALONSO, 1970). Ignoramos en qué lugar del Teso se hizo este análisis, pero la presencia en suelos armuñeses de estos minerales nos hace pensar que debe ser un nivel alto y por tanto de la base del Ludiense, con todas las reservas que sobre esta datación indicábamos antes. Es de destacar que estos minerales son típicos de sedimentación lacustre básica en clima semihúmedo * y cálido (para su conservación es necesario, por el contrario, un clima árido). No obstante, no puede afirmarse que sean base de correlación pues también ha sido citada en las areniscas de construcción de Villamayor (PÉREZ & ALONSO, 1965) de edad probablemente luteciense. En esto coincidimos con todos los autores: estas arcillas magnesianas no son ni correlativas ni sincrónicas.

Todo ello nos lleva a la conclusión de que la tendencia a la aridez se hace más notable durante el Ludiense cuyo clima local se caracteriza por la alternancia de períodos semihúmedos y secos bajo una temperatura siempre cálida.

Esta concepción climática es algo distinta con respecto a la deducida para otras cuencas continentales ibéricas, cuya característica principal (ANTUNES, 1967) es la manifiesta aridez con su consecuente sedimentación de precipitados que no se encuentran en el Paleógeno dureense.

Creemos únicamente posible una correlación con las próximas cuencas paleógenas portuguesas situadas al N. del río Tajo. Según los datos de ANTUNES (1964, 1967) se pueden allí establecer dos series: inferior, rica en attapulgita (en Castelo Branco, Nisa y Coja) y superior, francamente arcó-

* El término "húmedo" es relativo. Con precipitaciones intensas, estas arcillas tienden a destruirse.

sica (en Arganil, Seia, Nave de Haver y Coja, donde se ha encontrado fauna del Ludiense Superior). Estas dos series creemos que pueden ser referidas a nuestras "areniscas de Cabrerizos" (Luteciense-Ludiense Inferior) y "de Aldearrubia" (Ludiense) respectivamente.

Una tercera serie, en Benfica, con alternancia de calizas y detríticos y presencia de attapulgita, es parcialmente posterior al Ludiense y corrobora nuestra concepción climática.

En cuanto a los "grés de Buçaco", situados tan próximos a las capas fosilíferas de Coja pero sin guardar relación con ellas, coincidimos con Antunes en dar una edad Pre-Ludiense, pero apuntamos aquí la posibilidad de que estén relacionadas con nuestras "areniscas de Salamanca" (Pre-Luteciense) dada su gran silicificación y sean por tanto de una edad anterior a la de los sedimentos de Castelo Branco, Nisa e inferiores de Coja. Sería muy interesante corroborar estas deducciones que se basan en la litología como factor determinado por las condiciones climáticas.

CONCLUSIONES

Creemos que con lo expuesto queda suficientemente claro que en los escarpes del Tormes hay tres unidades estratigráficas bien diferenciadas y que corresponden a lo que hemos dado en llamar "areniscas de Salamanca", "de Cabrerizos" y "de Aldearrubia". (Desestimamos el emplear el término "facies" para definir series tan complejas).

Cada una de ellas queda bien definida por sus características litológicas y paleoclimáticas. Su datación corresponde al Pre-Luteciense, Luteciense (entre Luteciense Medio y Ludiense Inferior) y Ludiense, quedando la primera sin determinar paleontológicamente.

Ya en el campo es notoria la diferencia entre las tres, que se manifiesta también por la naturaleza del cemento y análisis secuenciales.

Los caracteres litológicos demuestran que el clima durante el Eoceno fue tropical (dato confirmado por los hallazgos paleontológicos) sufriendo variaciones, de modo que de una notable humedad (Pre-Luteciense) pasamos a períodos húmedos con pequeños episodios áridos (Luteciense) que se hacen más abundantes y largos con el transcurso del tiempo, aunque sin llegar a ser dominantes (Ludiense).

Esta concepción climática parece ser válida también para el Paleógeno portugués al N. del Tajo, ignorándose exactamente la causa por la que sea distinta de la del resto de las cuencas paleógenas ibéricas.

Todo el conjunto ha sido intensamente afectado por la orogenia alpina, que ha producido una tectónica de fracturas con desnivelación de bloques y fenómenos de adaptación. Esto hace que, cartográficamente, el Pre-Lute-

ciense y el Luteciense estén en la proximidad de Salamanca separados por una falla (no visible).

La transición de las "areniscas de Cabrerizos" a las de "Aldearrubia" es insensible en el Teso de la Flecha, pudiendo ser en el futuro objeto de modificaciones, pero estas últimas tienen al E. de Aldealengua personalidad propia, que se manifiesta en sus características estratigráficas peculiares.

Desde Salamanca hasta Aldearrubia no hemos deducido fracturas; desde esta población hacia el E., sí, formando una estructura en "escalera", cuyo funcionamiento ha debido producirse simultáneamente a las pulsaciones de la fractura principal que limita al Paleógeno con el Mioceno (Falla de Villoria). No hemos encontrado, hasta ahora, discordancias entre las tres formaciones pero no descartamos la posibilidad de su existencia.

Respecto a la morfología actual, parece ser el resultado de la conjugación de las características litológicas y tectónicas, poco diferenciales después del Plioceno, sobre las que ha actuado la intensa erosión fluvial cuaternaria.

AGRADECIMIENTO

Hacemos constar nuestro agradecimiento al Centro de Edafología y Biología Aplicada (I.O.A.T.O.) de Salamanca por su cooperación y ayuda.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI, B. (1955): *El Cámbrico de Salamanca y su serie de cobertura*. Est. Geol. 11, 383-395, láms. 62-64.
- AERO-SEVICE LTD. (1967): *Mapa Geológico de la Cuenca del Duero*. E=1:250.000. Inst. Nac. Colonización e I.G.M.E. Madrid.
- ALONSO, J. (1970): *Sedimentos y suelos españoles con sepiolita y attapulgita*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (G.) 68, 119-130.
- ALONSO, J. y GALVÁN, J. (1961): *Nota sobre la existencia de sepiolita en las cuencas del Duero y Ebro*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (G.) 59, 167-172.
- ALLEN, J. R. L. (1963): *The classification of cross-stratified units with notes on their origin*. *Sedimentology*, 2 (2), 93-114.
- ARRIBAS, A. y JIMÉNEZ, E. (1967): "Geología de Zamora" en *Mapas provinciales de suelos: Zamora*. Mapa Agron. Nac.; Minist. Agric., 8-29, 1 mapa.
- (1970): *Mapa Geológico de España 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hoja 29 (Valladolid)*. I.G.M.E., Madrid.
- (1972): *Mapa Geológico de España 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hoja 37 (Salamanca)*. I.G.M.E., Madrid.
- BERG, D. E. (1964): *Krokodile als Klimazeugen*. Geol. Rdsch. 54, 328-333.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1957): *Algunas precisiones sobre la edad y extensión del Paleógeno de las provincias de Salamanca y Zamora*. Curs. y Conf. Inst. Lucas Mallada, 4, 83-85.

- EVANS, O. F. (1941): *The classification of wave-formed ripple-marks*. J. Sediment. Petrology, 11 (1), 37-41.
- GARCÍA, A.; FORTEZA, J.; SÁNCHEZ, M. y MARTÍN PATINO, M. T. (1966): *Estudio de suelos de La Armuña, comarca española de suelos mediterráneos*. Vº Com. Soc. Int. c. Suelo, septiembre 1966, Madrid, 107-126.
- GIL Y MAESTRE, A. (1880): *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca*. Com. Mapa Geol. España, pp. 1-299, Madrid.
- GUBLER, Y. y col. (1966): *Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires*. Ed. Technip, pp. 1-291, París.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1915): *Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia*. Com. Inv. Pal. y Prehist. 5, 1-295, Madrid.
- (1943): *Observaciones respecto al Paleógeno continental hispánico*. Las Ciencias, 8 (3), 545-555, láms. 1-6, Madrid.
- I.O.A.T.O. (1964): *Los suelos de la provincia de Salamanca*, pp. 1-145, 1 mapa, Salamanca.
- JIMÉNEZ, E. (1968): *Stereogenys salmanticensis nov. sp., quelonio eocénico del Valle del Duero*. Est. Geol., 24, 191-203, Madrid.
- (1970a): *Sobre un nuevo hallazgo de Stereogenys salmanticensis, Jim.* Stvd. Geol., 1, 73-86, Salamanca.
- (1970b): *Estratigrafía y Paleontología del borde sur-occidental de la Cuenca del Duero*. Tesis Doctoral, 323 pp., Salamanca.
- (1970c): *Los reptiles fósiles del Valle del Duero. Sobre un cuarto paratipo casi completo de Stereogenys salmanticensis, Jim.* Est. Geol., 26, 245-260, Madrid.
- (1971a): *Los reptiles fósiles del Valle del Duero. Podocnemis carbajosai, nov. sp., del Eoceno de Salamanca*. Est. Geol., 27, 85-93, Madrid.
- (1971b): *Primer Pseudotrionyx español: Allaeochelys casasecai, nov. sp., del Luteciense de Corrales (Zamora)*. Est. Geol., 27, 153-166, Madrid.
- (1971c): *Nuevos fragmentos específicos de Pelomedúsidos lutecienses del Valle del Duero*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (G.), 68, 243-258.
- (e. p.): *Podocnemis armuniensis, nov. sp., quelonio ludiense de Aldearrubia (Salamanca)*. Tomo Conm. Centenario R. Soc. Esp. Hist. Nat. (1971).
- LÓPEZ DE AZCONA, J. M.; MINGARRO, F. y LÓPEZ DE AZCONA, M. C. (1967): *Mapa Geológico de la provincia de Salamanca. E=1:200.000*. I.G.M.E. Madrid y Excma. Dip. Prov. Salamanca.
- MAPA AGRONÓMICO NACIONAL (1970): *Mapas proviniales de Suelos: Salamanca*. Direcc. Gen. Agricult., 471 pp., 6 mapas, Madrid.
- MIQUEL, M. (1906): *Restos fósiles de vertebrados encontrados en Salamanca*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 6, 352-357.
- PÉREZ, J. y ALONSO, J. (1965): *Estudio de unas areniscas utilizadas como piedra de construcción en monumentos españoles y sus posibles causas de alteración*. Inst. Centr. Conserv. y Rest. Ob. Art. y Etnol., Madrid.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1883): *Descripción física y geológica de la provincia de Zamora*. Mem. Com. Mapa Geol. España, Madrid.
- ROMÁN, F. (1923): *Algunos dientes de Lofiodóntidos descubiertos en España*. Com. Inv. Pal. y Prehist., 33, 1-22, Madrid.
- ROMÁN, F. y ROYO-GÓMEZ, J. (1922): *Sur l'existence de mammifères lutéciens dans le Bassin du Douro (Espagne)*. C. R. Ac. Sc. Paris, 175, 1221-1223.
- SÁENZ, C. (1934): *Nuevos yacimientos de vertebrados fósiles en la Cuenca Terciaria del Duero*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 34, 181-185.

- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1950): *Basamento paleozoico y cobertura moderna en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres)*. Publ. Extr. s. Geol. d. España, 5, 91-146, Madrid.
- TEMPLADO, D. y PASTORA, J. L. (1946): *Explicación del Mapa Geológico de España 1:50.000; Hoja 478 (Salamanca)*. I.G.M.E., Madrid.
- TELLES ANTUNES, M. (1964): *Présence du genre Palaeotherium Cuv (Equoidea, Mammalia) dans les argiles de Coja (Arganil). Considérations sur l'âge et l'extension des formations éocènes au Portugal*. Rev. Fac. Cienc. Lisboa (2 C) 12 (1), 103-122, 1 lám.
- (1967): *Dépôts paléogènes de Coja: Nouvelles données sur la Paléontologie et la stratigraphie. Comparaison avec d'autres formations paléogènes*. Rev. Fac. Cienc. Lisboa (2 C) 15 (1), 69-111, 3 láms.
- VILANOVA, J. (1873): *Noticia de vertebrados hallados en Sanzoles (Zamora)*. Act. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 2, págs. 42, 47 y 52.
- (Recibido el 17-III-72)

VARIACION EN SENTIDO VERTICAL DE LAS FAMILIAS DE FORAMINIFEROS MAS IMPORTANTES EN EL PLIOCENO DE MOLINS DE REI. ASOCIACION FAUNISTICA Y SU SENTIDO PALEOECOLOGICO

JORGE CIVIS LLOVERA*

RESUMEN.—En este trabajo se presenta un estudio previo de los foraminíferos de las arcillas azules del Plioceno de Molins de Rei (Cataluña), considerando las variaciones verticales de los porcentajes de las principales familias y de los géneros más característicos.

