

STVDIA GEOLOGICA

II



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1971

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)

ESTVDIA GEOLOGICA

II

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

C I E N C I A S

39

STVDIA GEOLOGICA

II



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1971

SECRETARIADO DE PUBLICACIONES E INTERCAMBIO CIENTIFICO
UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

Depósito Legal: S. 355 - 1970

Printed in Spain

GRAFICESA.—Ronda Sancti-Spíritus, 9.—SALAMANCA, 1971

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DEL SILURICO DE LA SIERRA DE TAMAMES (SALAMANCA)

EMILIANO JIMÉNEZ FUENTES*
JULIO SAAVEDRA ALONSO*

RESUMEN.—Se ha efectuado un estudio parcial del sinclinal de Tamames en sus aspectos estratigráfico y paleontológico, lo que ha conducido al conocimiento más amplio de la serie estratigráfica del Silúrico salmantino. Además, el hallazgo y clasificación de restos fósiles, algunos de ellos inéditos en la zona, ha permitido una datación cronológica más detallada del Silúrico Superior.

SUMMARY.—The stratigraphic and paleontological study of a part of the Tamames synclinal is made in this paper. Besides, the discovery of some fossils, some of them new in this area, allowed to establish a more detailed chronology of the Upper Silurian and get a better knowledge of the stratigraphy of the Salamanca province.

INTRODUCCION

La Sierra de Tamames está situada en la región meridional de la provincia de Salamanca, y forma parte de la cordillera Carpeto-Vetónica, divisoria de aguas entre las cuencas del Tajo y del Duero. Se extiende en dirección NW-SE formando dos alineaciones paralelas coronadas por cuarcitas de forma acastillada e incluyendo entre ambas formas topográficas más suaves recortadas por una complicada red de drenaje.

La más septentrional de dichas alineaciones se extiende desde las proximidades de Tamames hasta Linares de Riofrío y recibe el nombre de Sierra de las Quilamas. La meridional, o Sierra del Zarzoso desaparece, por su límite NW, bajo el manto terciario y queda interrumpida, por el SE, por el batolito de San Esteban de la Sierra.

Toda la región queda comprendida dentro de la Hoja 527 de la Cartografía Nacional a Escala 1:50.000.

En el presente trabajo hemos abordado el estudio estratigráfico de la mitad septentrional de la región comprendida entre ambas alineaciones cuar-

* Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca y Centro de Edafología y Biología Aplicada.

cíticas, que ha proporcionado nuevos conocimientos faunísticos y que confirman su datación como del Silúrico.

ANTECEDENTES

Diversos estudios se realizaron en la provincia de Salamanca durante el siglo pasado, que culminaron en la Memoria de GIL Y MAESTRE (1880). Este eminente geólogo ya afirma la edad de las formaciones intermedias de la Sierra de Tamames como del Silúrico basándose en su posición sobre las cuarcitas arenigienses, ricas en *Cruciana ximenezii* y *Cr. bronni*, *Foralites*, *Scolithus*, y *Tigilites*, y en la determinación de "GRAPTOLITES *latus*", hallado en unas ampelitas cercanas a Tamames (id. pág. 153).

En oposición a las teorías de Gil y Maestre, que suponía todas las pizarras limítrofes a la Sierra de Tamames también como silúricas, MALLADA (1896) considera como cámbrica toda la llanura pizarrosa que se extiende al Norte de dicha Sierra hasta las cercanías de la capital salmantina, edad también apoyada por SCHMIDT-THOME (1945), aunque admite la posible presencia del Precámbrico superior. Este autor, refiriéndose a la Sierra de Tamames, la considera como un sinclinal dada la posición de las cuarcitas armorianas en los límites NE y SW.

KINDELAN (1957) realizó el estudio geológico de la hoja 527 y sostiene que las pizarras en cuestión corresponden al Ordovícico, estando intensamente replegadas, aunque reconoce no poseer datos suficientes sobre su datación correcta.

Importante es la clasificación de unos graptolitos encontrados en Tamames, por P. HERNÁNDEZ-SAMPELAYO (1960, pág. 72, lám. 35) como *Monograptus cf. regularis*, *M. (Rastrites) setiger var. lata*, *M. (R.) peregrinus* y *M. (R.) linnaei var. lata*. Caracterizan el Llandovery (niveles 19-21 de Elles-Wood).

Más reciente es la publicación del Mapa Geológico de la provincia de Salamanca, por J. M. LÓPEZ DE AZCONA, F. MINGARRO y M. C. LÓPEZ DE AZCONA (1967). En él nada nuevo se añade sobre la Sierra de Tamames.

Dos tesis doctorales se han efectuado en la región: la de uno de los autores, que trata de problemas geoquímicos (1970) y que podemos decir fue el preámbulo a este trabajo, por cuanto fue al efectuar el reconocimiento geológico cuando se recogieron los primeros fósiles; y la de PETER RÖLZ, de la Universidad de Múnich, aún no concluida, que aporta nuevas conclusiones sobre la tectónica de esta complicada sierra. Como nosotros, también el Sr. Rölz ha visto su búsqueda paleontológica coronada por el éxito.

Citaremos, por último, las visitas que por la región ha efectuado el profesor L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA, de la Universidad de Salamanca, que desinteresadamente nos ha permitido estudiar todo el material por él recogido.

RASGOS GEOLOGICOS GENERALES

Atravesando la Sierra de Tamames por las carreteras situadas en sus estribaciones extremas se puede llegar fácilmente a las mismas conclusiones que los geólogos que anteriormente la han estudiado: las cuarcitas armoricanas, que rematan acastilladamente las dos alineaciones montañosas forman un gran sinclinal, en apariencia sencillo. El arrasamiento de las pizarras intermedias en estas zonas limítrofes del NW dificulta las investigaciones más precisas.

Pero internándose hacia el centro de la sierra, allá donde la red fluvial ha abarrancado intensamente este pizarral, podemos ver que las cosas no son tan simples.

En primer lugar la estructura se complica en diversos aspectos: las pizarras no se adaptan tan sencillamente, de modo que resulta mejor hablar de un sinclinal irregular con los flancos replegados. En algunos lugares las pizarras muestran un segundo replegamiento, con direcciones variables. Las fases de plegamiento son, según SCHMIDT-THOME, variscas.

Como es lo normal en este borde de la Meseta, la orogenia alpina también ha actuado, en su momento, mediante una tectónica de fractura produciendo un juego de levantamiento y hundimiento de bloques muy irregular, siendo lo más probable que el movimiento a favor de las fallas haya sido intermitente y producido en varias fases. Este hecho no se ha deducido en esta sierra, sino en otras regiones próximas.

La intrusión granítica que corta la estructura en el extremo suroriental de la sierra ha influido también con un metamorfismo de contacto que afecta a las rocas de este complicado sinclinal en una aureola de extensión variable.

Otro efecto frecuentemente observable es la intrusión de diques de cuarzo de diversa potencia en variadas direcciones. En muchos lugares se ven también "varillas o nodos de cuarzo" muy irregulares.

Pero además de las variaciones estructurales pueden apreciarse las propias de toda cuenca de sedimentación: los cambios laterales y verticales de facies. No se puede decir que el terreno comprendido entre las dos formaciones de cuarcitas armoricanas sea un pizarral, en el sentido estricto de la palabra, por la presencia de grauvacas, conglomerados, calizas, etc., pero teniendo en cuenta que son las pizarras y rocas afines las más abundantes si se le puede llamar así genéricamente.

La meteorización de algunas rocas hace difícil su clasificación precisa. Concretamente, algunas calizas con materiales detríticos medios y finos que han sufrido una intensa descalcificación superficial presentan ciertas analogías "de visu" con las grauvacas.

Quedan con esto brevemente expuestas algunas de las grandes dificultades que presenta el estudio geológico de la Sierra de Tamames. No pretendemos en este trabajo resolverlas todas, sino mostrar algunos cortes geológicos que permitan aclarar en alguna manera la estratigrafía del Silúrico salmantino, hasta ahora pendiente de resolución.

ESTRATIGRAFIA

El estudio estratigráfico de la Sierra de Tamames se puede iniciar lógicamente desde dos posiciones: las estribaciones septentrionales o meridionales de las cuarcitas armoricanas. Elegimos las primeras, más complicadas por su diastrofismo, pero fosilíferas en algunos niveles.

Para ello efectuamos una serie de itinerarios desde la "Peña de la Bolanca" y el "Pico de la Cueva", a 2,5 km. al este de La Bastida (Hoja 527), en sentido norte-sur, atravesando los lugares que en la hoja 1:50.000 figuran con la toponimia "Media Fanega", "Arroyo de las Quilamas", "Peña Lorente", "Peña del Gallo" y "Peña Velasque" (Fig. 1).

El primer itinerario se ejecutó bajando desde la "Peña de la Bolanca" hasta el arroyo de las Quilamas. En detalle obtuvimos los siguientes datos:

Muro: Cuarcitas armoricanas compactas con dirección N 100° E y buzamiento 80° S. Potencia mayor de 300 m. Intenso diaclasado.