La asociación faunística nos proporciona datos paleoecológicos de interés.

SUMMARY.—This previous report on “foraminifera” deals with the “blue” clays of the Pliocene of Molins de Rei a Catalan locality near Barcelona (Spain).

The vertical variation of percentages of the main families and some of the most important genera are studied because of their palaeological interest.

INTRODUCCION

Desde que ALMERA (1894, pp. 254-261) citó y figuró una lista de 40 especies de Foraminíferos procedentes del Plioceno de los alrededores de Barcelona determinados por Shordt, ningún trabajo se ha ocupado de los Foraminíferos de esta región.

Desafortunadamente la lista dada por Almera carece de precisión tanto en la localización geográfica como en la posición estratigráfica de las muestras y en este sentido presenta solamente un valor histórico.

La constante explotación a que están sometidos los sedimentos pliocénicos de los alrededores de Barcelona y la intensa construcción que se realiza en esta área determinan la acelerada desaparición de los afloramientos.

Con la presente nota se empieza el estudio de los Foraminíferos del Plioceno del Valle de Llobregat a los que se va a dedicar una amplia memoria que abarcará el aspecto sistemático, distribución estratigráfica, variaciones laterales de facies, condiciones paleoecológicas, etc...

* Departamento de Paleontología. Universidad de Salamanca.

SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

Los depósitos pliocénicos objeto de esta nota, se encuentran localizados en Molins de Rey a la altura del kilómetro 86 del Ferrocarril de Barcelona-Tarragona, junto a la Font del Rajulí.

Están constituidos por dos niveles litológicamente bien definidos: un nivel arcilloso de color gris-azulado en la base y un nivel margoso-arenoso de color amarillento en la parte superior. Los sedimentos se encuentran prácticamente subhorizontales excepto en su extremo más oriental que presentan un buzamiento de unos 20° al SW.

Dichos sedimentos se supone que se asientan sobre el Paleozoico erosionado y están cubiertos en su mayor parte por depósitos cuaternarios.

El afloramiento está enmascarado por los materiales cuaternarios y los derrubios del mismo y sólo se ha podido observar al realizar obras de excavación para construcciones, lo cual ha permitido obtener una sección de estos sedimentos aunque sin poder alcanzar la base de los mismos.

La sección observada tiene un espesor de 15 m. y abarca las arcillas "gris-azules" inferiores y una muestra del nivel superior.

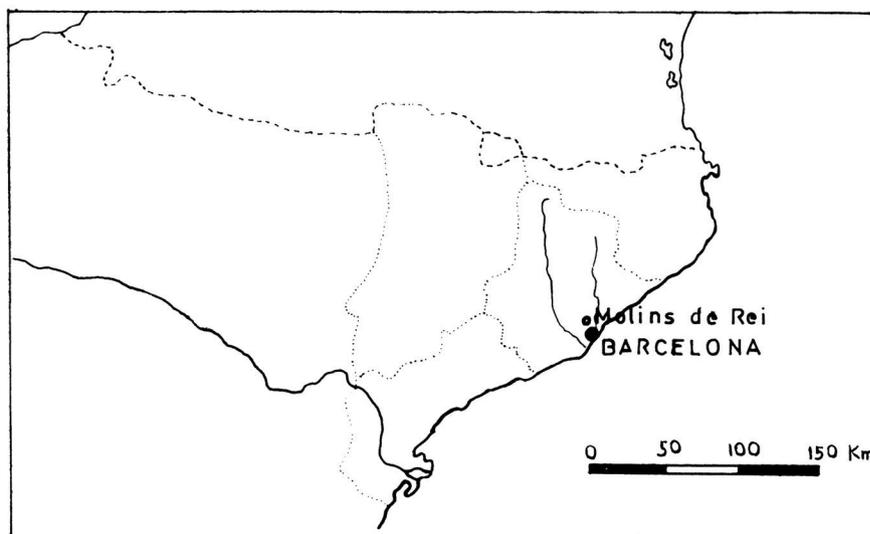


FIG. 1

FAMILIAS Y GENEROS

Se han estudiado los Foraminíferos de tamaño superior a 0,05 mm. correspondientes a siete muestras tomadas cada 2,30 m. de dichos sedimentos

y hasta el momento se han determinado ochenta y ocho especies diferentes de las cuales diez corresponden a formas planctónicas.

Las especies planctónicas se agrupan en los géneros *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globigerinella*, *Orbulina* y *Sphaeroidinellopsis* y representan un porcentaje bajo con relación a las especies bentónicas.

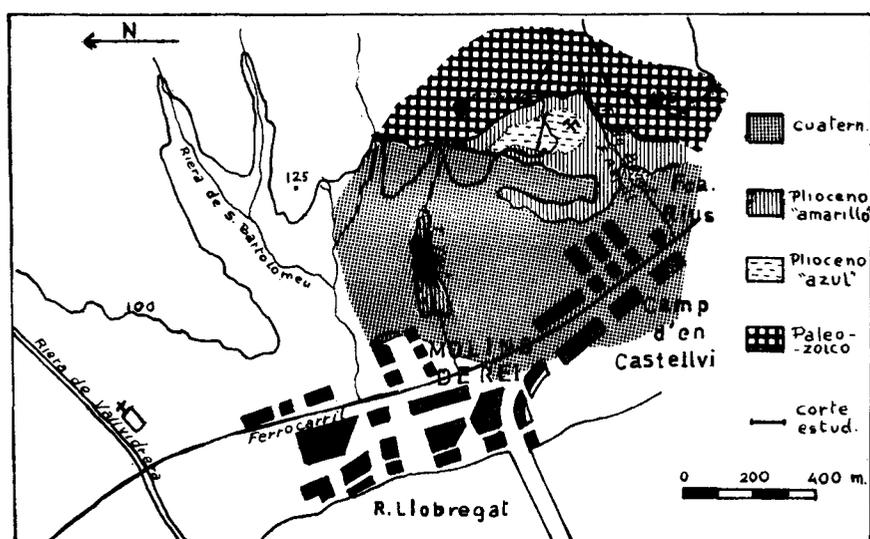


FIG. 2

Esquema geológico del sector del afloramiento

El conjunto total de especies se agrupa en varias familias de las cuales existen diez que constituyen la mayor parte de la población existente, alcanzando valores del 90 % sobre el total de las formas (figura 3).

Las familias *Bolivinitidae*, *Cassidulinidae*, *Buliminidae*, *Eponididae* y *Globigerinidae*, se encuentran con un porcentaje elevado en todas las muestras, presentando cambios acusados las tres últimas citadas: *Buliminidae*, *Eponididae* y *Globigerinidae*.

Estas familias además de presentar las peculiaridades consideradas, son de interés al realizar el estudio sobre los géneros que de ellas se han determinado.

Siguiendo las normas establecidas por WILLIAM (1964) para el estudio de la ecología de Foraminíferos, se han calculado los porcentajes numéricos de cada género presente en las muestras, así como los cambios de porcentajes que ofrecen en la sección objeto de estudio, teniendo en cuenta el número de especies que aparecen de cada uno de ellos, pero sin considerar el número de individuos de cada especie.

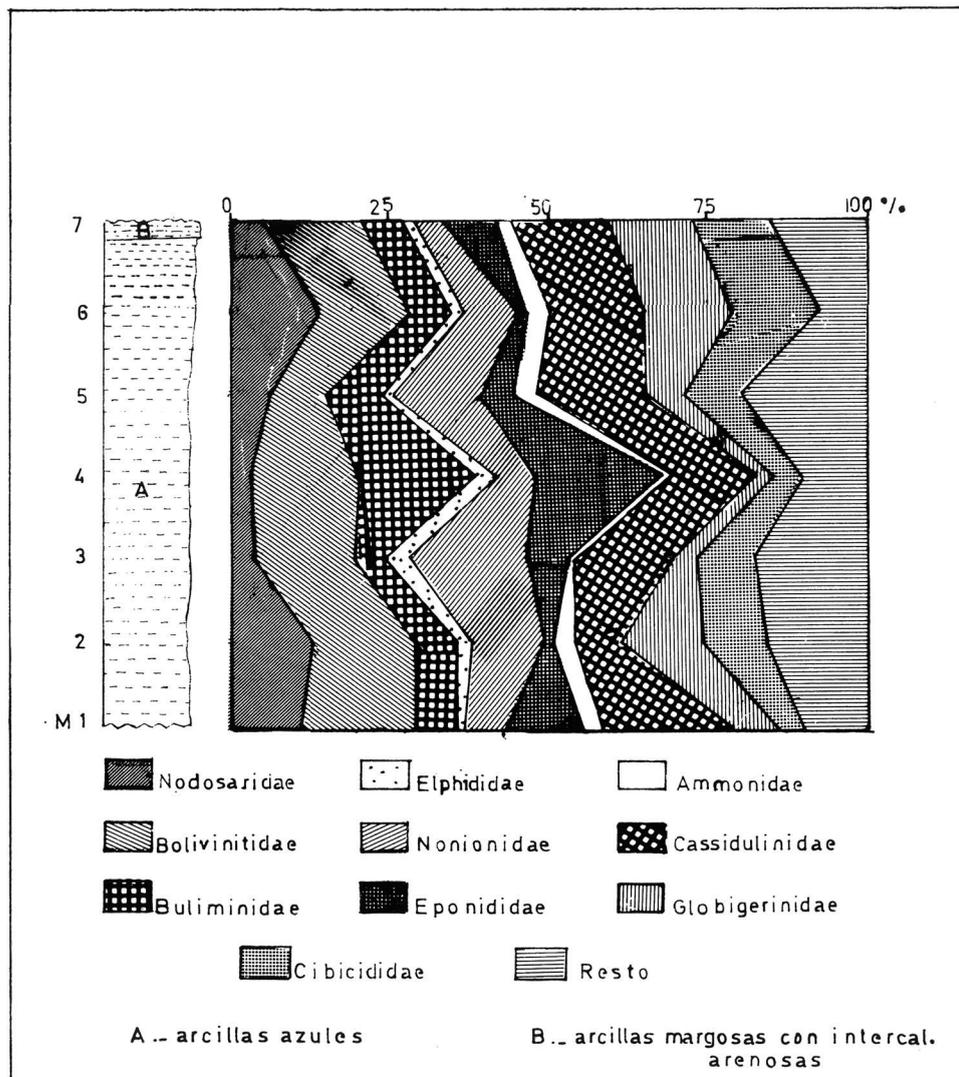


FIG. 3

Variación en sentido vertical de las principales familias existentes en las muestras

Según William, interesa la obtención de una asociación faunística basada en el tanto por ciento de formas presentes para obtener, las condiciones ecológicas o paleoecológicas de la asociación.

Situándonos concretamente en nuestro estudio, los géneros de mayor interés paleoecológico, de cada muestra, son: *Bolivina*, *Bulimina* y *Cassidulina* de los cuales las especies determinadas de cada una de ellos son:

Cassidulina laevigata d'Orb.

C. laevigata carinata Cushman

C. subglobosa Brady

Bolivina punctata d'Orb.

B. alata Següenza

B. scalprata Macfadyen

B. spathulata Williamson

Bulimina pyrula d'Orb.

B. pyrula spinescens Brady

B. elongata Cushman & Parker

B. aculeata d'Orb.

Bulimina sp.

Estos géneros presentan unos porcentajes elevados en cada una de las muestras en relación a otros géneros también constantes en toda la sección como son: *Elphidium*, *Ammonia*, etc... En la figura 4 pueden observarse los porcentajes de aquéllos y las variaciones que presentan, en todas las muestras estudiadas.

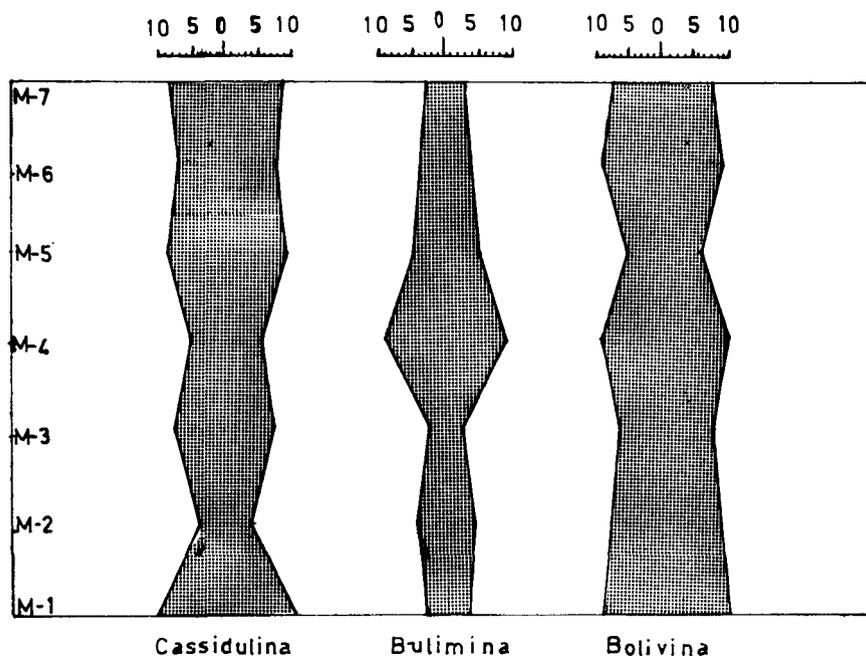


FIG. 4

Variación de los porcentajes en los géneros
Cassidulina, Bulimina y Bolivina

En la muestra más inferior (M-1), el porcentaje más elevado lo alcanza el género *Cassidulina*, con un 21 % seguido de *Bolivina* (19 %) y *Bulimina* (5,5 %). En M-2, 3 es el género *Bolivina* el que presenta el porcentaje más alto, 18 % y le sigue *Cassidulina* y *Bolivina*. El género *Bulimina*, en la mues-

tra M-4 situada aproximadamente a la mitad de la sección, aumenta considerablemente el porcentaje pasando a tener un valor del 19 %, siendo *Cassidulina* la que presenta el valor más bajo (11 %) de los tres géneros.

En las muestras superiores, vuelven a variar los porcentajes, siguiendo el ritmo de las muestras más bajas y con porcentajes similares.

Como podemos ver, estos tres géneros son constantes en cada muestra puesto que aunque el orden varíe entre los tres, siempre predominan sobre el resto de la fauna hallada, si bien, el estudio por familias, no nos diera los mismos resultados (figura 3).

Como hemos visto anteriormente, la asociación típica que encontramos es la de los géneros *Cassidulina*, *Bolivina* y *Bulimina* aunque se presenten en orden de porcentajes diferentes según las muestras.

Podemos creer que los sedimentos depositados en esta área, se sitúan constantemente por debajo de las 20 brazas ya que el medio ambiente de estos géneros es de mayor profundidad y los bajos porcentajes en que se encuentran los géneros *Elphidium* y *Ammonia*, vienen a confirmarlo (figura 5).

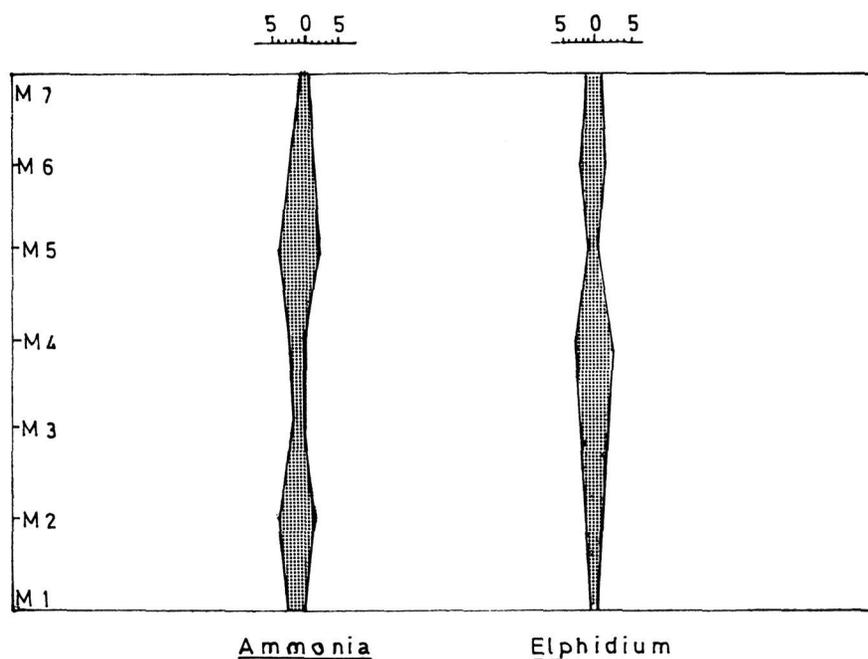


FIG. 5

Variación en porcentaje de los géneros *Ammonia* y *Elphidium*

En conjunto, la asociación indicada nos denota una profundidad de los sedimentos de alrededor de las 80 brazas, o sea situados en la plataforma Continental. Claro está, que suponemos que las condiciones de vida de los distintos géneros deberán ser las mismas que las que poseen en la actualidad.

BIBLIOGRAFIA

- AGIP MINERARIA (1957): *Foraminiferi Padani (Terziario e Quaternario). Atlante iconografico e distribuzione stratigrafica*. Arti Grafiche Pezzine Milano.
- ALMERA, J. (1907): *Catálogo de la fauna y flora pliocénica del bajo Llobregat y llano de Barcelona*. Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, Tom. III. Parte segunda. Barcelona.
- AYALA CASTAÑARES, A. (1963): *Sistemática y distribución de los Foraminíferos recientes de la laguna de Términos. Campeche. México*. U.N.A. de México. Bol. n.º 67, parte III, México.
- BERTOLINO, V. y Col. (1968): *Proposal for a biostratigraphy of the Neogene in Italy*. Giornali di Geologia. Annali del Museo Geologico di Bologna. Vol. XXXV, Fasc. II, pp. 23-30. Committee en mediterranean Neogene stratigraphy. Proceeding of the fourth session in Bologna 19-30 September 1967. Bologna.
- CARALP, M.; LAMY, A. y PUJOS, M. (1970): *Contribution a la connaissance de la distribution bathymétrique des Foraminifères dans le Golfe de Gascogne*. Revista española de Micropaleontología, Vol. II, n.º 1, pp. 55-84, Madrid.
- COLOM, G. (1945): *Los foraminíferos de las margas Vindobonienses de Mallorca*. Estudios Geológicos, tomo III, pp. 102-451, Madrid.
- HACKER, R. (1965): *Introduction Paeoecology*. American Elsevier Publishing Company Ins. New York.
- HOTTINGER, L. (1964): *Les Ammonia dans le Miocène Supérieur et Pliocène Marocain*. International Union of Geological Sciences. Proceeding of the third session in Berna 8-13 June 1964, Berna.
- LOEBLICK, A. y Col. (1957): *Studies in foraminifera*. United States National Museum Bull., n.º 215. Smithsonian Institution. Washington.
- WILLIAM, R. W. (1964): *Recent Foraminiferal Ecology and Paleoecology Approaches to Paleoecology*, pp. 151-237 (Imbrie & Newal Editors) London.

(Recibido el 22-III-72).

PETROLOGIA DEL STOCK GRANITICO DE EL PATO (ASTURIAS, NW DE ESPAÑA)

OFELIA SUÁREZ*

RESUMEN.—Se estudia un stock de reducidas dimensiones que aflora en una serie pizarrosa atribuida al Llandeilo. Las rocas que lo constituyen se han clasificado como granitos normales y granodioritas, siendo el carácter mineralógico más destacado la presencia de epidota. Se incluye en el grupo de granitos intrusivos (G_3).

SUMMARY.—This paper contains the study of a small size stock which outcrops in a shaly sequence dated as Llandeilo. The forming rocks have been classified as s.str. granites and granodiorites. The prevailing mineralogical characteristic is the presence of epidote. It is included in the intrusive granites group (G_3).

INTRODUCCION

Este pequeño stock, de aproximadamente 5 Km², aflora en la margen W. del arroyo Zarandeira, afluente del río Urubio, cerca del pueblo denominado El Pato, situado al SE. de Boal (Hoja 26, Mapa Topográfico Nacional 1 : 50.000) y próximo también al plutón de Boal. Es de forma alargada concordante con las estructuras generales de la zona.

La única referencia bibliográfica que existe aparte de la Tesis Doctoral de O. SUÁREZ (1970) es la inclusión en un mapa de rocas plutónicas de J. A. MARTÍNEZ (1960) como masa indiferenciada.

Este granito, en general bastante alterado, es porfídico con megacristales de feldespato sobre todo en la zona central del stock, deprimida topográficamente mientras que hacia el norte y en los bordes es de grano más fino y sin megacristales, existiendo un tránsito gradual entre ambos tipos.

El metamorfismo de contacto tiene escaso desarrollo, lo cual no es de extrañar dadas las pequeñas dimensiones del afloramiento. Solamente aparecen rocas de aspecto cornubianítico en el contacto sur, en el resto de la aureola son pizarras mosqueadas existiendo bandas muy ricas en grandes

* Departamento de Petrología. Universidad de Oviedo.

crisales de quiasfolita; se trata de la misma serie del Plutón de Boal (figura 1), O. SUÁREZ (1971).

GRANITOS DE BOAL Y EL PATO
ESQUEMA GEOLOGICO

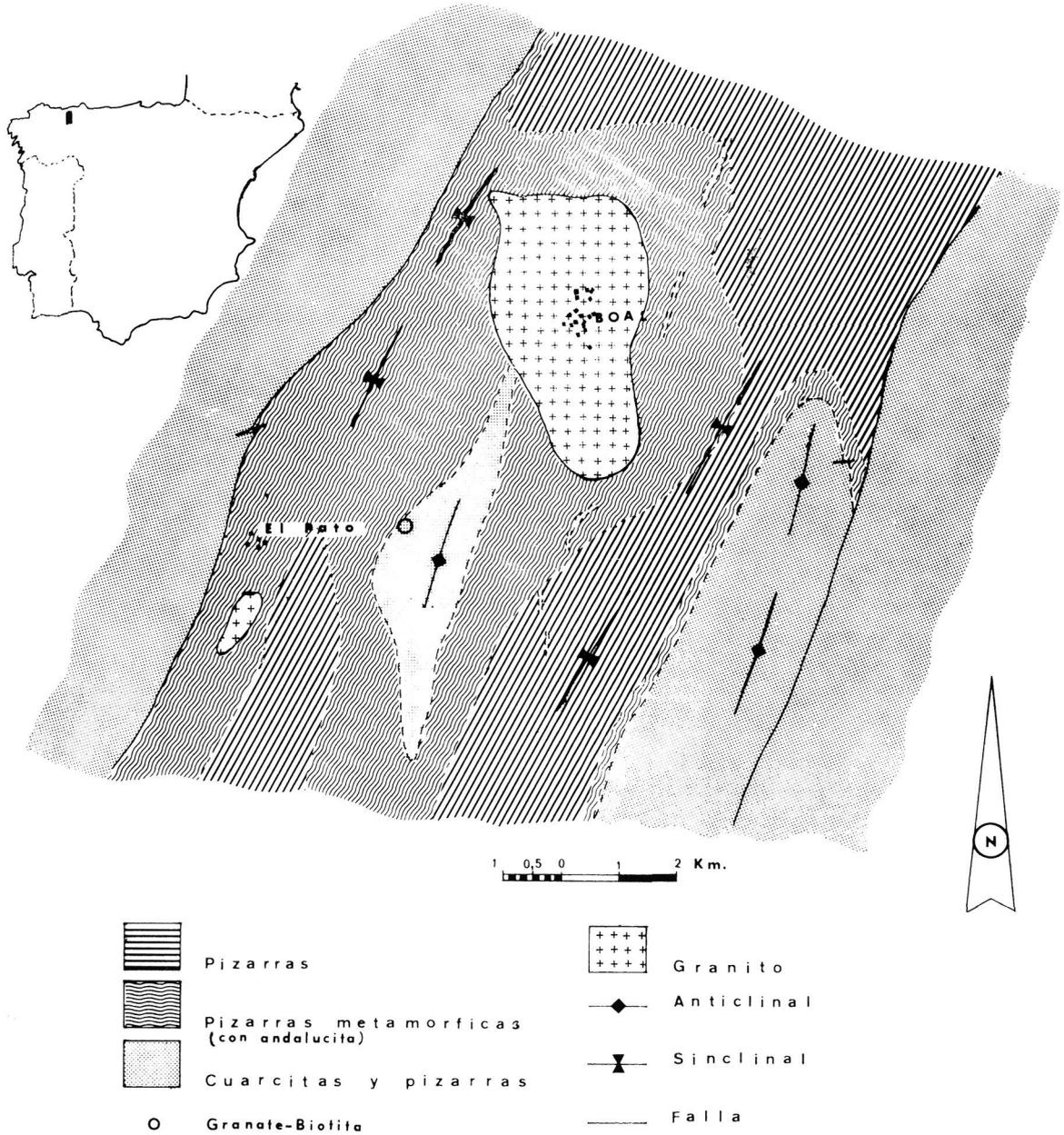


FIG. 1

Los minerales más frecuentes son: moscovita, clorita en grandes poiquiloblastos que engloban la esquistosidad principal (figura 2) apareciendo a veces microplegados en los bordes, andalucita en granos irregulares mal

desarrollados y muy diferentes a los grandes cristales idiomórficos de las bandas quiastolíticas y por último aparece también algo de cordierita por lo que estamos en las condiciones propias de la Facies de las Corneanas Hornblendicas, WINKLER (1965).