1. 15 a 20 m. de cuarcitas tableadas.
2. 10 m. de conglomerados.
3. 60 m. de esquistos pizarrosos grises. Buzamiento 70° S.
4. 20 m. de esquistos silíceos grises.
5. 50 a 70 m. de cuarcitas tableadas alternando con esquistos silíceos de escasa potencia.
6. 5 m. de esquistos silíceos.
7. 3 m. de cuarcitas tableadas.
8. 50 a 70 m. de esquistos silíceos.
9. 5 a 10 m. de cuarcitas tableadas.
10. 20 m. de esquistos silíceos.
11. 15 m. de cuarcitas tableadas.
12. 20 m. de cuarcitas alternando con esquistos silíceos en capas delgadas.
13. Durante 370 m. de recorrido solamente se encuentran pizarras ampelíticas negras, plegadas y fracturadas. Su dirección es N 90° E. Durante los 60 primeros metros el buzamiento es de 70° S, variando a 70° N en

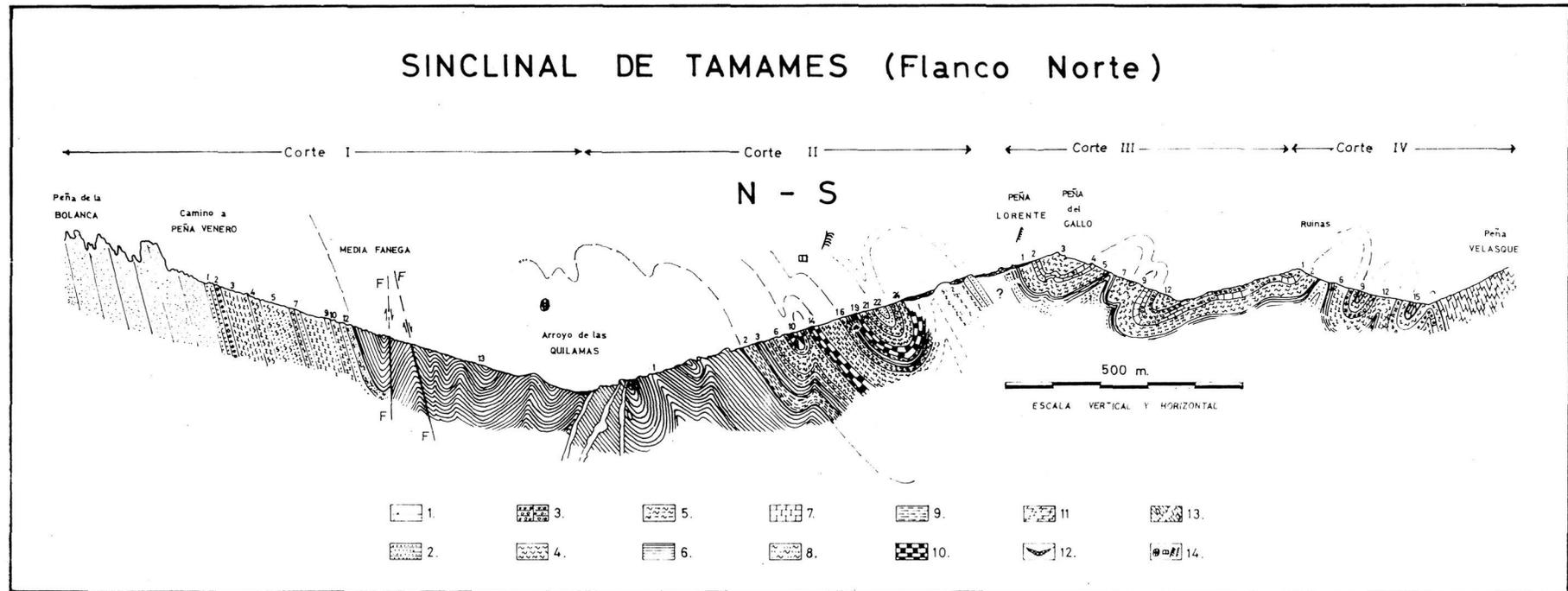


FIG. 1

CORTES GEOLOGICOS EN LA VERTIENTE SEPTENTRIONAL DE LA SIERRA DE TAMAMES (SIERRA DE LAS QUILAMAS)

1. *Cuarcitas masivas (Arenig).*
2. *Cuarcitas tableadas.*
3. *Conglomerados, grauwacas.*
4. *Esquistos silíceos.*
5. *Esquistos pizarrosos.*

6. *Pizarras ampelíticas.*
7. *Calizas.*
8. *Alternancia de (2) y (4).*
9. *Alternancia de (5) y (6).*
10. *Alternancia de (4) y (6).*

11. *Alternancia de esquistos, pizarras, grauwacas, conglomerados y calizas.*
12. *Materiales cuaternarios.*
13. *Inyecciones y diques cuarzosos.*
14. *Trilobites, Crinoideos, Rastrites y Monograptus.*

los siguientes 30 metros, formando un sinclinal. En este punto las pizarras están cortadas por una falla vertical, de dirección N 70° E, pudiéndose deducir hundimiento del labio meridional.

Los 40 metros siguientes muestran un buzamiento de 70° N, y allí se localiza otra fractura fuertemente inclinada hacia el Sur, con hundimiento en dicho labio.

Sucesivamente y a partir de esta falla, la inclinación de las pizarras oscila del siguiente modo: 70° S durante 30 m.; 70° N en 15 m.; 70° S en 15 m.; 70° N en 15 m.; 60° N en 25 m.; 70° S en 25 m. La dirección varía en este punto a N 60° W.; 50° S en 15 m.; 60° N en 40 m.; 80° N en 25 m., observándose micropliegues; 60° N en 40 m.; 70° S en 30 m.; 70° N en 70 m.

En estas pizarras se han hallado restos orgánicos. Algunos han sido identificados como fragmentos de Trilobites, pero en la mayoría de los casos las estructuras orgánicas han sido tan borradas que hace imposible su clasificación.

También son frecuentes los cristalitos de pirita limonitizada, o los moldes que han dejado.

En resumen, este corte se simplifica diciendo que el techo de las cuarcitas armoricanas está constituido por una facies flysch de cuarcitas y esquistos silíceos. Sobre esta formación se sientan las pizarras ampelíticas, probablemente de edad Llandeiliense, muy plegadas.

CORTE II

Se ha efectuado desde el arroyo de las Quilamas hasta "Peña Lorente", empalmando con el anterior. Los resultados son:

1. Durante 340 metros de recorrido sólo se encuentran pizarras ampelíticas oscuras, con dirección N 60° W.

El buzamiento es variado, pero continuamente dirigido hacia el sur. En los primeros 50 metros desde el arroyo, las pizarras buzando 50°. A 80 metros hay diques de cuarzo en dirección N 60° W y buzando 90° ó 70° N, pero si tales diques han funcionado a favor de fracturas, el salto era apenas perceptible. Abundan los nodos e inyecciones silíceas.

A 100 metros del arroyo, la flexión de las capas indica la presencia de un sinclinal tumbado, siendo el buzamiento del flanco sur de 70°.

Entre los 150 y 200 metros el buzamiento pasa a ser de 45°, observándose micropliegues.

A los 230 metros el buzamiento es de 60°, observándose 20 metros más adelante una nueva flexión propia de sinclinal tumbado, con buzamiento del flanco invertido de más de 70°.

Entre los 260 y 290 metros el buzamiento es de 60°, encontrándose en este punto flexiones de anticlinal tumbado, con flanco sur inclinado 70°, no variando este valor angular durante los 50 metros restantes. En los últimos 20 metros las pizarras se tornan más claras.

2. 40 a 50 metros de pizarras ampelíticas oscuras alternando con pizarras esquistosas claras con transición insensible a esquistos micaceo-silíceos, en delgadas capas. Ocasionalmente se encuentran también esquistos micaceos pardo-rojizos y esquistos grauváquicos.
3. 5 metros de pizarras grises.
4. 1 metro de capas alternantes de (2).
5. 5 metros de esquistos silíceos grises, muy compactados
6. 15 metros de esquistos silíceos grises alternando con delgadas capas de pizarras ampelíticas.
7. 5 metros de esquistos arcillosos alternando con esquistos silíceos.
8. 3 metros de esquistos silíceos muy micaceos. Buzan 60° S.
9. 5 metros de pizarras ampelíticas grises.
10. 25 metros de esquistos silíceos alternando con pizarras ampelíticas en bandas delgadas.
11. 2 metros de pizarras ampelíticas.
12. 5 metros de esquistos silíceos, en bandas grises y negras, con tallos de *Crinoideos*.
13. 2 metros de pizarras ampelíticas.
14. 10 metros de esquistos silíceos claros con algunas capas pizarrosas negras.
15. 40 a 50 metros de esquistos pizarrosos oscuros. La flexión de las capas en el tramo final, donde pasa de un buzamiento de 45° a otro de 60° S, parece indicar un flanco normal de un anticlinal tumbado cuyo eje se situaría en la capa 12, lo que implica otro sinclinal tumbado con eje en la capa 10.
En esta zona se ha encontrado un ejemplar de *Rastrites* que se describe en el apartado correspondiente.
16. 5 metros de esquistos silíceos de color gris claro.
17. 5 a 10 metros de pizarras arcillosas oscuras parecidas a (15).
18. 2 metros de esquistos pizarrosos oscuros.
19. 15 metros de (16) alternando con (17).
20. 15 a 20 metros de esquistos silíceos oscuros.
21. 15 metros de (20) con intercalaciones de esquistos grauváquicos. El buzamiento varía de 70° S a 80° S.
22. 25 metros de cuarcitas pardo-rosadas, que forman un sinclinal tumbado, según deducimos de su relación con los estratos vecinos.
23. 15 metros de esquistos arcilloso-silíceos oscuros. El buzamiento varía de 60° S a 70° S.
24. 25 metros de esquistos silíceos oscuros.
25. 0,5 metros de esquistos grauváquicos.
26. 25 metros de esquistos silíceos oscuros.

Desde este punto en adelante, hasta Peña Lorente, las características litológicas están ocultas por derrubios; entre ellos afloran esquistos silíceos os-

curos similares a (26) con dirección N 60° W y buzamiento 80° S. Más arriba se encuentran apuntamientos de cuarcitas semejantes a (22) y todavía en niveles más altos hay esquistos silíceos de tono gris claro, con *Monograptus*.

Las características de este corte, en cuanto se refiere a las pizarras ampolíticas, son similares a las del anterior salvo en el detalle de que aquí los pliegues son tumbados. Puede decirse que, en conjunto, forman el flanco muy replegado de un sinclinal.

En cuanto a las capas suprayacentes, muestran el mismo tipo de pliegues tumbados que las pizarras, pudiendo hacerse la columna estratigráfica con los estratos (2) a (10) y continuar por la capa (15) hasta la (22). Por encima de esta capa, los derrubios impiden ver la estructura, no sirviendo en este caso el recurso de desplazarnos según la dirección de los estratos, pues observamos hacia el Este grandes complicaciones tectónicas. Dada la índole de nuestro trabajo decidimos pasar por alto estas complicaciones, y buscar la solución a nuestro problema más adelante.

Los hallazgos paleontológicos efectuados en esta ladera permiten datar su parte superior en el tramo LLANDOVERY-TARANNON.