FIG. 2

Clorita de metamorfismo de contacto que engloba la esquistosidad principal. 240 D.—L.N.

PETROGRAFIA

Las rocas estudiadas son granodioritas y granitos normales, STRECKEISEN (1967), que corresponden en general con los dos tipos establecidos macroscópicamente:

- 1) Granodiorita porfídica.
- 2) Granito de grano medio a grueso, a veces con megacristales.

1) *Granodiorita porfídica*

Macroscópicamente se caracteriza por tener una estructura porfídica no muy marcada, con cristales subidiomórficos de feldespato o granos redondeados de cuarzo siempre inferiores a 0,5 cm., dentro de una pasta grisácea, a veces bastante oscura en la que son visibles algunas biotitas en laminillas finas.

Microscópicamente presenta textura porfídica hipidiomórfica.

Cuarzo. Se presenta: a) en grandes masas subredondeadas formadas por varios cristales asociados con extinción ondulante más o menos marcada. Incluye biotita y plagioclasas y más raramente feldespato potásico.

b) en granos de menor tamaño sin extinción ondulante y de superficie muy limpia. No contiene inclusiones.

Plagioclasas. En cristales subhedrales en sinneusis frecuentes de varios individuos. Con un contenido del 36-38 % de anortita las maclas más frecuentes son las de Albita-Ala, Albita-Carlsbad y Albita normal. Presentan un zonamiento muy acusado mostrando a veces corrosión entre zonas contiguas incluyendo cuarzo o micas. Con frecuencia incluyen también otros cristales de plagioclasa de menor tamaño que constituyen una especie de núcleos con diferente orientación óptica (figura 3).

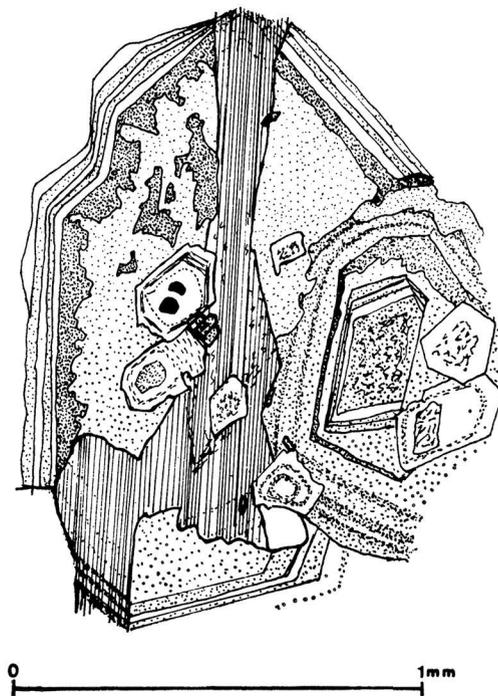


FIG. 3

Plagioclasas de primera generación incluidas en otras de cristalización posterior que muestran zonado de tipo irregular con corrosión entre zonas. Inclusiones frecuentes de biotita y circón

Feldespato potásico. Raramente se presenta en cristales grandes siendo de escaso tamaño y bordes irregulares. Tiene carácter intersticial. Se trata de microclina con las típicas maclas Albita-Periclina no muy marcadas pero siempre visibles. Incluye cuarzo micas y plagioclasas a las que corroe.

Biotita. Tanto en láminas grandes como de fino tamaño, a veces idiomórficas. De pleocroísmo muy marcado de amarillento-castaño claro ($n\alpha$) a castaño rojizo ($n\gamma$) oscuro. Inclusiones muy frecuentes de apatito, circón y rutilo, este último en forma de agujas finas. Halos pleocroicos muy desarrollados. En parte está cloritizada.

Moscovita. Parece claramente secundaria y procede bien de la biotita a la que sustituye sobre todo en los bordes, o bien se ha formado a expensas de los feldespatos. Es muy frecuente en forma de finas laminillas en el interior de las plagioclasas.

Accesorios. Entre estos destacan la epidota en escasa proporción, 0,1 a 0,2 % (cuadro 1) casi siempre asociada a micas lo mismo que la esfena y monacita. Los apatitos lo mismo que el circón son muy frecuentes casi siempre euhedrales y a veces de tamaño bastante grande. Existe también alanita idiomórfica muy escasa.

Minerales	NUMERO DE MUESTRA						
	As-112	As-113	As-115	As-116	As-119	As-120	As-121
Cuarzo	27,6	38,3	28,1	29,4	35,3	33,9	32,1
Plagioclasa ...	43,2	36,8	35,1	31,1	36,6	32,4	30,0
Feldespato K.	17,2	14,4	31,1	33,4	18,6	21,7	29,9
Biotit.-Clor...	7,4	8,9	3,8	4,7	6,3	8,4	5,0
Moscovita ...	4,3	1,5	1,1	1,5	2,7	1,9	1,3
Opacos	0,2	—	—	—	0,1	—	—
Epidota-Zois..	0,1	0,1	0,2	0,6	0,3	0,3	0,4
Esfena	—	—	0,1	0,1	—	—	—
Calcita.....	—	—	1,5	1,2	0,1	1,3	1,2
Apatito	—	—	—	—	—	0,1	0,1

Granodioritas: As-112, As-113 y As-119.

Granitos: As-115, As-116, As-120 y As-121.

CUADRO 1

2) Granito de grano medio a grueso con megacristales

De colores más claros que la granodiorita es de grano mayor que ella y no presenta estructura porfiroide más que cuando aparecen los megacristales de feldespato que llegan a veces a tamaños de 2 a 4 cm. de longitud.

Cuarzo. En grandes cristales anahedrales, a veces con bordes muy lobulados debido a fenómenos de recristalización. Presenta extinción ondulante, escasas granulaciones e inclusiones muy finas no identificables. Incluye también microclina, biotita, moscovita y rutilo y apatito en finas agujas.

Plagioclasas. En cristales grandes subhedrales, a veces en sinneusis de elevado número de individuos. En superficie presentan abundantes fracturas y grietas rellenas por un agregado microcristalino isótropo, o casi, constituido a base de sericita-moscovita y algo de cuarzo. Son algo más ácidas que las de las granodioritas con un contenido en anortita que varía entre el 28 al 34 % y con los mismos tipos de maclas. Muy zonadas muestran límites muy netos y corroídos entre zonas contiguas. A veces existe separando dos zonas una masa sericítico-cuarcítica que hacen más marcadas estas zonas. Suelen aparecer también granos de cuarzo y algo de microclina en los límites de corrosión entre zonas contiguas semejantes a las descritas por VANCE (1966). Otras inclusiones son de biotita, moscovita, calcita y epidota, estas últimas creemos formadas a sus expensas. Mirmequitas de escaso desarrollo o en formas arborescentes menos frecuentes. Como en las granodioritas parece existir una interrupción en la cristalización de las plagioclasas.

Feldespatos K. Se presenta en tres formas diferentes:

a) Megacristales de gran desarrollo con maclas de Albita-Periclina a veces también de Carlsbad. En algunos casos presentan dos fases de crecimiento diferentes siendo en la zona más externa más perfecto el enrejado típico de la microclina. Pertitas de exolución y/o reemplazamiento de forma irregular "interlocking", ALLING (1938), bastante espaciadas. Incluyen al resto de los componentes de la roca incluso plagioclasas de gran tamaño.

b) Microclina intersticial. En granos redondeados y equidimensionales semejantes en forma a los de cuarzo, aunque a veces son más irregulares debido a su carácter intersticial más marcado. Presentan maclas de Albita-Periclina más esparcidas y/o gruesas que las de los megacristales.

c) Feldespato K. Sin el enrejado de los otros dos tipos presenta en superficie un aspecto turbio. Es bastante pertítico en forma de venas muy finas "stringlets" según la terminología del autor citado.

Biotita. En láminas de tamaño muy variado y heterogéneo siendo mucho más frecuentes las grandes y las más finas sin que apenas existan tamaños intermedios. Incluye o está asociada a la epidota siendo muy frecuentes los cristales idiomórficos de esta que ocupan gran parte de la mica. En parte está transformada a clorita verde, incluyendo esfena en formas irregulares, feldespatos K secundario u óxidos de Fe.

Moscovita. Es claramente secundaria originándose bien sobre la biotita o como producto de alteración de los feldespatos, muchas veces junto a calcita en plagioclasas.

Apatito. En cristales idiomórficos exagonales y alargados a veces de tamaño bastante grande bien incluida en la biotita o fuera de ella.

Circón. De tamaños variados se presenta tanto idiomórfico como anahedral. A veces con zonado acusado. Se encuentran incluidos sobre todo en biotitas.

Calcita. Se presenta asociada a moscovita e incluida en cristales de plagioclasas con diferente grado de alteración, en cristales anahedrales con carácter intersticial entre cristales de cuarzo, micas o feldespatos y dentro de feldespato K en cristales independientes y aislados unos de otros pero manteniendo la misma orientación óptica (figura 4).

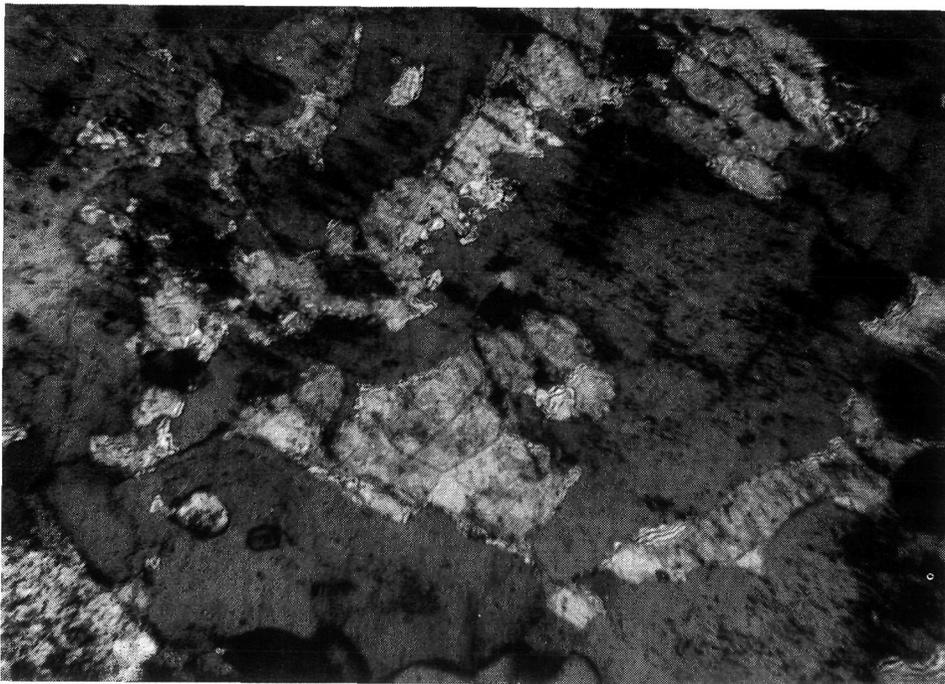


FIG. 4

*Asociación de feldespato K y calcita con la misma orientación óptica.
104 D.—L.P.*

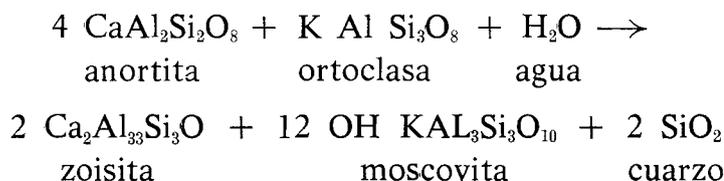
En los dos primeros casos parece claro que se trata de calcita secundaria originada por alteración hidrotermal de plagioclasas. Cuando aparece incluida en feldespato K con la misma orientación el proceso de formación debe ser bastante más complejo. Intercrecimientos gráficos entre calcita y feldespato K han sido descritos por SUNDIUS (1958) en pegmatitas con calcita asignándole a este mineral un origen magmatito. TOMKEIEFF (1941) explica la

transformación de plagioclasa cálcica a feldespato sódico-potásico y calcita, en un basalto por autometamorfismo, mediante la acción de soluciones residuales ricas en alcalis, carbonatos y silice según la reacción:

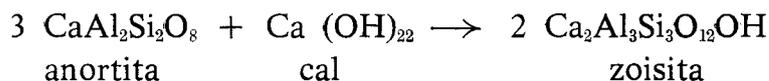


Un proceso semejante en el que interviniesen también albita y soluciones ricas en K podría explicar la asociación: calcita-feldespato K encontrada.

Epidota. La existencia de epidota es la característica mineralógica más destacada de las rocas graníticas de El Pato. Se presenta en cantidades inferiores al 0,6 % siendo las proporciones más frecuentes 0,1 a 0,2 %. BARTH (1952) explica su existencia por sausrutización de las plagioclasas por metasomatismo potásico, proceso en que se formarían también moscovita y cuarzo según la reacción:



o bien por introducción de soluciones ricas en calcio y según la reacción:



Existe en todas estas rocas abundante microclina intersticial que podría indicar la existencia de un metasomatismo potásico que originaría junto a una pérdida de Ca en las plagioclasas la formación de epidota y calcita, por otra parte y debido a la forma de presentarse parte de la epidota, cristales bien desarrollados (figura 5) nos inclinamos además por una cristalización primaria.

DATOS GEOQUIMICOS

Los cinco análisis químicos parciales realizados, dos de la facies de grano grueso y tres de las granodioritas porfídicas (cuadro II) muestran pocas diferencias entre los dos tipos. El contenido en calcio es bastante alto aunque no tanto como en las rocas de Boal, O. SUÁREZ (1971), con las que muestran un gran parecido; como en aquéllas el hierro es bastante elevado y el potasio predomina sobre el sodio existiendo entre ambos óxidos una correlación negativa al contrario de ellas.

El diagrama de Nockolds y Allen (figura 6) muestra una evolución semejante a la de las rocas citadas y propia de una serie calcoalcalina.



FIG. 5

*Cristales de Epidota incluidos en plagioclasa y feldespato K.
104 D.—L.N.*

Elementos	NUMERO DE MUESTRA				
	M-37	M-38	M-39	M-40	M-41
SiO ₂	64,20	61,80	60,80	64,10	62,40
Fe ₂ O ₃	2,50	3,60	3,90	1,90	3,10
MgO	0,70	1,10	1,13	0,83	0,70
K ₂ O	4,97	3,77	4,25	5,09	5,57
Na ₂ O	2,85	4,35	3,05	3,10	2,90
CaO	1,80	2,80	1,40	1,40	1,40
TiO ₂	0,25	0,35	0,50	0,15	0,30

M-37 y M-41. Granito de grano grueso.

M-38, M-39 y M-40. Granodioritas porfídicas.

CUADRO 2

SECUENCIA PARAGENETICA

A partir de las observaciones microscópicas se ha tratado de reconstruir el orden de cristalización de los minerales que es normal aunque con algunas particularidades.

En el estadio magmático los primeros en cristalizar son los accesorios entre los que se halla la epidota-zoisita bien cristalizada en una posición poco clara respecto a los demás. La biotita los incluye a todos, lo mismo que algo de cuarzo, no así moscovita a diferencia de lo observado en Boal.

El comienzo de la cristalización de las plagioclasas coincide en parte con el de la biotita y se distinguen dos períodos diferentes entre los que parece haber interrupción como señalamos al describir estos minerales; a estos dos hay que añadir un 3.º en las facies microporfídicas formado por cristales de menor tamaño. El feldespato potásico es posterior y coincide en parte con la del cuarzo. En las facies porfídicas o microporfídicas existen dos tipos de cuarzo, el primero en cristales grandes y el otro, posterior, en pequeños granos en la pasta.

En el estadio post-magmático es la moscovita el mineral más importante, en parte debe sustituir a la biotita formándose además a expensas de los feldespatos.

Se forma también casiterita y tiene lugar una mirmequitización incipiente, pertitización de los feldespatos, transformación de plagioclasas con for-

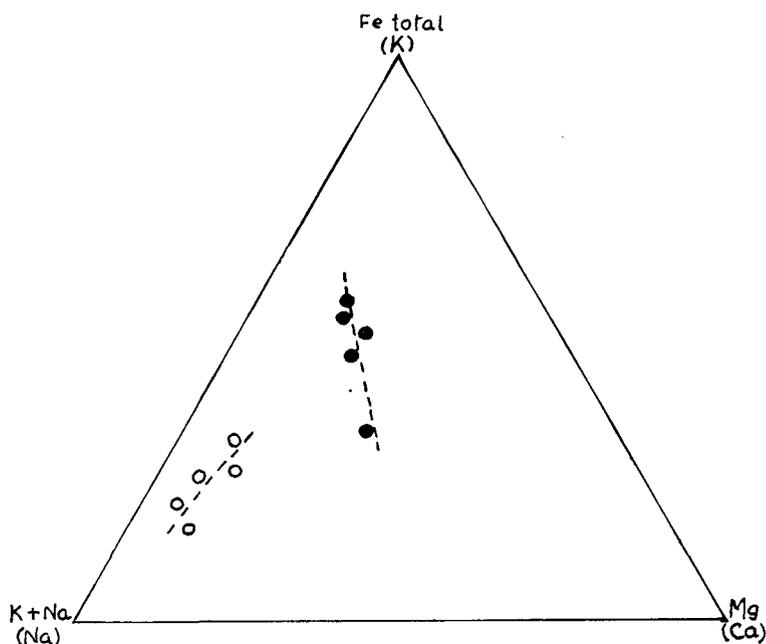


FIG. 6

Diagrama de Nockolds y Allen para los granitos y granodioritas de El Pato

mación de calcita y algo de epidota-zoisita granular y cloritización de las biotitas formándose como minerales secundarios: rutilo, esfena y feldespato K.

CONSIDERACIONES PETROGENETICAS

Las analogías de estas rocas son muy acusadas con las de Boal, próximas geográficamente, como ya hemos señalado anteriormente, tanto desde el punto de vista petrográfico como desde el químico, por lo que nos parece oportuno incluir este stock de El Pato en el grupo de granitos intrusivos porfiroides (G_3), CAPDEVILA (1969), CAPDEVILA y FLOOR (1970), señalando que al igual que el plutón de Boal presenta ciertas diferencias con el resto de estos granitos de Galicia Nord-Oriental y de la Zona Occidental Astur-Leonesa. Tales diferencias son la existencia de circones zonados y alanita entre los accesorios y falta de silicatos aluminicos índices de anatexia, plagioclasas muy básicas (38 % An) que predominan netamente sobre los feldespatos K, biotita muy abundante y escasa moscovita y por último contenido en calcio superior o próximo al 2 % mientras que el valor medio de los G_3 es inferior al 1 %.

BIBLIOGRAFIA

- ALLING, L. (1938): *Plutonic perthites*. Jour. Geol., vol. 46, 146.
- BARTH, T. F. W. (1962): *Theoretical petrology*. Second edit. J. Wiley & Sons, N. York, London.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le méthamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord-Orientale (NW de l'Espagne)*. Thèse. Univ. Montpellier.
- CAPDEVILA, R. y FLOOR, P. (1970): *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne*. Bol. Geol. y Min. T. LXXXI-II-III.
- NOCKOLDS, S. R. y ALLEN, R. (1952): *The geochemistry of some igneous series*. Geochim. Cosm. Acta, 4, 105-142.
- SUÁREZ, O. (1970): *Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona Occidental Astur-Leonesa (NW de España)*. Tesis. Univ. Salamanca.
- (1971): *Estudio petrológico del Plutón de Boal (Asturias, NW de España)*. Stvdia Geologica II, 93-113. Salamanca.
- STRECKEISEN, A. L. (1967): *Classification and Nomenclature of Igneous Rocks*. N. Jb. Miner. Abh. 107, 2 und 3, pp. 144-240.
- SUNDIUS, N. (1958): *Alcaline rocks and carbonates of alkalis, calcium and magnesium*. Arkiv. Min. Geol. Vol. 2.
- VANCE, J. A. (1965): *Zoning in Igneous plagioclases: Patchy zoning*. The Journal of Geology. Vol. 73. N.º 4, 636-652.
- WINKLER, H. G. F. (1965): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlog.

(Recibido el 22-III-1972)

V A R I A

ACTUALIZACION DE LOS CONCEPTOS DE "MINERAL A LA VISTA", "PROBABLE" Y "POSIBLE"

J. A. FERNÁNDEZ AMIGOT*

Como consecuencia de la aplicación de la Estadística Matemática a la valoración de yacimientos minerales surge la Geoestadística como ciencia complementaria en varios aspectos de problemas geológicos que con anterioridad no había sido posible resolver con rigor matemático. Los conceptos de "mineral a la vista", "probable" y "posible" van resultando anticuados desde el momento en que puede afirmarse que un determinado yacimiento contiene X Tn. de mineral, Y Tn. de metal y ley $L\%$, con unos márgenes de errores respectivos e_x , e_y y e_z a un determinado nivel de certitud (33, 65, 95 %).

Por ejemplo: Un yacimiento filoniano o estratiforme reconocido por un trazado minero o bien un cuartel de dicho yacimiento reconocido por dos galerías y dos chimeneas siempre ha sido considerado como "mineral a la vista". En nuestro concepto además de pasar a "a la vista" decimos en lo que se refiere al mineral: Hay 7000 Tn. al nivel de certitud 95 % (prácticamente la certeza) con un error del 7 %. Lo cual nos indica que las toneladas de mineral X que se extraerán van a estar comprendidas en el intervalo 7000 ± 490 , o sea, $6510 < X < 7490$ al nivel 95 %. A conclusiones similares se llega en lo referente a metal y ley.

Actualmente la nueva clasificación impuesta por la Estadística y aceptada por los principales países es:

1.º A la vista = Reservas = Reserves = Measured or proved: Mineral perfectamente conocido para poder ser extraído y tratado en el momento que se decida.

2.º Probable = Recursos = Resources = Indicated: Mineral que no está suficientemente reconocido pero que justifica su investigación completa. Puede tratarse de un filón reconocido por sondeos y que justifica labores mineras de investigación, o bien de una masa en la que la retícula de sondeos resulta amplia.

3.º Posible = Perspectivas = Perspectives = Inferred: Cuando en alguna de sus tres dimensiones el yacimiento no ha sido completamente investigado y resulta lógico pensar que existe una continuación del mismo en la dirección de los últimos datos positivos.

4.º "Eventual sobre índices": Se trata de anomalías físicas o químicas de superficie de las que cabe esperar algún tonelaje aunque no estén investigadas en profundidad.

* Dr. Ing. Minas. Junta Energía Nuclear.

5.º “Eventual regional”: Utilizando datos analógicos, geológicos, metalogénicos, testónicos, etc., y de experiencia, se puede especular sobre el potencial de un macizo, región o provincia metalogénica no prospectada o parcialmente prospectada.

1) *Reservas*: Entran dentro de esta categoría los yacimientos que son conocidos a un nivel de certitud igual o superior al 65 % con un error sobre sus estimadores igual o menor al 50 %.

Ejemplos:

	Nivel de certitud	Error sobre los estimadores
Mina A	95 %	24, 30 y 16 %
Mina B	65 %	18, 26 y 13 %

Siempre se pueden incluir como “reservas” los yacimientos filonianos o estratiformes reconocidos por labores mineras en dirección, los yacimientos estratiformes subhorizontales investigados mediante sondeos o malla regular y los yacimientos en masa reconocidos por uno u otro método siempre que cumplan los requisitos anteriores.

Si sobre un yacimiento tipo masa de dimensiones $600 \times 200 \times 30$ m. se ha realizado una campaña de sondeos en retícula cuadrada de 50 m. de lado y al calcular los estimadores existe aproximadamente más de una probabilidad entre tres de que el error cometido sea igual o superior al 50 %, el cálculo nos habrá indicado que la investigación es insuficiente y que será necesario proseguirla centrando la malla si nos interesa incluir dicho yacimiento en “Reservas”.

2) *Recursos*: Comprende esta clasificación:

A) Algunos yacimientos filonianos reconocidos por labores mineras en los que al calcular las precisiones sobre los estimadores se superan los límites indicados en “Reservas” por causas inherentes al trazado minero, o bien debido a una heterogeneidad en la distribución del mineral.

B) Un yacimiento de tipo estratiforme o masa reconocido por sondeos de testigo o malla excesivamente amplia.

C) Un yacimiento en masa reconocido por un trazado minero con recortes excesivamente separados.

D) Filones reconocidos por sondeos con insuficiente recuperación de estigo.

E) Filones reconocidos por un pequeño número de sondeos con suficiente recuperación de testigo.

Un ejemplo hipotético sería el de un filón uranífero en el que se han realizado 7 sondeos de diamante (recuperación de testigo) y 30 sondeos Wagon-Drill (sin testigo). Los sondeos de testigo no aportan datos suficientes para establecer una buena correspondencia radiometría-ley, por lo que al extrapolar los resultados del Wagon-Drill cometemos serios errores.