CORTE III

Se realizó en el primer valle de los dos situados entre "Peña del Gallo" y "Peña Velasque", en el lugar llamado "Cruz de las Conchas". Sus resultados son:

1. 25 a 30 metros de esquistos silíceos claros (Nivel de *Monograptus*) buzando 80° S. Dirección N 60° W. Se presentan con intercalaciones de cuarcitas en lentejones, ocasionalmente potentes. Al norte de esta capa los afloramientos están cubiertos por derrubios entre los que afloran apuntamientos de estos mismos esquistos y cuarcitas.
2. 15 a 20 metros de calizas compactas grises.
3. Durante un trayecto de 110 metros afloran esquistos silíceos claros. Durante 40 metros buzando 80° S. Los restantes 70 metros presentan inclinación de 60° N y repliegues en algunos puntos.
4. 15 metros de calizas semejantes a (2).
5. 30 metros de esquistos iguales a (1).
6. 20 metros de pizarras oscuras con lechos ferruginosos.
7. 40 metros de esquistos.
8. 5 metros de calizas, algo arcillosas, con niveles de materiales detríticos.
9. 15 metros de esquistos silíceos algo micáceos.
10. 10 a 20 metros de calizas alternando con grauvacas.
11. 15 a 20 metros de esquistos silíceos. Abundan los cristales de pirita.

Desde este punto, en que hay un arroyo, en toda la ladera al sur del mismo, afloran indistintamente calizas o grauvacas, con buzamiento subparalelo a la pendiente.

Similar al anterior por su estructura, pero con inclinación general al norte, este corte aporta nuevos datos a la columna estratigráfica (capas 6 a 3), pero todavía deja un espacio en blanco entre ambos.

CORTE IV

Se hizo en el segundo valle entre "Peña del Gallo" y "Peña Velasque", aportando los siguientes resultados:

1. Capas de calizas y materiales detríticos. Son los mismos descritos al final del corte anterior.
2. 15 a 20 metros de esquistos silíceos con abundante mica; dirección N 40° W; buzamiento 70° N.
3. 10 metros de pizarras oscuras.
4. 20 metros de cuarcitas formando un anticlinal tumbado.
5. 10 metros de pizarras oscuras, con buzamiento 80° N.
6. 30 metros de esquistos silíceos con mica; buzamiento 70° N.
7. 5 a 10 metros de grauvacas, conglomerados y calizas. Abundan los óxidos de hierro.
8. 10 metros de esquistos silíceos con mica.
9. 6 metros de pizarras arcillosas alternando con lechos de materiales detríticos en lentejones y capas de cuarcitas.
10. 10 metros de esquistos silíceos.
11. 5 metros de grauvacas y conglomerados.
12. 40 metros de esquistos silíceos y micáceos.
13. 5 a 10 metros de grauvacas y conglomerados. El cemento es rico en óxidos de hierro.
14. 10 a 15 metros de esquistos silíceos; buzamiento 60° N.
15. 20 metros de pizarras arcillosas alternando con materiales detríticos y esquistos muy silicificados.
16. 15 metros de esquistos silíceos.

Es probable que el arroyo que aquí se encuentra corra a favor de una fractura.

La ladera al sur de dicho arroyo comienza con 10 metros de esquistos silíceos (16) buzando 70° S, y continúa con 30 metros de capas detríticas alternando con pizarras arcillosas en delgados lentejones, con esquistos y cuarcitas finamente tableadas. El resto de la ladera aparece completamente cubierto por derrubios.

Aporta este corte nuevos datos: Reduce por una parte la incógnita ya apuntada entre los estratos cubiertos de los cortes II y III (capas 4 y 3 de IV). Por otra, añade nuevos conocimientos a los ya indicados (capas 8 y 9).

Al E del lugar donde se efectuaron los cortes indicados, se han encontrado manifestaciones ígneas, posiblemente volcánicas, interestratificadas. Hemos podido observar por lo menos tres tipos diferentes de dichas rocas a

distintas alturas, que presentan deformaciones tectónicas análogas a las encajantes.

Hubiera sido interesante proseguir las investigaciones de campo más hacia el sur, hasta atravesar por completo el sinclinal, pues pudimos darnos cuenta de que los estratos centrales del mismo aún no habían sido cortados. Efectivamente, la ladera norte de "Peña Velasque" y la bajada desde allí hasta el arroyo de la Palla están constituidas por una heterogénea formación en la que alternan, en delgadas capas, calizas, grauvacas, esquistos silíceos y arcillosos y pizarras, que no guardan ninguna relación con lo hasta aquí expuesto. Su edad podría incluso corresponder al Devónico, sin que tengamos ninguna prueba para afirmarlo. Pero optamos por dejar su exploración, así como la de toda la parte sur de la Sierra de Tamames para trabajos posteriores.

PALEONTOLOGIA

Describiremos a continuación la fauna de Graptolitos, Trilobites y Cri-noideos que hemos encontrado en nuestro trabajo de campo.

GRAPTOLITOS

Orden: *GRAPTOLOIDEA* (Lapworth, 1875).

Suborden: *AXONOPHORA* (Frech, 1897).

Familia: *MONOGRAPTIDAE* (Lapworth, 1875).

Género: *MONOGRAPTUS* (Geinitz, 1852).

Grupo IV (*Ramphotecos*) (Elles & Wood).

MONOGRAPTUS priodon (Bronn, 1835). (Figs. 2 y 3).

Tres muestras de rocas recogidas en la parte superior del corte II y en la capa I de III presentan fragmentos de Graptolitos.

La número 1 contiene seis *Monograptus*: uno con 18 tecas, de las que siete están en relieve y el resto en molde; otro con 13 tecas, de las que diez están en molde, dos en relieve, aunque no completas, y una completa y específica; un tercero, con once tecas en molde, no específico, pero con huella semejante a la de los anteriores; un cuarto con 24 tecas, todas en relieve, pero 17 muestran la parte terminal cubierta; el quinto tiene 34 tecas de las que 12 proximales están en molde y el resto en relieve pero con la parte terminal cubierta, salvo una que sí es específica; el sexto, con 18 tecas, también tiene una sola específica.

La muestra número 2 contiene dos *Monograptus*: uno con 8 tecas en relieve de las que sólo una da suficientes garantías de clasificación correcta; el segundo tiene nueve tecas en molde.

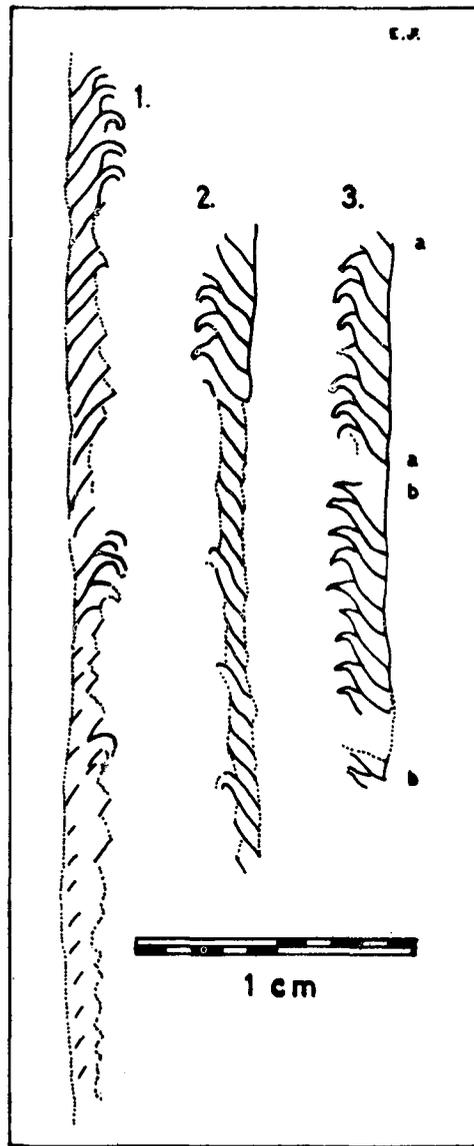


FIG. 2

Monograptus priodon (Bronn)

a-a: *tecas en relieve*; b-b: *tecas en molde*

La muestra número 3 presenta dos *Monograptus* no específicos por estar muy borrados, pero que por la forma y dimensiones recuerda a los de las otras muestras.

Las características comunes a estos ejemplares son:

El rhabdosoma es largo y rectilíneo; las teclas son equivalentes, largas, sigmoidales, con la región terminal aislada y girada; su apertura suele estar embebida en la roca.

Su anchura máxima es de 2,1 mm.; la relación entre la región libre de la teca y la anchura total del rhabdosoma es $2/5$; se presentan 9 teclas/cm.;



FIG. 3

Esquisto silíceo con Monograptus priodon (Bronn)

el recubrimiento de las tecas es ligeramente mayor a $2/3$; el ángulo teca-rhabdosoma es de 45° , pero los de la muestra número 2, por diastrofismo, lo tienen menor.

Los especímenes, recolectados todos en esquisto silicificado, se presentan parcialmente en relieve, carácter frecuente en *M. priodon*. Ningún ejemplar presenta la región proximal con definición precisa.

DISCUSIÓN: La parte terminal de las tecas en molde podría fácilmente dar lugar a confusiones pues se presentan a veces terminadas en pico parecido a los de *M. riccartonensis* pero esta clasificación es claramente errónea, por disponer de ejemplares en los que coexisten moldes y relieves. Por otra parte, la forma de los moldes no siempre es igual (Figs. 2b, 3).

Del mismo modo, los ejemplares en relieve pero con la parte oral de algunas tecas embebida en la roca, podrían individualmente ser clasificados dentro de la Serie I, o de los *Euthytecós* de Elles-Wood, pero esta suposición es también descartada al encontrarse tecas no embebidas en los mismos ejemplares. Incluso la posibilidad de corresponder a *Euthytecós* con dos tipos de tecas, cilíndricas y en gancho, no es correcta pues éstas corresponderían a la parte proximal, al contrario de lo que ocurre en nuestros ejemplares (Fig. 2, ^{1 y 2}).

Horizonte: *M. priodon* es característico en las zonas 22 a 25 para las formas cuya anchura oscila entre 2 y 2,5 mm., y en las 26 a 29 para las de anchura 3 mm.

Dada la anchura de nuestros especímenes (2,1 mm.) pueden ser datados en los niveles 22 a 25 correspondientes al Tarannon.

Localidad: Sierra de Tamames (capas superiores del corte II y I del III). Los ejemplares estudiados se conservan en la Universidad de Salamanca.

Género: *MONOGRAPTUS* (Geinitz, 1852).

Serie VII (*Rastrites*) (Elles & Wood, 1914).

MONOGRAPTUS (RASTRITES) cf. maximus (Carruthers, 1867) (Fig. 4).