Sólo en algunos de los casos anteriores es posible cifrar el error que se comete, pero concretamente en D y E no existe ningún valor matemático que nos lo indique y es normal equivocarse en un 50 %.

3) *Perspectivas*: Se trata de volúmenes de mineral que se cree deben existir basándonos en razonamientos de proximidad a investigaciones positiva, datos geológicos, estructurales y experiencia. Por ejemplo:

Imaginemos un filón reconocido según el trazado minero de la Fig. a a los niveles $-m$ y $-2m$. Al nivel $-3m$ existe un perfil de impactos de sondeos positivos 0+ y en longitud está determinada la banda mineralizada (estériles). En este caso la clasificación del mineral será:

$$\begin{aligned} \text{Del nivel } -0 \quad \text{al nivel } -\frac{5}{2}m &\longrightarrow \text{Reservas de mineral} \\ \text{Del nivel } -\frac{5}{2}m \quad \text{al nivel } -\frac{7}{2}m &\longrightarrow \text{Recursos del mineral} \\ \text{Del nivel } -\frac{7}{2}m \quad \text{al nivel } -X &\longrightarrow \text{Perspectivas de mineral} \end{aligned}$$

El nivel $-X$ lo determinamos en función de la experiencia y de la corrida mineralizada. Es decir: si dentro del área metalogénica a la que pertenece este filón hay otros más o menos similares completamente reconocidos y mineralizados hasta una profundidad de 200 metros, si $m = 40$ metros será lógico pensar que existe una posibilidad de mineralización entre los niveles -140 y -200 aunque podamos cometer un error del 100 %.

Si en dicha área metalogénica no existiera ningún otro filón similar o si lo hay no estuviera completamente reconocido, para determinar el nivel $-X$ tendremos que basarnos en nuestros conocimientos sobre el filón dado y en la experiencia personal.

Si hasta el nivel $-m$ encontramos principalmente minerales secundarios (óxidos, fosfatos, etc.) y en el $-2m$ abundan más los primarios (carbonatos, etc.) observándose una elevación de la ley con la profundidad, habrá más motivos para aumentar X ; y en cualquier caso hay que admitir una posibilidad de mineralización por debajo de

$$\text{la cota } -\frac{7}{2}m.$$

Si un filón ha sido reconocido por galerías en dirección según el trazado de la Fig. b y tanto en profundidad como hacia el NE terminan las labores en zona positiva, habrá que admitir como *Perspectivas* el volumen exterior al trazado minero delimitado por líneas de puntos. Para determinar AB podemos guiarnos por indicios de superficie, mapas radiométricos, geofísica o calicatos que se abrirán a este efecto siguiendo la dirección del filón.

En el caso de un yacimiento radioactivo tipo masa, sucede a veces que un plano radiométrico ofrece el aspecto de la Fig. c con dos o más superficies radiactivas como las M-1 y M-2 existiendo entre ellas un área punteada de recubrimiento. Si la investigación de M-1 y M-2 resulta positiva, habrá que considerar la perspectiva de empalme entre ambas.

En cualquiera de los tres casos anteriores, la geología o geofísica pueden descubrir estructuras laterales o inmediatas de características similares a las ya investigadas. Este estudio podrá servir para ampliar un yacimiento mediante futuras investigaciones.

La clasificación de Eventual sobre índices y Eventual regional no necesita aclaración.

(Recibido el 17-II-72)

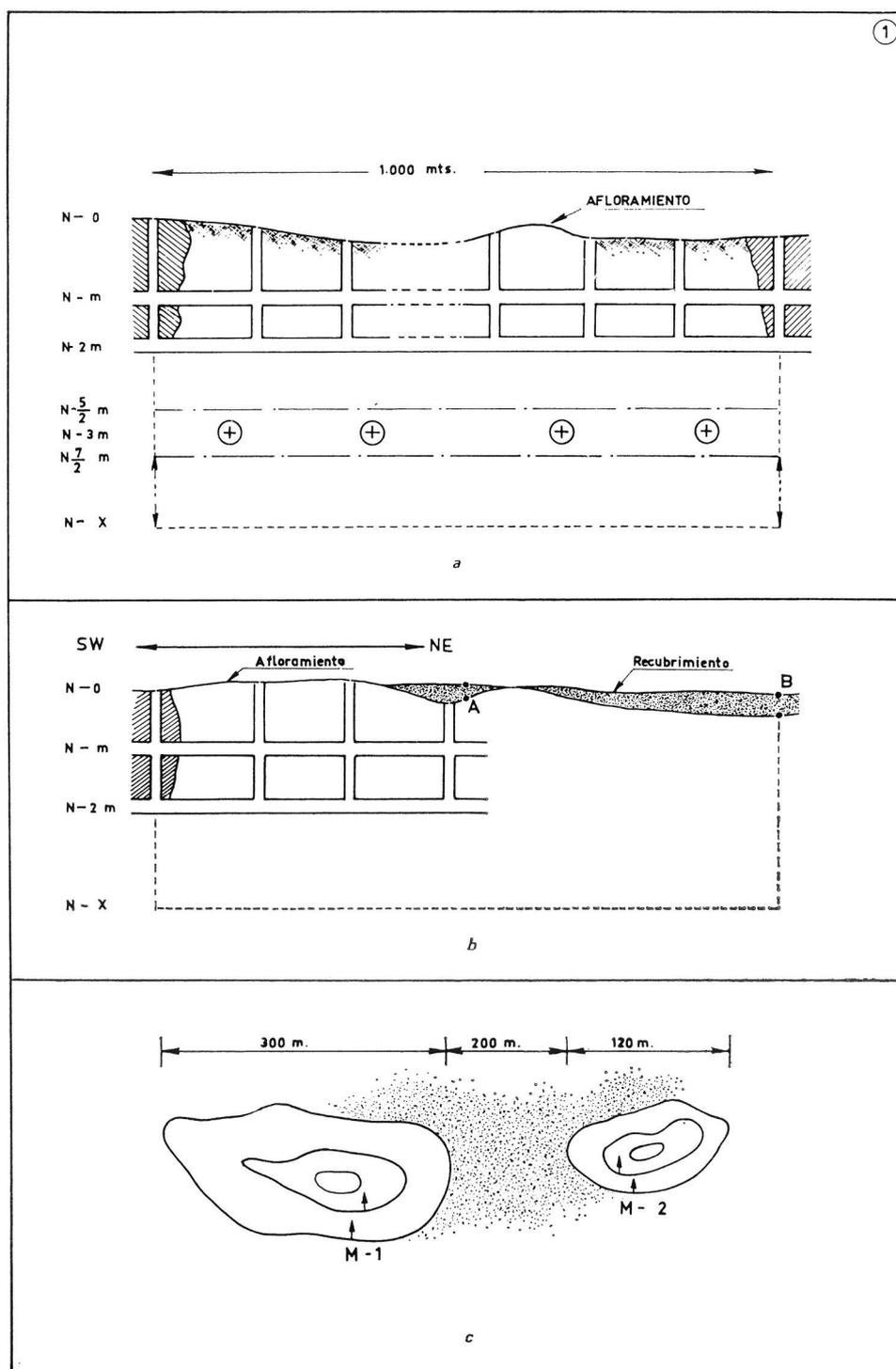


FIG. 1

DESMUESTRES Y SUS TIPOS

J. A. FERNÁNDEZ AMIGOT*

Los datos fundamentales que interesan al minero para efectuar su programación son: Toneladas de mineral T, toneladas de metal Tm y ley L ‰, estos datos vienen relacionados por la ecuación $Tm = T.L ‰$ de forma que el conocimiento de dos cualesquiera de estos estimadores implica el conocimiento del tercero. El valor de T puede considerarse como problema de potencias y el de Tm como de acumulaciones (productos d potencias por leyes).

De acuerdo con los desmuestres realizados durante la investigación serán los resultados obtenidos en la valoración. Se ve claramente que los desmuestres son los datos de partida, por lo cual hay que prestarles la máxima atención. Unos desmuestres mal realizados nos conducirán a una interpretación falsa de los hechos, y por otra parte las incoherencias que resulten del cálculo estadístico nos demostrarán taxativamente que los desmuestres no han sido bien realizados, pero muchas veces se tratará de un error irreparable.

A continuación exponemos todos los casos que pueden presentarse y la resolución correcta de los mismos.

A) *Desmuestres por rozas en galerías sobre filón o masa*

CASO 1. Filón único con salbandas netas no mineralizadas (Fig. A).

Aclaremos en primer lugar que las rozas, al menos teóricamente, han de ser de 20 cms. de altas y 20 cms. de penetración. Su variable es la longitud. En la práctica la penetración variará con la dureza de la caja.

El filón puede ser regular o irregular. Tanto en una como en otra hipótesis la roza debe ir transversal al filón, limitándose su longitud a la potencia mineralizada p. Es decir, no hay que tomar ninguna zona exterior a la caja del filón. Cuando éste sea regular con una roza central es suficiente, pero mejor será tomar además de esta roza dos a ~ 20 cms. de techo y suelo de la galería. Pueden mezclarse las tres y realizar un solo análisis químico por el procedimiento normal, o sea, triturando la muestra y por cuarteos sucesivos extrayendo la que se ha de analizar.

Si se trata de un filón irregular, es obligatorio tomar las tres muestras antedichas y analizarlas independientemente. En este caso la potencia media mineralizada que se

utilizará en el cálculo de tonelajes será $P_m = \frac{P_1 + P_2 + P_3}{3}$; y la ley media represen-

* Dr. Ing. Minas. Junta Energía Nuclear.

tativa de esa potencia media, será la media de las tres leyes pondera por sus potencias,

$$\text{es decir: } L_m = \frac{P_1L_1 + P_2L_2 + P_3L_3}{P_1 + P_2 + P_3}.$$

En ningún caso se debe cometer el gran error de tomar la medida aritmética de las leyes. Veamos un ejemplo: Supongamos las tres rozas puestas una a continuación de otra como en la Fig. B.

$$\begin{array}{ll} P_1 = 30 \text{ cms.} & L_1 = 1'2 \text{ } \text{‰} \\ P_2 = 50 \text{ cms.} & L_2 = 1'6 \text{ } \text{‰} \\ P_3 = 20 \text{ cms.} & L_3 = 12'0 \text{ } \text{‰} \end{array}$$

$$\text{La ley media aritmética será } L_m = \frac{1'2 + 1'6 + 12'0}{3} = 4'86 \text{ } \text{‰} \text{ y el metal exis-}$$

tente en el volumen de las tres rozas aplicando esta ley media sería $d(P_1 + P_2 + P_3) L_m \text{ } \text{‰} = 4'86 \cdot 10^{-3} \cdot d \cdot T_m$, siendo $d =$ densidad del mineral.

Mientras que el metal que realmente existe es:

$$d \cdot \sum P_n T_n = d \cdot 10^{-3} (0'3 \cdot 1'2 + 0'5 \cdot 1'6 + 0'2 \cdot 12'0) = 3'56 \cdot 10^{-3} \cdot d \cdot T_m.$$

La ley media ponderada es:

$$L_m = \frac{\sum P_n T_n}{\sum P_n} = \frac{3'56}{1} = 3'56 \text{ } \text{‰}$$

Vemos claramente que hay que evitar la tendencia al error antedicho.

CASO 2. Filón con salbandas mineralizadas (Fig. C).

Se considera como filón el filón en sí y la dispersión con lo que estamos en el caso anterior.

CASO 3. Dos filones paralelos en un mismo frente (Fig. D).

Se considera como filón único los dos filones y la parte intermedia aunque sea estéril y estamos en los casos anteriores. Es evidente que hay que hacerlo así, pues los filones en esta posición no admiten explotaciones separadas ni pegas selectivas para extraer el estéril y después el mineral. En el caso más favorable la pega selectiva podrá hacerse como indica la Fig. E, pero siempre obtendremos los estériles intermedios mezclados con el mineral.

CASO 4. Filón principal y alguno secundario que escapa del frente (Fig. F).

Se toman las rozas de la forma gráficamente indicada. Si la rama 2 puede continuarse en algún otro nivel se estudia como filón independiente y si en principio no se continúa, se puede prescindir de ella, aunque a efectos de cálculo éste resulte por defecto.

CASO 5. Frente muy fisurado con varios filoncillos y diaclasas mineralizadas (Fig. G).

Se toman las tres rozas de forma que abarquen toda la potencia mineralizada.

CASO 6. Un filón neto muy estrecho (Fig. H).

Se toma roza constante de un metro.

CASO 7. Una masa mineralizada (Fig. I).

Toda galería o recorte sobre mineral deben desmustrarse de la misma forma. Se hacen las rozas en los dos laterales, horizontales, a media altura, de la misma longitud (1 ó 1,50 metros) y yuxtapuestas. También puede añadirse una tercera roza en el techo como indica la figura y de la misma potencia que las anteriores. En este caso la ley media aritmética de las rozas existentes en cada 1 ó 1,50 metros de galería será la que represente a ese tramo.

Llevar con rigor las observaciones antedichas es imprescindible para poder aplicar las fórmulas de Wigs en las valoraciones. Cuando han intervenido dos o más desmustradores resulta prácticamente imposible llegar a una buena corrección de la proporción estéril-mineral de las muestras si los desmustrados no han sido bien realizados.

B) *Desmustras por rozas de calicatas y pocitos sobre filón o masa*

Respecto a las calicatas sobre filón es aplicable todo lo anterior pero con algunas reservas (Fig. J).

En dicha figura vemos un caso frecuentísimo y casi general: Los 20, 30 ó 40 primeros centímetros son de recubrimiento y aunque el filón lo atravesase parcial o totalmente, las leyes de ese tramo son completamente anormales por lo que no hay que desmustrarlo. Por otra parte, en casi todas las rocas, los tres o cuatro primeros metros de profundidad están muy alterados por las aguas y como consecuencia algunas mineralizaciones se dispersan y otras se lixivian. Como las calicatas nos van a dar la orientación de si vale la pena o no de proseguir la investigación no está de más desmustrarlas en sus dos caras y añadir otra roza en el suelo de la misma.

En cuanto a los pocitos sobre filón (Fig. K) se desmuestran de acuerdo con los casos anteriores pero en las dos caras del pocito que atraviesa el filón y espaciamiento vertical constante que puede ser de 1 metro.

Si el pocito se hace sobre una masa mineralizada (Fig. L), se puede tomar una muestra de cada lateral del pozo por metro de profundidad o reducirlo al Caso 7, no considerando uno o dos laterales.

C) *Desmustras por vagonetas o Skips de galerías y pocitos sobre filón o masa.*

Sin perder de vista que los desmustrados de las labores de investigación persiguen una estimación correcta de tonelajes y leyes, podemos afirmar que a este efecto los mejores resultados, con el menor coste, se obtienen con los desmustrados por rozas; pero en muchas ocasiones todos los materiales extraídos de los frentes de investigación han de ser triturados a malla fina para su tratamiento posterior. En este caso resulta más representativo un desmustrado del todouno extraído de cada pega (Fig. M).

Cuando el desmustrado es por rozas (a), cometemos un error cifrable al extender la ley de dichas rozas a sus tramos de influencia $x_1, x_2 \dots$. Mientras que en el desmustrado del todouno (b) obtenemos las leyes verdaderas de cada tramo, exceptuando como es lógico los errores comunes de cuarteo y análisis. La única observación importante en este tipo de desmustrados es que todas las galerías de investigación deben ser de sección constante, evitando el ampliarlas en las zonas más ricas y disminuirlas en las más pobres.

También puede hacerse el desmustrado por vagonetas o skips, analizando uno por pega, pero esto nos conduce a una imprecisión mayor que en los casos anteriores.

Cuando se hacen los desmuestres por vagonetas o skips, normalmente no se persigue una valoración de la mina (salvo en los casos de plena sección sobre mineral con pocas variaciones en la proporción de estériles) sino preparar el control de producción de una explotación, como en el caso de los minerales radioactivos en los que por este procedimiento obtendremos una recta de correspondencia radiometría-ley para las unidades de extracción (vagonetas o skips) de tal forma que nos evitaremos futuros análisis químicos, pues al conocer la radiometría por medio de un túnel contador o de un cilindro contador (Fig. N) conoceremos directamente la ley del lote.

Otro objetivo que se puede perseguir es establecer la correspondencia entre dos menas que se extraen conjuntamente, por ejemplo: manganeso-hierro o cobre-uranio, pues al conocer el contenido de una de ellas, sin necesidad de análisis sabremos el de la otra.

D) *Desmuestres de sondeos*

Si la recuperación de testigo no es próxima al 100 % los desmuestres son poco representativos para yacimientos filonianos.

Supuesta una buena recuperación, debe hacerse un solo desmuestra de todo el tramo mineralizado, evitándose en lo posible el superponer dos o más desmuestres para evitar la acumulación de errores no aleatorios que puedan surgir a lo largo del proceso que sigue la muestra, pero si el mineral no resulta fácilmente reconocible en toda su potencia pueden superponerse los desmuestres en tramos que resulten prudentes para evitar una mezcla innecesaria de estériles, que si bien no afectarán al contenido del metal del yacimiento sí disminuirán la ley media del mismo. En estos casos debe disponerse de un buen equipo de expertos. El testigo se escinde por la mitad en su sentido longitudinal en una sierra de diamantes o bien directamente con el martillo. Una mitad se envía al laboratorio y la otra mitad se conserva para futuras comprobaciones o estudios metalogénicos-petrográficos.

Nota.—De cada análisis debe de conservarse una muestra con su ficha por si fuera necesario repetirlo.

(Recibido el 17-II-72)