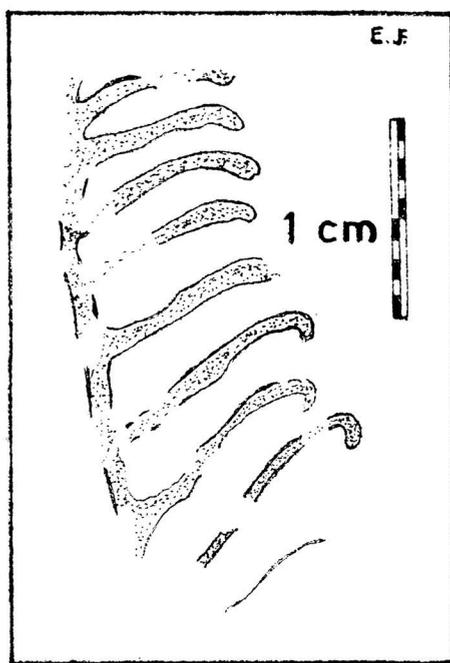


FIG. 4

Rastrites cf. maximus (Carruthers)

Una muestra de esquisto pizarroso de la capa II-15 contenía un ejemplar de *Rastrites* muy erosionado. Sus características son:

Rhabdosoma en apariencia recto, muy borrado; número de tecas por cm. de rhabdosoma, 3 a 4; longitud de las tecas, 12 a 13 mm.; intervalo entre tecas, 3,5 a 4 mm.; relación Longitud/Intervalo, 3,5; las extremidades de las tecas están netamente recurvadas; su base es triangular.

Discusión: Dada la gran longitud de las tecas, el espécimen es fácilmente clasificable en el grupo del *Rastrites longispinus*. En este grupo tres especies tienen las tecas muy espaciadas: *M. (R.) linnaei*, *M. (R.) maximus* y *M. (R.) equidistans*. Sus características son:

	L	Th	i	L/i
linnaei	5 a 8	4 a 6	2,5	3
maximus	18	2 a 3	5 a 7	2 a 2,5
equidistans	5	2 a 4	5	1
ej. de Tamames.....	12 a 13	3 a 4	3,5 a 4	3,5

L = Longitud de la teca; Th = tecas/cm.; i = intervalo.

Como puede apreciarse, los datos numéricos del *Rastrites* en cuestión son intermedios entre los de *R. linnaei* y *R. maximus* pero la base triangular de las tecas y su terminación recurvada es más propia de este último por lo cual lo hemos coespecificado con nuestro espécimen, con las salvedades indicadas.

Horizonte: *M. (R.) maximus* es característico de la zona 22 de Elles & Wood, y *M. (R.) linnaei* de las 21-22. Nuestro ejemplar corresponde, por tanto, al intervalo Llandovery-Tarannon.

Localidad: Sierra de Tamames (Capa 15 del corte II). Se conserva en la Universidad de Salamanca.

TRILOBITES

El reconocimiento de los Trilobites ha sido efectuado por doña María Dolores Gil Cid, de la Universidad de Madrid, confirmando solamente la presencia de dicha fauna, puesto que los ejemplares hasta ahora encontrados no son lo suficientemente claros.

Su clasificación puede darse así:

Ejemplar A: Molde de fragmento (Pigidio) de Trilobites indeterminado.

Ejemplar B: Probable área preglabellar de Trilobites indeterminado.

BRAQUIOPODOS

En una de las muestras con *Monograptus priodon* aparece un molde de Braquiópodo indeterminable.

También el Dr. Figuerola ha encontrado a 0,5 km. al N. de La Bastida, en niveles inferiores a los de *M. priodon*, braquiópodos clasificados dentro del orden ORTHIDA según J. García-Alcalde, de la Universidad de Oviedo.

Ello parece indicar que la fauna de Braquiópodos alcanza, en la Sierra de Tamames, una amplia difusión vertical.

CRINOIDEOS

En el nivel 12 del corte II, se encontraron varios moldes de tallos de Crinoideos cuyo estudio será objeto de otra publicación.

CONCLUSIONES

A la vista de los datos obtenidos, podemos establecer una "sucesión-tipo" local, que exponemos a continuación (Fig. 5):

A) Cuarcitas masivas con pistas de *Bilobites*. Arenig. Potencia mayor de 300 metros. La parte superior presenta tableamiento y un delgado manto de conglomerados.

B) Alternancia de esquistos pizarrosos y silíceos grises con cuarcitas tableadas (300 metros). Su probable edad corresponde a la parte superior del Arenig, sin evidencia paleontológica, de acuerdo con las investigaciones de BOUYX (1970), que sintetiza series parecidas con potencias cercanas a los 200 metros en las formaciones de los Montes de Toledo, de la Sierra de Guadalupe y en el Oeste de León (id. pág. 149, fig. 35).

No hemos encontrado en la Sierra de Tamames pruebas sobre la existencia del Llanvirn.

C) 200 a 250 metros de pizarras ampelíticas muy plegadas. Aunque los fósiles recogidos no son lo suficientemente aclaratorios, podemos afirmar casi con seguridad que su edad corresponde al Llandeilo, por afinidad litológica con idéntica formación en otros lugares de España (Bouyx 1970).

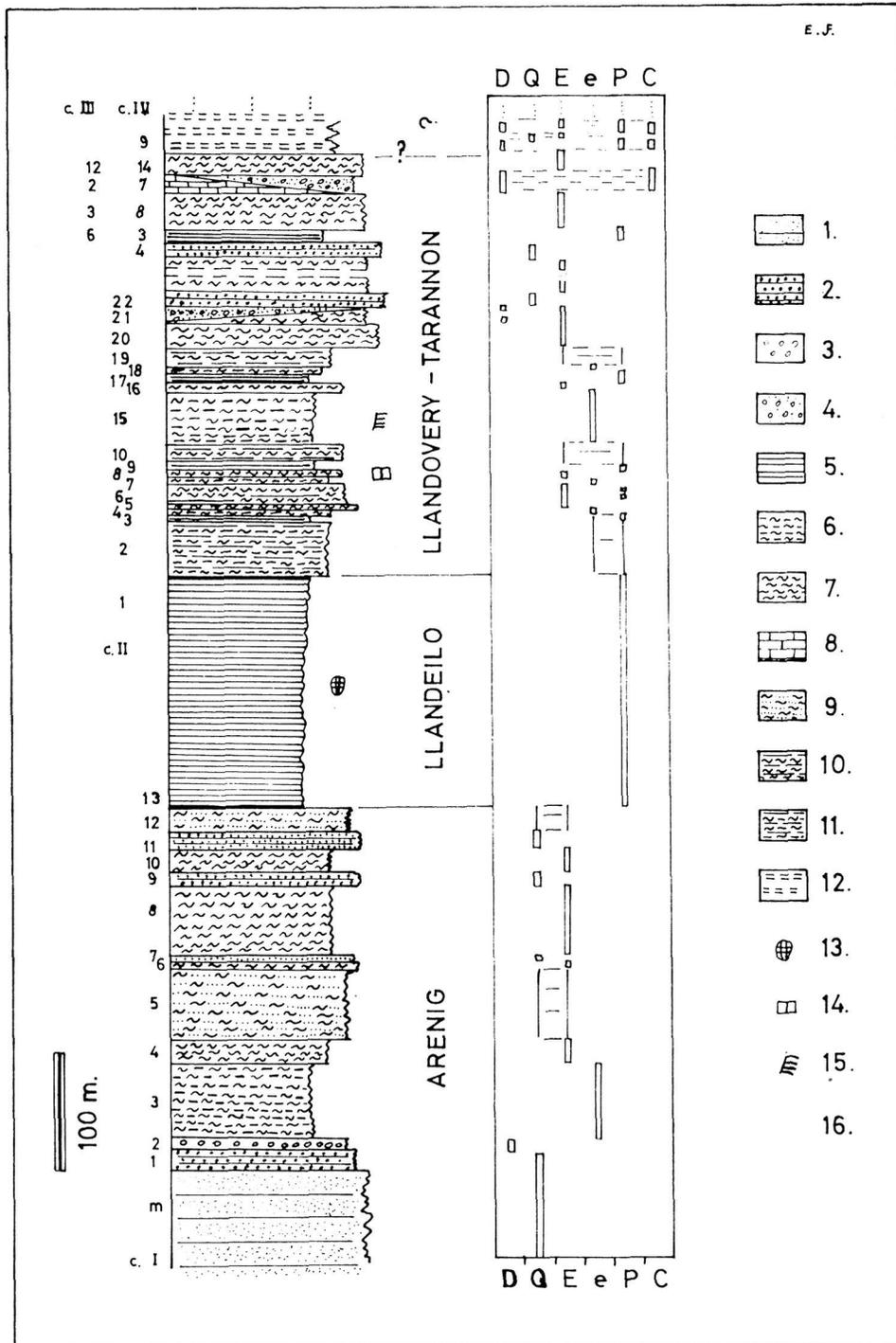


FIG. 5

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA DE LA PARTE NORTE DE LA SIERRA DE TAMAMES: 1. Cuarcitas masivas (Arenig); 2. Cuarcitas tableadas; 3. Conglomerados; 4. Grauvacas; 5. Pizarras ampelíticas; 6. Esquistos pizarrosos; 7. Esquistos silíceos; 8. Calizas; 9. Alternancia de (2) y (7); 10. Alternancia de (5) y (7); 11. Alternancia de (5) y (6); 12. Alternancia de (2) (5) (4) (7) y (8); 13. Trilobites; 14. Crinoideos; 15. Rastrites; 16. Monograptus.

SERIE VIRTUAL LOCAL: D. Materiales detríticos gruesos; Q. Cuarcitas; E. Esquistos silíceos; e. Esquistos pizarrosos; P. Pizarras ampelíticas; C. Calizas.

Hemos llegado a la evaluación de la potencia indirectamente, por lo que los límites superiores de la misma podrían sufrir amplias modificaciones, teniendo en cuenta el complicado diastrofismo.

D) Alternancia de esquistos pizarrosos y silíceos con pizarras ampelíticas. Estas son menos frecuentes hacia el techo, en el que aparecen cuarcitas y grauvacas (300 a 350 metros).

El hallazgo de *Rastrites cf. maximus* y de *Monograptus priodon* permite distinguir dos series: una inferior que correspondería a la transición Llandovery-Tarannon (Zonas 21 s - 22 i de E-W), y otra superior, netamente en el Tarannon. La frontera entre ambas es, hasta el momento, imprecisa pero pudiera estar marcada por la aparición de grauvacas y cuarcitas.

Los fósiles descritos por HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1960) corresponden a la primera de estas dos series.

Son de destacar las investigaciones de ROMARIZ (1957, 1960, 1969) en el NW de la Península, quien hace constar la existencia de dos faunas de graptolitos separados en el tiempo: una correspondiente al Valentiense (Zonas 19-22) en dos litofacies, pizarrosa y silícica (Los graptolitos de Tamames pertenecen a esta última); y otra del Salopiense medio (Wenlock, zona 30) con litofacies de pizarras ampelíticas. El Salopiense superior (Ludlow) apenas está representado en el NW ibérico.

La fauna valentiense muestra una gran uniformidad, sobre todo en su facies silícica, en una gran extensión de Europa occidental y del Norte de Africa. La fauna salopiense está aquí diferenciada en una provincia mediterránea o "sárdica" con especies peculiares.

La fauna intermedia entre ambas (Tarannon superior y Wenlock inferior, zonas 24 a 28) es, en el NW luso-español, particularmente escasa en Graptolitos.

De acuerdo con esto, el nivel de Tamames en que aparece *M. priodon* debe comprenderse entre las zonas 22 superior a 24.

E) Tramo de edad y potencia indeterminada, núcleo central del sinclinal de Tamames, caracterizado por la alternancia de grauvacas, conglomerados, esquistos silíceos, pizarras y calizas.

Estructuralmente el sinclinal, que al Oeste parece más simple, se presenta muy replegado en todo el flanco Norte. Los tramos axiales (Post-Tarannon) sólo afloran en una restringida y abrupta zona central del sinclinal, visto longitudinalmente. Transversalmente dichos tramos más modernos determinan una fuerte asimetría. El corte presentado por nosotros tiene un carácter muy local, pues observamos buzamientos muy distintos a los aquí registrados, en zonas más orientales, pudiendo incluso estar dirigidos en sentido contrario.

BIBLIOGRAFIA

- BOUYX, E.: (1970) *Contribution à l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)*. Mem. Ins. Geol. Min. España, 73, Madrid.
- ELLES, G. L. & WOOD, E. M. R.: *A Monograph of British Graptolites*. Mem. Pal. Soc. Londres.
- (1913) IX. *Monograptus*, 66, 415-486.
- (1914) X. *Rastrites, Cyrtograptus*, 67, 487-526.
- GIL Y MAESTRE, A.: (1880) *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca*. Com. Mapa Geol. España, Madrid.
- HABERFELNER, E.: (1931) *Eine Revision der Graptolithen der Sierra Morena*. Traducido en Publ. Extr. s. Geol. España, 6, 43-105. Madrid, 1952.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: (1942) *El Sistema Siluriano*. Mem. Ins. Geol. España, Madrid.
- (1960) *Graptolítidos españoles*. Not. y Com. Inst. Geol. Min. España, 57, 3-78, Madrid.
- KINDELÁN, J. A.: (1957) *Explicación del Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 527 (Sequeros)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- 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*. Inst. Geol. Min. de España, Madrid.
- LOTZE, F. & SDZUY, K.: (1961) *Das Kambrium Spaniens. I. Stratigraphie*. Ak. Wiss. u. d. Lit.; Abh. d. Math.-Naturw. Kl., 6, 285-498, Wiesbaden.
- MALLADA, L.: (1896) *Explicación del Mapa Geológico de España*. Mem. Com. Mapa Geol. Esp., 2, Madrid.
- PARGA, J. R.: (1970) *Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas*. Bol. Geol. y Min., 81, 115-143, Madrid.
- ROMARIZ, C.: (1957) *Graptolóides das formações faníticas do Silúrico de Entre Douro e Minho*. Bol. Soc. Geol. Portugal, 12, 23-30, Lisboa.
- (1960) *Notas sobre graptolóides portugueses*. Bol. Mus. e Lab. Min. e Geol. da Fac. Ciências, 8 (2), 165-168, Lisboa.
- (1969) *Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular*. Com. Serv. Geol. Portugal, 53, 107-155, Lisboa.
- SAAVEDRA ALONSO, J.: (1970) *Las formaciones paleozoicas de la comarca salmantina Sierra de Francia y sus procesos de alteración*. Tesis Doctoral. Salamanca.
- 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. de España, 5, 91-146, Madrid.
- TEIXEIRA, C.: (1955) *Notas sobre Geologia de Portugal. O Sistema Silúrico*. Lisboa.
- WALTER, R.: (1969) *Das Silurium Spaniens und Portugals*. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H II, 5, 857-902, Stuttgart.
- WATERLOT, G.: (1945) *Les Graptolites du Maroc*. Not. y Mem. Ser. Geol. Maroc, 63, 1-112, Laval.

(Recibido el 22-II-71)

EXISTENCIA EM PORTUGAL DE UMA SERIE
SUPERIOR A "FORMAÇÃO XISTOSA DA BEIRA"
E INFERIOR AO ORDOVICICO *

L. E. NABAIS CONDE**

R E S U M O

Na região de Sardoal-Mação (Portugal Central) entre a "Formação Xistosa da Beira" e o Ordovícico, e separada por discordâncias, está intercalada uma série que é pela primeira vez descrita em Portugal.

Trata-se de uma sequência vulcano-sedimentar constituída, da base para o topo, por conglomerados, quartzitos, xistos argilosos, vulcanitos ácidos e xistos argilosos, e para a qual é proposta a designação de "Série Intercalar".

Além dos vulcanitos extrusivos afloram grandes massas de intrusivos como o "granito de Mação", o pórfiro de Santiago de Montalegre e o pórfiro da Melriça.

No trabalho faz-se a descrição geológica dos locais de afloramento, da estratigrafia e petrografia das várias unidades e indica-se a sua possível existência em outros locais de Portugal e sempre junto da base do Ordovícico, mas com composição diferente (conglomerados e xistos, no afloramento de Penha Garcia; calcários, xistos, quartzitos e conglomerados no afloramento da Marofa; calcários, xistos, conglomerados, quartzitos e grauvaques no afloramento de Satão-Porto).

Esta série é paralelizada com outras descritas em Espanha por LOTZE (1961) entre os rios Alagón e Tejo, junto a Aliseda e na "finca Hito", nos Montes de Guadalupe, etc., muito embora para este autor elas não sejam paralelizáveis.

Corresponde também a esta série a chamada "Série de Hinojosas" BOUYX (1970).

Todos estes afloramentos se encontram situados na mesma unidade estrutural da cadeia hercínica ibérica -a zona Lusitânica Oriental-Alcúdica de LOTZE (1945) e as variações litológicas observadas explicam-se pela influência da tectónica que afectou a "Formação Xistosa da Beira" antes da deposição

* Este trabalho será publicado in *Memórias e Notícias*, n.º 69, do Museu e Lab. Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra.

** Serviços de Fomento Mineiro. Portugal.

da "Série Intercalar", e que condicionou a paleogeografia da qual esteve dependente a formação desta série.

A idade isotópica das rochas intrusivas, determinada pelo método do rubídio-estrôncio para a rocha total e para a biotite, deu 563 m.A., o que indica pertencer a série ao Câmbrio inferior. Este facto permite datar a "Formação Xistosa da Beira" (também designada por "Complexo xisto-grauvâquico") como totalmente precâmbria.

É possível correlacionar os vulcanitos ácidos com os da "Série de Bodo-nal" (ver HERNÁNDEZ ENRILE e GUTIÉRREZ ELORZA, 1971) que estão situados numa unidade estrutural diferente (Ossa-Morena de LOTZE (1945)).

Discute-se o significado da existência de vulcanitos ácidos na base do Câmbrio em duas unidades estruturais diferentes e qual a natureza do contacto entre essas unidades. Considera-se que este contacto, que actualmente é um contacto tectónico, corresponderia a uma zona de movimentação activa durante o Câmbrio, a qual fazia a separação entre duas áreas paleogeográficas distintas: uma a N, com sedimentação do tipo epicontinental e com pequena espessura de sedimentos, e outra a S, com forte subsidência e de carácter geossinclinal. Os vulcanitos ácidos teriam intruído segundo a zona de movimentação, zona que teria sido aproveitada mais tarde para intrusão de rochas eruptivas, designadamente as de carácter ofiolítico que aparecem interestratificadas no geossinclinal câmbrio do SW da Península.

A diferente composição litológica do Precâmbrio nas duas unidades estruturais e a presença de um Precâmbrio mais recente na zona Lusitânica Oriental-Alcúdice, resultante da destruição de rochas da unidade Ossa-Morena, indicam que a zona de instabilidade, aproveitada para a intrusão de vulcanitos no Câmbrio, corresponderia a uma zona já activa durante o Precâmbrio superior, mas com movimentação inversa da do Câmbrio, com forte subsidência da unidade N e sedimentação de materiais tipo "Flysch".

No final da orogenia hercínica a linha de contacto entre as duas unidades estruturais transformou-se numa zona de cavalgamento, com a unidade de Ossa-Morena a cavalgar a Lusitânica Oriental-Alcúdice. Posteriormente continuou a haver movimentação da zona de cavalgamento, sendo o último movimento posterior aos depósitos de "Raña" considerados do Vilafranquiano.

(Recibido el 28-II-71)

**PETROLOGIA DE LOS AFLORAMIENTOS
GRANITICOS DE LINARES**
(Pola de Allande, Asturias)

OFELIA SUÁREZ*

RESUMEN.—Se estudian dos apuntamientos graníticos pertenecientes a un mismo Stock recubierto, en parte, por sedimentos terciarios de escasa potencia y emplazado en las Pizarras del Narcea, del Precámbrico, y series cuarcíticas del Cámbrico Inferior.

Petrográficamente se trata de granitos calcoalcalinos y granodioritas biotíticas, a veces con anfíbol escaso y frecuentes enclaves microgranudos. Existen dos facies diferentes, una de grano grueso con megacristales de feldespato, y otra de grano más fino que carece de ellos.

Se discute su posición en el conjunto de granitos hercínicos en la serie de granodioritas calcoalcalinas a la que pertenece.

SUMMARY.—Two outcrops of a granite stock partially covered by Tertiary sediments near Linares (Asturias, NW Spain) intruding the Narcea schists (precambrian) and quartzites (Lower Cambrian), are studied. After petrographic study they can be described as calc-alkaline granites and biotite granodiorites with some accidental amphibole and frequent fine-grained xenoliths. Two different facies are observed with feldspar megacrystals and fine-grained non-porphyrific respectively. The relationships of the calc-alkaline granodiorite series with the hercynian granites of Northwestern Spain is discussed.