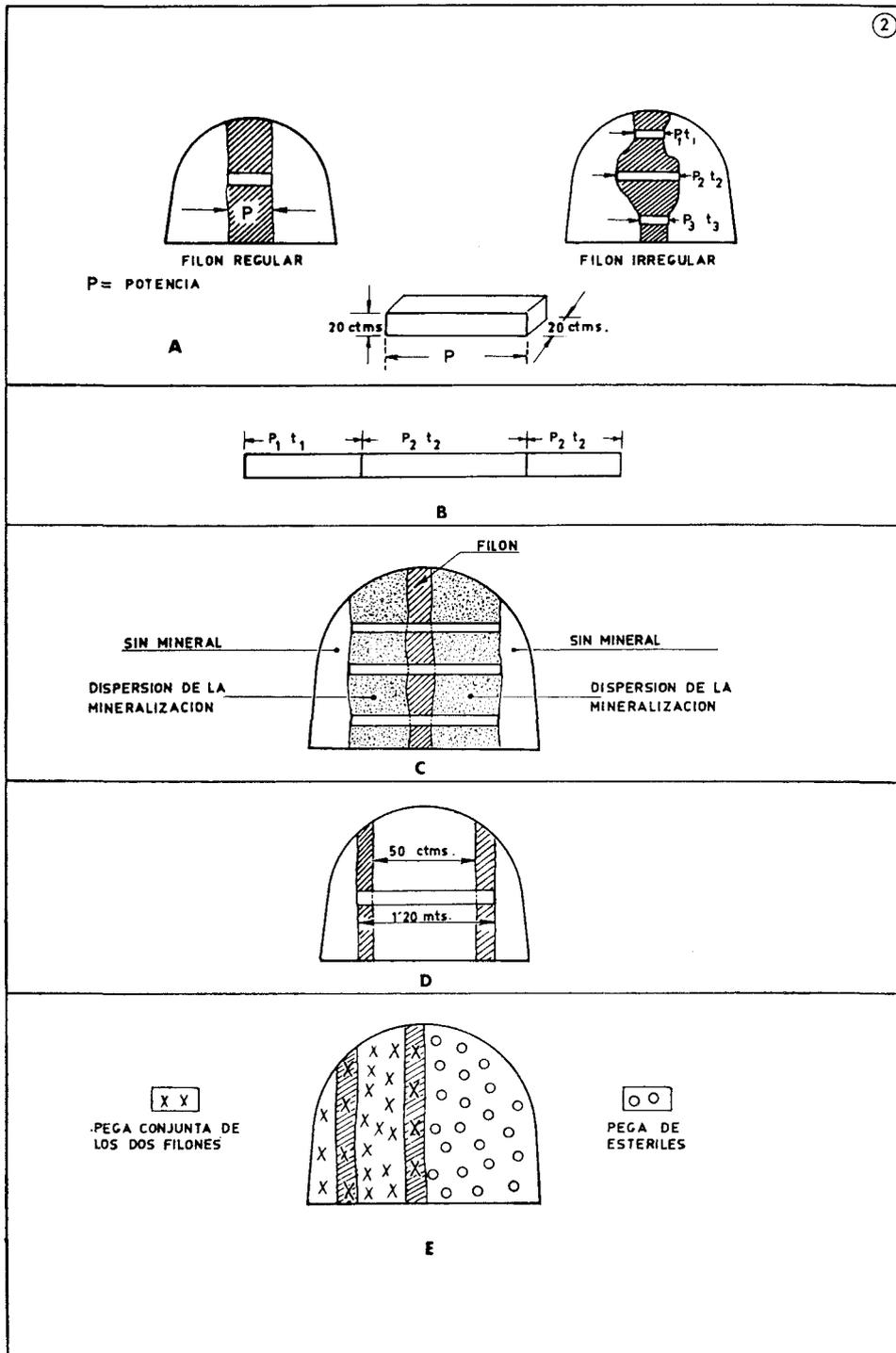


FIG. 2

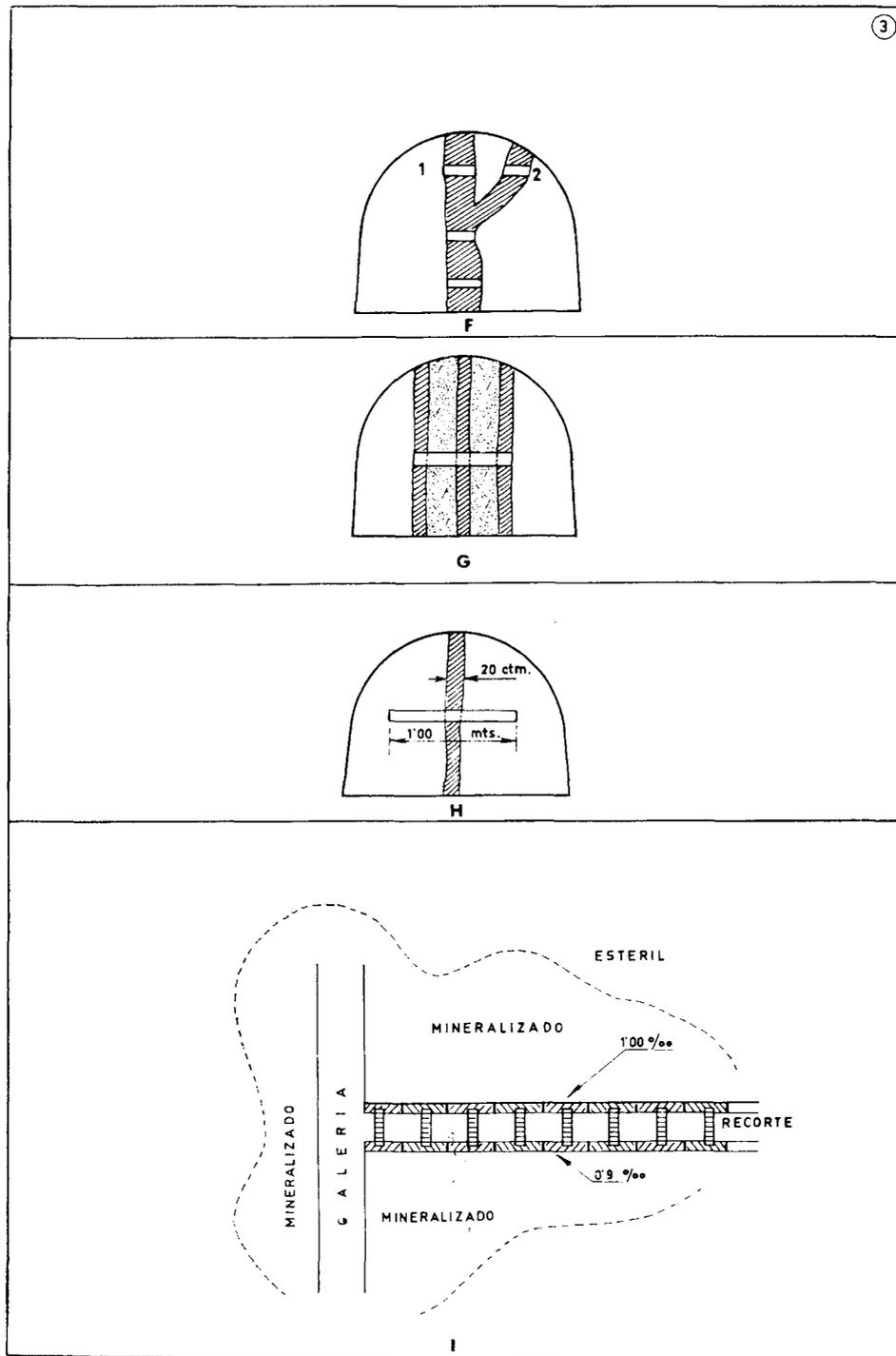


FIG. 3

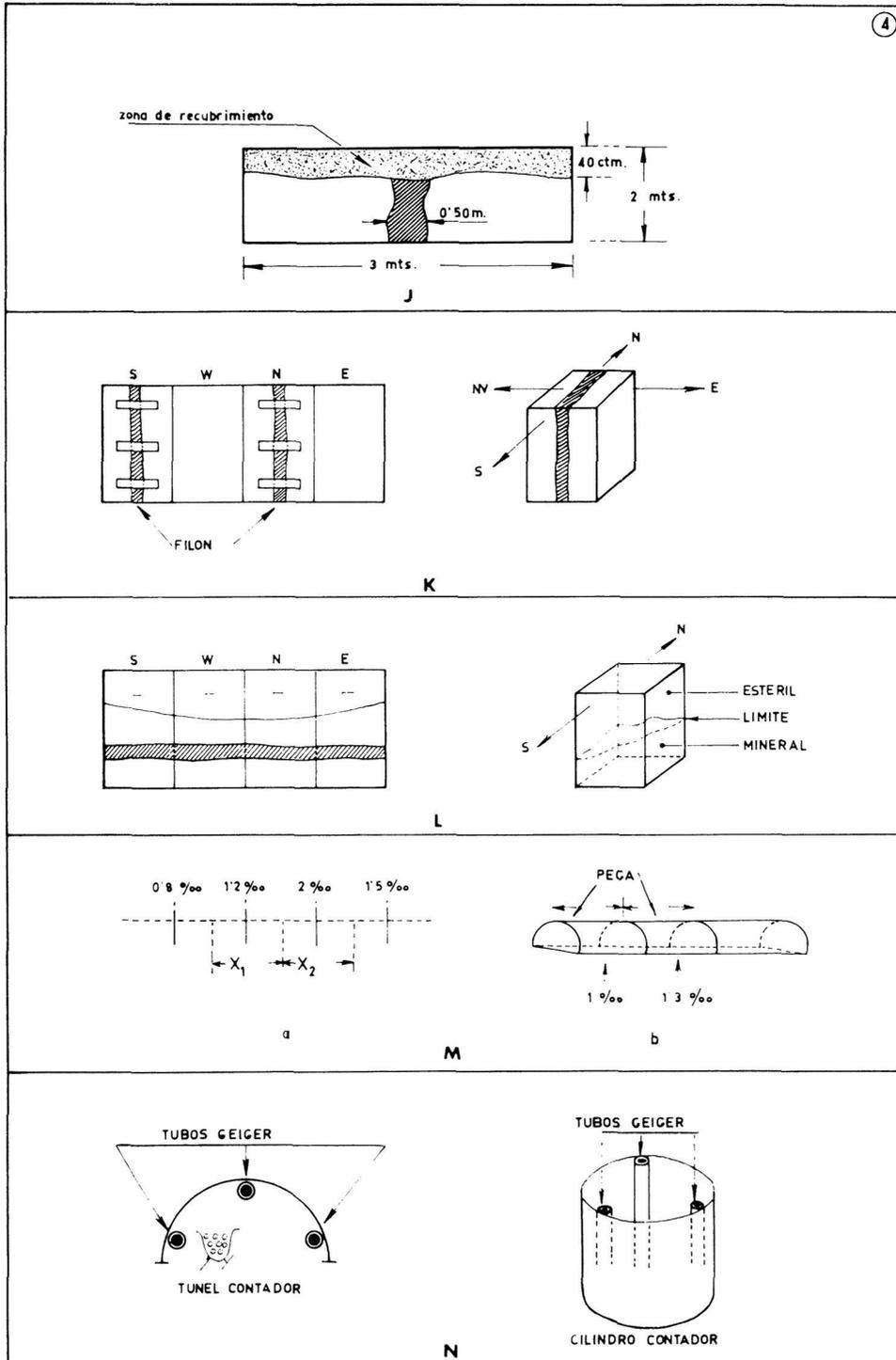


FIG. 4

TESIS SOBRE EL MACIZO HESPERICO EN 1971

STVDIA GEOLOGICA ha decidido abrir esta sección para dar cuenta de las tesis concernientes al Macizo Hespérico y que se hayan leído en el año precedente. Se añadirá un pequeño comentario sobre la misma.

La intención que nos mueve es fundamentalmente informativa por ser frecuentes los casos de tesis que una vez leídas tardan en publicarse con el consiguiente desconocimiento por parte de otros investigadores interesados en la materia.

Como es lógico se indicarán y comentarán siempre que los autores lo crean oportuno y nos remitan una copia de la misma para su lectura.

MARTÍNEZ GARCÍA, E.: *Estudio petrológico de la Sanabria y regiones adyacentes (Zamora, León y Orense)*. Universidad de Salamanca. Febrero de 1971.

De las 3 partes fundamentales del trabajo (Estratigrafía, Petrografía y Tectónica), es la segunda la tratada en mayor extensión. Comprende el estudio de series metamórficas, plutónicas y efusivas intercaladas entre las series estratigráficas. Para el metamorfismo es digno de tenerse en cuenta la descripción de facies de alta presión que supone ligada a la fase orogénica I del Silúrico superior. También es importante su hipótesis de que el "Ollo de Sapo" se ha desarrollado en material cámbrico en la zona estudiada.

La reconstrucción tectónica que hace nos da un cuadro complejo con V fases relacionadas en parte con procesos metamórficos y de emplazamiento plutónico. En la fase considerada como I por el autor (fase con el metamorfismo de alta presión) se originaron grandes pliegues tumbados hacia el E que transportaron hasta el NE de Portugal masas de ofiolitas del sinclinal caledónico.

GONÇALVES, F.: *Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejo*. Universidade de Lisboa.

El doctorando aporta una labor cartográfica muy cuidada de una región no muy bien conocida hasta ahora y perteneciente a las zonas internas de plegamiento hercínico en la Península. Describe de forma sucinta las formaciones estratigráficas desde un Precámbrico (Serie negra) hasta el Devónico, así como las rocas intrusivas que con distintos caracteres químicos y mineralógicos aparecen de forma precisa. Por la presencia de formaciones detríticas groseras establece tres fases tectónicas antehercínicas Asyntica, toledánica y sárdica. La orogenia hercínica está claramente patente en dos fases sucesivas y con relación a ellas sitúa las intrusiones graníticas, esencialmente alcalinas. Entre los granitos concordantes los hay anteriores a la 1.^a fase y otros entre ésta y la siguiente.

Dos consecuencias petrogenéticas figuran en el resumen que son dignas de resaltar: Una se refiere a la migmatización (inyección del neosome) en la antiformal de Carto-

Campomaior que es posterior a la tectonización de los granitos. La segunda es la presencia de intrusiones subvolcánicas constituida por una secuencia grabo-granito.

CORRETGÉ CASTAÑÓN, L. G.: *Estudio Petroológico del Batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Universidad de Salamanca. Junio de 1971.

Partiendo de una base cartográfica, estudios mineralógicos y análisis químicos del batolito de Cuesta de Araya y otros apuntamientos inmediatos, nos presenta un cuadro eminentemente petrogenético luego de establecer 7 tipos diferentes de granitos. Dejando a un lado los de carácter calcoalcalinos, los de tendencia alcalina representan un quimismo muy importante en el concierto de las intrusiones hercénicas. Son postfase II y químicamente similares a los "older granites" del N. de Portugal. Se originarán por procesos anatéticos no muy profundos que el autor discute teniendo en cuenta diagramas de equilibrio.

El emplazamiento se originaría por procesos fundamentalmente de "doining" inmediatamente posterior a la fase II del plegamiento. Es interesante resaltar que se admite una emigración de esta fase desde los sectores centrales al NW de la Península.

INDICE

	Págs.
JAVIER G. PRADO: <i>Nota sobre la Petrografía de la zona de Viñón (Asturias).</i>	7
L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA, E. MARTÍNEZ-GARCÍA: <i>El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central)</i>	33
L. G. CORRETGÉ: <i>Contribución para el conocimiento del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres - España): El microgranito granatífero-cordierítico con megacristales feldespáticos.</i>	43
EMILIANO JIMÉNEZ FUENTES: <i>El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes</i>	67
JORGE CIVIS LLOVERA: <i>Variación en sentido vertical de las familias de foraminíferos más importantes en el Plioceno de Molins de Rei. Asociación faunística y su sentido paleoecológico</i>	111
OFELIA SUÁREZ: <i>Petrología de stock granítico de El Pato (Asturias, NW de España)</i>	119
 VARIA:	
<i>Actualización de los conceptos de "Mineral a la vista", "Probable" y "Posible"</i> (J. A. Fernández Amigot)	133
<i>Desmuestres y sus tipos</i> (J. A. Fernández Amigot)	137
<i>Tesis sobre el Macizo Hespérico en 1971</i>	145

NORMAS PARA LOS AUTORES

Los autores que remitan originales para su publicación en esta revista han de tener en cuenta las normas generales de todas las publicaciones científicas. Conviene, no obstante, hacer resaltar algunas.

La bibliografía se debe disponer en orden alfabético de apellidos, figurando, a continuación de las iniciales del nombre propio, el año de su publicación, añadiendo letras minúsculas, por orden alfabético, cuando aparezca más de un trabajo del mismo autor o autores en un solo año. Después se indicará el título del trabajo y la revista donde fue publicado, así como la primera y última página del mismo. Cuando se trate de libro, se pondrá el nombre de la editorial y lugar de la edición.

Las citas de autores dentro del texto se subrayarán con dos líneas, y a continuación, entre paréntesis, figurará el año.

Los mapas, dibujos, diagramas y fotografías habrán de ser originales, nunca copias de cualquier clase, y venir independientes del texto, pero indicando el punto en que habrán de intercalarse. Debido a los problemas de reducción, es preferible que los mapas tengan una escala gráfica. En la reducción se atenderá, dentro de lo posible, a las indicaciones que formule el autor marginalmente a los mapas, dibujos, etc.

Los trabajos podrán publicarse en español, portugués, francés, alemán e inglés. A continuación del nombre del autor o autores se indicará el centro u organización a los que pertenecen. El trabajo se comenzará con un corto resumen redactado en inglés y el idioma original.

Los autores recibirán gratuitamente 50 separatas de su trabajo. Si alguno desea un número mayor lo debe indicar en el propio original y abonar posteriormente su coste.

Por último, dados los fines de esta revista, se ruega a los autores sean breves, claros y concisos.

INSTRUCTIONS TO AUTHORS

Authors sending originals to be published in this journal should comply with the general regulations governing all scientific publications. In particular they should be mindful of the following instructions:

The bibliography must be set out in alphabetical order of surnames, immediately followed by the initials of christian names and the year of publication, in that order. Next will come the title of the paper and the name of the journal in which it appeared, as well as the first and the last page of the contribution. Where more than one piece of work by the same author or authors is included for the same year, they should be listed and common letters of the alphabet used to enumerate them. In the case of a book, the name of the publishing-house should be indicated together with the place where it was published.

Quotations from other authors within the text must be doubly underlined and the year indicated immediately afterwards, in brackets. Maps, drawings, diagrams and photographs ought to be originals, and under no circumstances copies of any kind; they should be sent separate from the text but accompanied by instructions from the author showing where they are to be inserted. For reduction purposes, maps should preferably include a graph scale. As far as possible, care will be taken to respect the author's instructions, written in the margin of maps, drawings, etc., during the process of reduction.

The papers can be published in Spanish, Portuguese, French, German and English. Following the name of the author(s), the body or organisation to which he or they belong, will be stated. The work will be introduced by a short summary in English and the original language.

The authors will receive fifty free copies of their work. Anyone requiring more copies should indicate this on the original and remit the corresponding amount in due course.

Finally, given the aims of this journal, authors are requested to be brief, clear and concise.

INDICE

	Págs.
JAVIER G. PRADO: <i>Nota sobre la Petrografía de la zona de Viñón (Asturias).</i>	7
L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA, E. MARTÍNEZ-GARCÍA: <i>El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central)</i>	33
L. G. CORRETEGÉ: <i>Contribución para el conocimiento del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres - España): El microgranito granatífero-cordierítico con megacristales feldespáticos..</i>	43
EMILIANO JIMÉNEZ FUENTES: <i>El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes</i>	67
JORGE CIVIS LLOVERA: <i>Variación en sentido vertical de las familias de foraminíferos más importantes en el Plioceno de Molins de Rei. Asociación faunística y su sentido paleoecológico</i>	111
OFELIA SUÁREZ: <i>Petrología de stock granítico de El Pato (Asturias, NW de España)</i>	119
VARIA:	
<i>Actualización de los conceptos de "Mineral a la vista", "Probable" y "Posible"</i> (J. A. Fernández Amigot)	133
<i>Desmuestres y sus tipos</i> (J. A. Fernández Amigot)	137
<i>Tesis sobre el Macizo Hespérico en 1971</i>	145