INTRODUCCION

Citado por Barrois (1882) al este de Pola de Allande y clasificado como cuarzo-diorita es descrito por Mallada (1895) como el mayor afloramiento granítico de Asturias dándole una extensión de 3 km. de N a S por 1 de anchura. Encuentra asimismo varios tipos: granito porfiroide, granito fino-granudo y granito muy cuarzoso, aunque en realidad no sabemos exactamente si estos tres tipos corresponden al batolito de Linares solamente o también incluyen otras rocas ígneas de la zona. Creemos este sea el citado por San Miguel de la Cámara (1936) en la zona de Pola de Allande. Posteriormente para Llopis Lladó (1961) dichas citas corresponden a lo que él

* Departamento de Petrología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Oviedo.

llamó Migmatitas de Pola, y que en realidad son ortoneises, L. G. Corretgé (1969). En 1961 García de Figuerola localiza exactamente este afloramiento granítico y con diferente enfoque es descrito muy por encima por O. Suarez (1967) y Sanz E. (1967) en sus respectivos trabajos de Licenciatura, el último fundamentalmente cartográfico.

GEOLOGIA DEL AFLORAMIENTO

Topográficamente solo destaca en los alrededores de Arganza, aflorando en dos pequeños manchones de aproximadamente 0,5 y 2 km². de extensión. Uno de ellos aparece en la misma localidad de Linares donde es objeto de explotación para la construcción, aunque en parte se halle bastante alterado. Da una típica disyunción en bolos. Se encuentra debajo de sedimentos terciarios de poca potencia pero que deben recubrir en gran parte y suponemos que ambos manchones pertenezcan al mismo stock, ya que la zona de metamorfismo se prolonga de uno a otro como puede observarse en el esquema geológico (Fig. 1). En realidad la mayor parte del Terciario se asienta solamente sobre el granito de forma que la aureola de metamorfismo parece envolverlo. Corta perpendicularmente las estructuras del Precámbrico por lo que al menos en superficie es claramente discordante, aunque en profundidad quizá se adapte algo más a dichas estructuras ya que las cornubianitas formadas en el contacto se alargan en dirección Sur, lo cual creemos es debido a que el granito o alguna aporfisis del mismo tiende a continuarse en este sentido a poca profundidad.

LAS ROCAS ENCAJANTES Y METAMORFISMO DE CONTACTO

Las rocas encajantes son en su mayor parte las Pizarras del Precámbrico. Se trata de una serie pelítico-arenítica con una dirección bastante constante que oscila entre N-10° E y N-20° E y con buzamientos fuertes subverticales a 70°. Existen frecuentes micropliegues, "Kink-bands", así como esquistosidad de plano axial paralela a subparalela en los flancos de los pliegues de tipo isoclinal (L. G. Corretgé 1969), según el mismo autor dichas pizarras se encuentran en estructura anticlinal. Son frecuentes los diques de pórfidos intercalados en esta serie, suelen ser de poca potencia 1 a 3 m. y coinciden con la estratificación. En gran parte fueron objeto de estudios anteriores, Suárez, O. (1967), García de Figuerola y Suárez O. (1968) y Corretgé (1969). Estas pizarras precámbricas conocidas como "Pizarras del Narcea" son de colores grises o algo verdosas. Pasan a rojizas o pardas por alteración. Mi-

LINARES
Esquema geológico

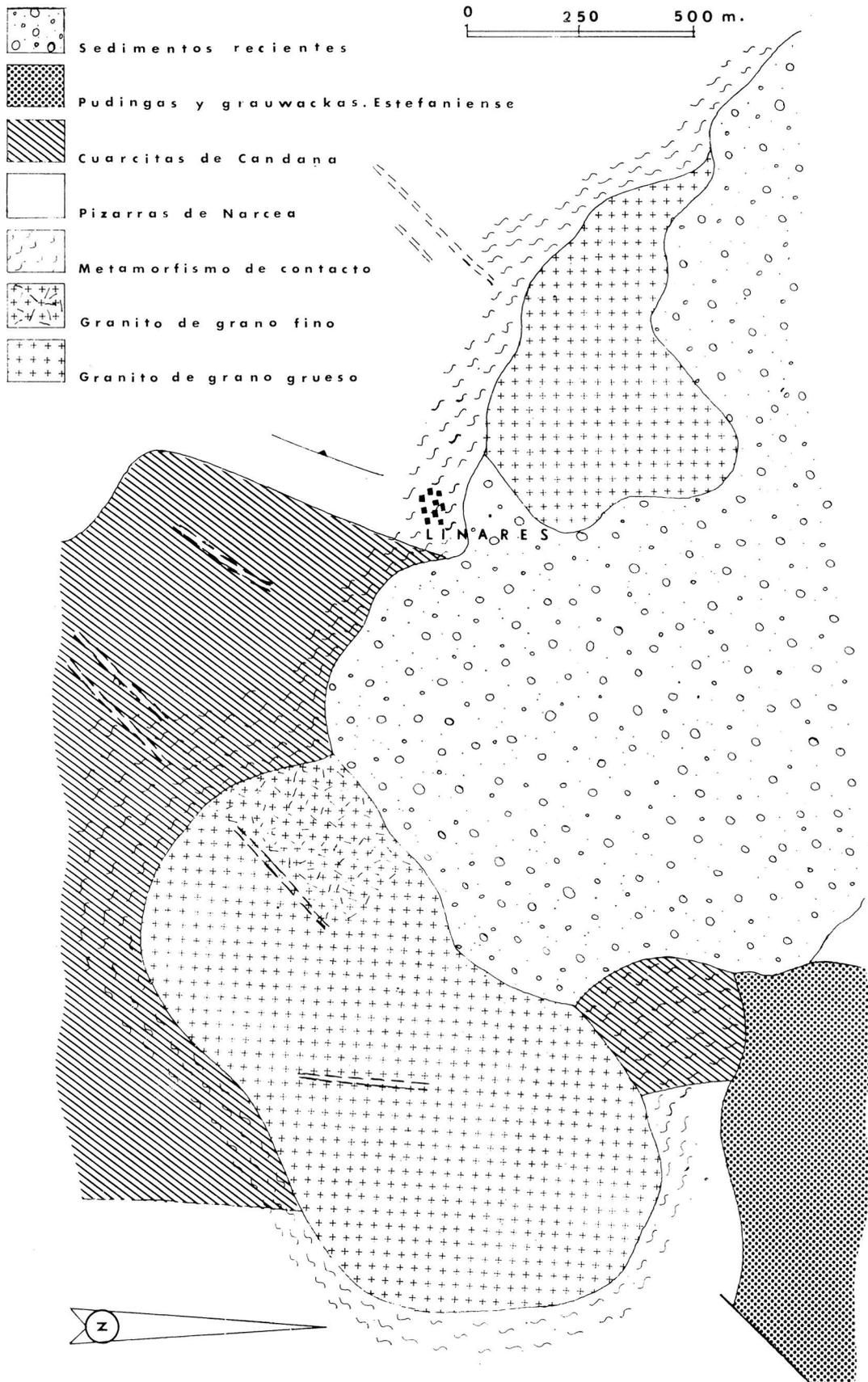


FIG. 1

croscópicamente tienen textura microcristalina, con ligera tendencia lepidoblástica en cuanto a micas y cloritas. Están constituidas por cuarzo, cloritas, micas (moscovita y escasa biotita) y feldespatos; sericita, minerales arcillosos, circón, turmalina, rutilo, magnetita y pirita como accesorios. El cuarzo es el más abundante en granos subangulosos y de contornos mal definidos, suele presentar elongación paralela a la pizarrosidad, a veces forma filoncillos de neoformación con textura en mosaico e incluyendo micas. Estas son alargadas y suelen aparecer curvadas en torno al cuarzo. Los cristales de pirita suelen formar agregados coincidiendo con el sentido de la micropizarrosidad, dando una alternancia de bandas más o menos claras debida a la alteración de los sulfuros de Fe. La turmalina parece detrítica y los feldespatos cuando existen son de pequeño tamaño sin que se pueda precisar con exactitud si son autógenos o detríticos. Se pueden considerar estas rocas como pertenecientes a la facies de las Pizarras verdes, de la Epizona, originadas a partir de sedimentos arcillosos, algo limosos e impurificados por hierro (O. Suárez, 1967) por un metamorfismo de bajo grado, según Turner & Verhoogen (1960) a temperaturas entre 300 y 500° y a p_{H_2O} de 3000 a 8000 bars. En parte están afectadas por la intrusión transformándose en pizarras mosqueadas o nodulosas, que se caracterizan por tener textura granoblástica constituidas por cuarzo, biotita, sericita, moscovita, cordierita y plagioclasas bastante sódicas como minerales más abundantes y apatito, turmalina, óxidos de Fe y a veces andalucita en forma de gránulos agrupados o poiquiloblásticos, con carácter accesorio.

Al sur, el granito está en contacto con unos tramos arenosos dolomíticos poco potentes con algunos minerales de sulfuro, incluidos en una serie cuarcítica supuesta del Cámbrico Inferior, Corretgé (1969). Dichos tramos parecen ser concordantes en las proximidades de Linares mientras que en el Norte de Besullo es claramente discordante según el autor antes citado que las considera pertenecientes a la cuarcita de Cándana.

Estas rocas cuarcíticas aparecen en la zona de contacto transformadas en cornubianitas masivas como las que afloran en el puente Mestas, de color gris acero; en dicho lugar es donde la aureola tiene mayor potencia alargándose notablemente en un sentido no concordante con los afloramientos graníticos. Dichas cornubianitas presentan textura granoblástica y están constituidas por cuarzo, biotita, sericita y cunmingtonita. Accesorios circon, apatito y pirita.

En general las asociaciones de esta aureola de contacto se pueden resumir en las siguientes:

Cordierita — Cuarzo — Biotita — Moscovita — Oxidos de Fe — (Turmalina).

Cordierita — Cuarzo — Moscovita — Andalucita — (Biotita) — Oxido de Fe.

Cuarzo — Biotita — Cummingtonita — Oxido de Fe — (Andalucita).

Cuarzo — Biotita — Clorita — Moscovita — Cordierita.

Cuarzo — Biotita — Moscovita — Oxido de Fe — Turmalina — (Plagioclasa).

Cuarzo — Biotita — Andalucita — Cordierita — Feldespato K — (Moscovita) que podemos asignar a la facies de las corneanas hornblendicas, tránsito a las corneanas Piroxenicadas, Winkler (1965) y Turner (1968).

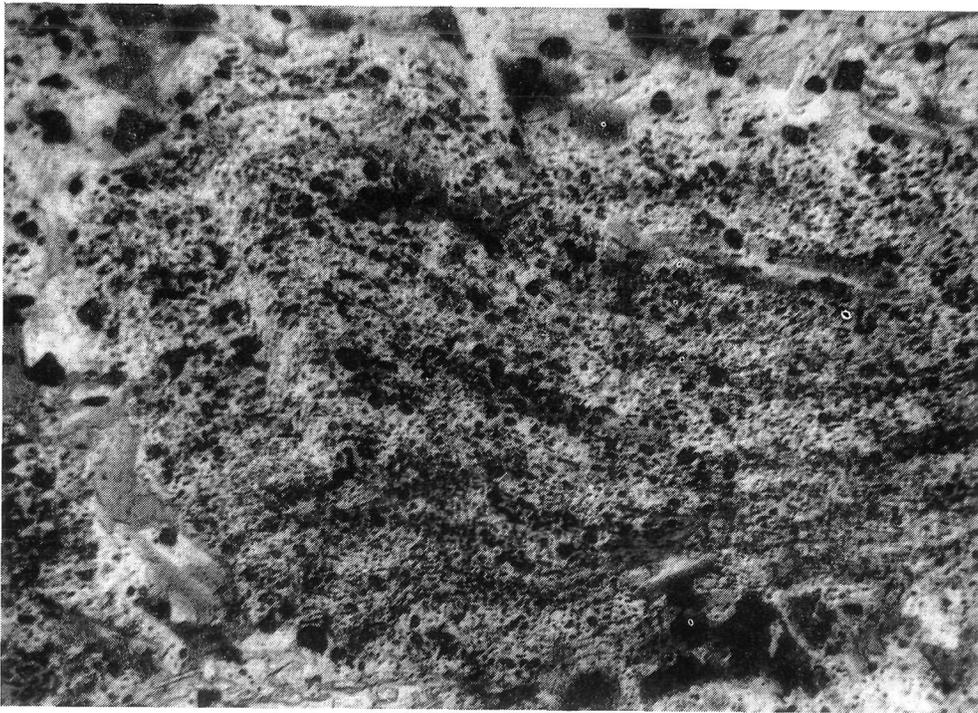


FOTO 1

Cordierita rica en inclusiones de opacos microplegadas. L.N. (X 104)

El rasgo más importante existente en las rocas de contacto señalado anteriormente por Corretgé (1969) es la existencia de superficies S penetrativas que rompen los cristales de cummingtonita y doblan las láminas de micas. También aparecen distorsionados otros minerales, sobre todo cordierita, que presentan extinciones no uniformes y a veces inclusiones orientadas ligeramente plegadas (Microfotografía 1).

Un punto crítico de gran importancia se sitúa en el extremo NW del granito, en las inmediaciones de Arganza. Hasta allí llegan las pudingas del Estefaniense y pensamos que o bien podrían encontrarse algunos cantos de granito dentro de las mismas o bien el cemento podría presentarse signos de metamorfismo de contacto. De esta forma quedaría aclarado si era anterior o posterior a las pudingas. La ausencia de afloramientos impide dilucidar la cuestión. Quizás cuando se realicen algún tipo de obras o excavaciones pequeñas pueda resolverse el problema. En nuestros recorridos no hemos encontrado ningún tipo de cantos de granito.

ESTRUCTURAS DEL AFLORAMIENTO

En gran parte este granito está bastante alterado, creemos más por los sedimentos terciarios que lo recubren que por las condiciones climáticas actuales. Son muy frecuentes los enclaves microgranudos de composición tonalítica.

Aparece afectado por una diaclasación solamente visible en algunas zonas menos alteradas. Los sistemas encontrados son:

- sistema longitudinal bastante paralelo a los bordes del contacto.
- dos sistemas ortogonales que pueden corresponder a diaclasas singenéticas con el emplazamiento de la masa plutónica.
- un sistema totalmente independiente con las anteriores pero relacionado con los diques, filones de cuarzo y fracturas existentes en otros materiales de la zona.

Son frecuentes los diques de pórfidos y cuarzo cortando al granito. Diques de pórfido análogos a éstos afectan al Estefaniense en zonas relativamente próximas. Precisamente por afectar al granito las consideramos posteriores. Como también por otra parte se encuentran muy alejados de él cabe pensar se han originado independientemente. Además los diques están condicionados en gran parte por una tectónica diferente de forma que siguen una dirección de NW-SE, mientras que la masa granítica se alarga casi ortogonalmente. La intrusión de estos diques es pues posterior al emplazamiento de las Rocas graníticas. Su génesis posiblemente estaría condicionada por una tectónica de fractura a una profundidad no muy grande. Se formaría un pseudomagma a partir de las rocas afectadas que sería inyectado a niveles superiores L. C. García de Figuerola y O. Suárez (1968).

PETROGRAFIA

Se han podido establecer cartográficamente, aunque no muy exactamente, dos variedades:

- 1) de grano grueso con grandes feldespatos (a veces orientados).
- 2) de grano medio a fino.

El paso de una a otra no es claro en parte debido al recubrimiento terciario que impide una observación completa. En cuanto a la composición es muy variada y estas rocas graníticas corresponden en general a granitos del tipo B, mientras que las de grano grueso son granodioritas o incluso granitos normales en las zonas de mayor desarrollo de megacristales de feldespato K (clasificación de Streickeisen, 1967) (Fig. 2). Las variaciones en las proporciones modales no son acusadas como puede verse en los cuadros 1 y 2.

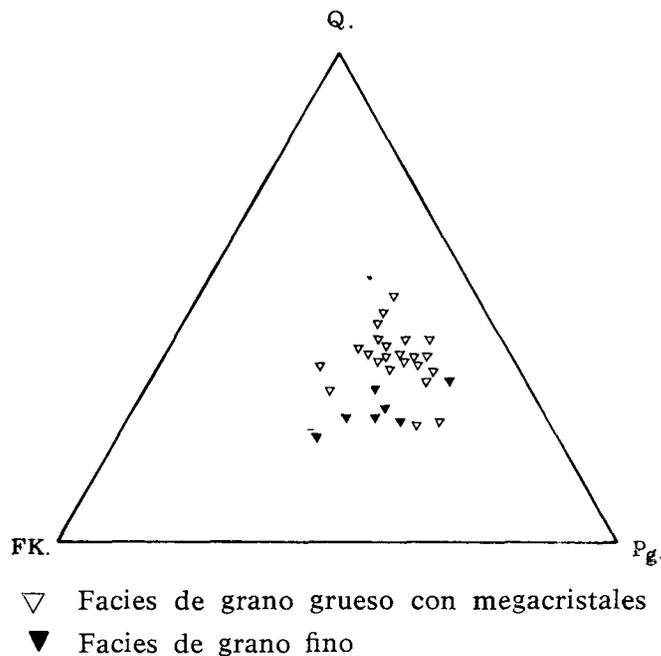


FIG. 2

Representación de los análisis modales, en el triángulo: Cuarzo—Feldespato K.—Plagioclasas

La facies de grano fino a medio presenta una composición mineralógica bastante constante, no existen las variaciones que se daban en la de grano grueso, sobre todo en el feldespato potásico que varía desde un 12 % a un 41 % (cuadro 1) en la facies con megacristales. La composición media hallada a partir de cinco cómputos modales es la de un granito normal mientras que la de las rocas de grano grueso es más bien granodiorítica.

Minerales	NUMERO DE MUESTRA								
	L-1	L-2	L-3	L-4	L-5	L-6	L-7	L-8	1020
Cuarzo	31,4	40,4	34,3	35,6	36,6	28,8	42,2	45,2	33,1
Feldespato K	16,4	18,2	12,6	24,1	18,0	33,5	17,6	12,6	23,0
Plagioclasa	31,3	32,0	37,1	29,2	33,2	27,1	29,8	28,0	29,9
Biotita	20,4	9,1	15,5	10,9	11,9	10,4	10,4	12,0	13,7
Hornblenda			0,1		0,1			1,2	
Circón	0,2	0,1		0,1		0,1			0,1
Apatito	0,3	0,2	0,4	0,1	0,4	0,1	0,1	0,1	0,2

Minerales	NUMERO DE MUESTRA								Media
	1021	L-10	L-12	L-13	L-14	L-15	L-16	L-17	
Cuarzo	31,0	32,8	20,0	34,6	29,2	32,3	29,7	15,4	31,4
Feldespato K	17,0	30,8	15,6	20,5	16,0	14,5	28,5	41,1	18,1
Plagioclasa	37,2	22,4	45,9	30,9	40,0	37,5	22,7	15,5	34,8
Biotita	14,7	13,5	17,7	13,6	14,1	14,8	15,3	0,6	14,4
Hornblenda		0,2	0,5	0,2	0,5	0,8	4,8	0,1	1,0
Circón		0,1	0,1		0,1	0,1		0,1	0,1
Apatito	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1				0,2

CUADRO 1

Facies de grano grueso

Minerales	NUMERO DE MUESTRAS					Media
	L-9	L-10a	L-11	L-18	1425	
Cuarzo	29,2	28,0	22,8	23,4	31,6	27,5
Feldespato K	22,1	30,1	30,5	23,3	36,4	27,0
Plagioclasa	33,5	29,5	32,4	41,6	22,9	32,8
Biotita	14,7	11,4	13,7	10,4	9,9	12,1
Hornblenda	0,4	0,5	0,6	1,1	0,2	0,5
Circón		0,1		0,1		0,1
Apatito	0,1	0,1		0,1		

CUADRO 2

Facies de grano fino a medio

1) FACIES DE GRANO GRUESO

Generalmente en este tipo se desarrollan abundantes megacristales de feldespato K que alcanzan tamaños de hasta 5 a 6 cm. de longitud por 2 a 3 de anchura y en los que es frecuente observar una estructura zonada con micas en los bordes presentando en la mayoría de los casos maclas de Carlsbad visibles a simple vista. La roca fresca es de color grisáceo, con bastante cuarzo en formas redondeadas o irregulares de tamaño semejante al resto de feldespatos subidiomorfos y generalmente inferiores a 0,5 cm. Los félicos son frecuentes y de menor tamaño son biotita y en menor proporción anfíbol.

De textura hipidiomórfica granular con carácter porfídico y algo cataclástico, las características mineralógicas se pueden resumir como sigue:

Cuarzo. Se presenta de dos formas diferentes:

- a) en agrupaciones redondeadas de tamaño grandes formadas por cristales anahedrales que poseen marcado carácter cataclástico, extinción ondulante muy manifiesta y abundantes zonas de cuarzo diaclasado con fenómenos de soldadura frecuentes. Fisuras escasas lo mismo que las granulaciones. Inclusiones de ortosa en forma de granos a veces más abundantes siguiendo líneas de fisura, también micas y accesorios como circon apatito y rutilo en forma de agujas muy finas.
- b) En granos de pequeño tamaño (1 mm. por término medio) con extinción ondulante menos patente que en las formas mayores y sin inclusiones. Tiene carácter intersticial.

Plagioclasas. Más abundantes en cristales de tamaño grande que presentan formas euhedrales. Hábito alargado según (100). Zonamiento muy acusado y con abundancia de zonas en la mayoría de los cristales, en algunos casos se trata de zonado irregular con corrosión entre zonas. Corresponden a una andesina ácida cuyo contenido en anortita varía del 26 al 39 %. Maclas más frecuentes de Albita - Ala, Albita, y Albita Carlsbad, más rara es la de Carlsbad. Inclusiones abundantes de biotita, hornblenda, clorita y apatito. La alteración es frecuente y de carácter zonal, más marcada en núcleos o bien en bandas concéntricas, siendo de tipo sericítico. Mirmequitas y bordes de corrosión en contacto con feldespato potásico, frecuentes, lo mismo que coronas de decalcificación (12 a 20 % an).

Feldespato K. Se presenta bien en megacristales o en granos:

- a) Megacristales idiomórficos de microclina con el típico enrejado de carácter difuso aunque a veces carecen de él. Maclas de Carlsbad fre-

cuentes. Presenta una textura zonada bastante marcada (Foto 2), en algunos casos acentuada por inclusiones orientadas. Incluye abundantes plagioclasas de tamaños muy variados, cuarzo y biotita. Pertitas de remplazamiento de gran tamaño y de formas muy irregulares que presentan un fino y abundante maclado de albita.

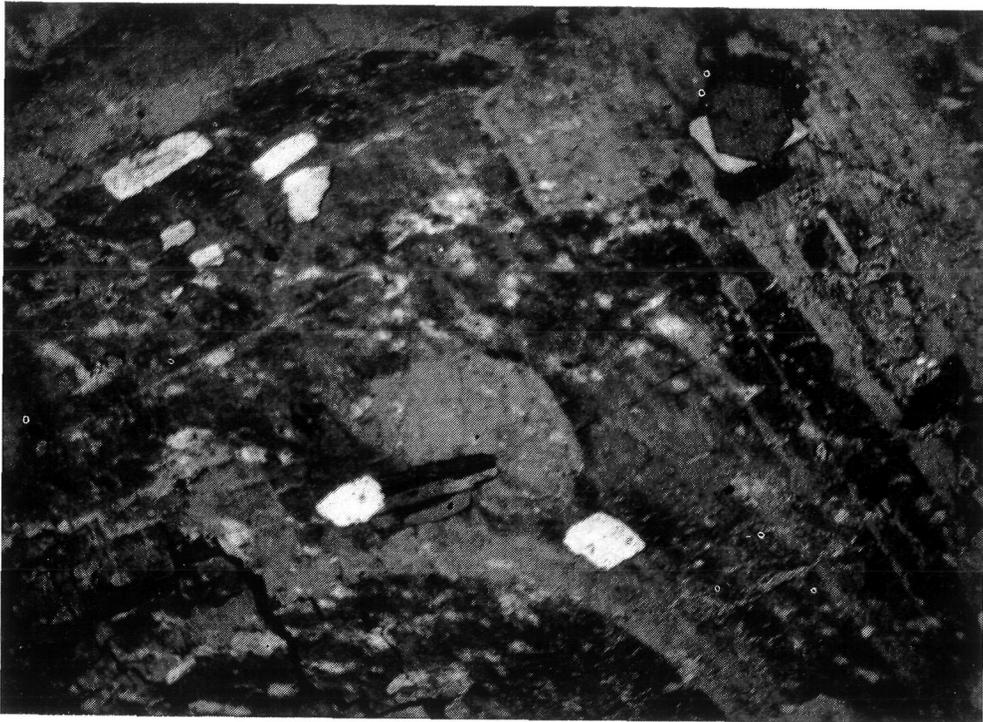


Foto 2

*Megacrystal de feldespato K de carácter zonado incluyendo plagioclasas.
L.P. (X 24)*

- b) En cristales anhedrales carece por completo del enrejamiento de microclina, presentando maclas de Carlsbad no frecuentes. Sin pertitas. Está incluido en diversos minerales: cuarzo, plagioclasas, etc.

Biotita. En láminas alargadas o en secciones basales euédrales. Pleocroísmo muy marcado de amarillento claro (N_{α}) a marrón muy rojizo (N_{γ}). Abundantes inclusiones de circón de pequeño tamaño y en torno a este halos muy desarrollados. También apatitos de gran tamaño.

Algunas láminas se presentan muy flexionadas o distorsionadas en las proximidades de los megacristales de feldespato K.

Cloritización frecuente, más marcada en bordes y según trazas de exfoliación originándose en la alteración pennina con segregación de óxidos de Fe o rutilo en agujas orientadas en textura sagenítica.

Anfibol. Se trata de hornblenda verde con un pleocroísmo fuerte de verde pálido a verde hierba fuerte. Las características ópticas son $2V_x = 72^\circ$ y ángulo $z \wedge c = 15^\circ$. Maclas muy frecuentes y de tipo polisintético. De tendencia idiomórfica o subidiomórfica aparece independientemente o asociada con la biotita a la que engloba o incluye apareciendo como posterior a ella. En otros casos estas relaciones son menos claras y ambas parecen estar asociadas sin mostrar ningún orden de cristalización. A veces existen fenómenos de corrosión muy marcados en láminas de tamaño grande, por plagioclasas y cuarzo y se observa también la formación de biotita sobre el anfíbol (Fig. 3).

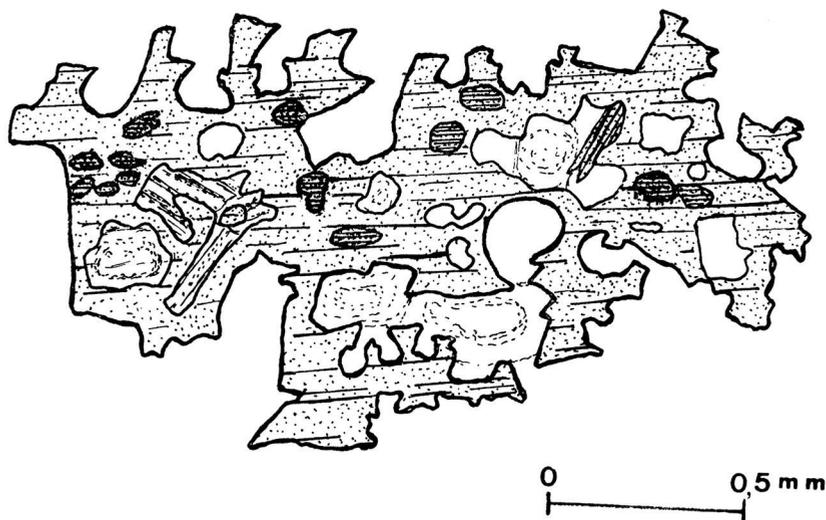
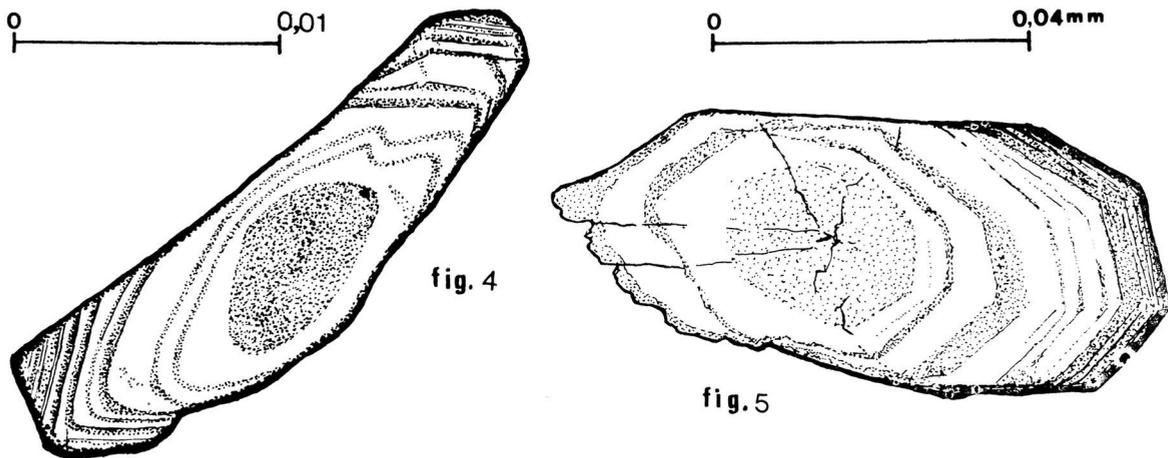


FIG. 3

Anfibol corroído, engloba plagioclasas alteradas. Sobre él parece formarse biotita

Accesorios. Apatito muy abundante en cristales bastante grandes idiomórficos bien hexagonales o prismáticos preferentemente incluidos o asociados a la biotita. El *circón* es de menor tamaño y muestra a veces carácter zonado con la parte central algo alterada, el número de zonas es a veces elevado (Figs. 4 y 5).



Circones zonados

2) GRANODIORITA DE GRANO MEDIO A FINO

Es de color más oscuro que el tipo anterior. A simple vista parece contener mayor cantidad de fémcicos más homogéneamente repartidos y de tamaño mucho más fino.

De textura hipidiomórfica granular presenta también tendencia porfídica y cristales grandes de feldespato K aunque de menor desarrollo que en los tipos anteriores.

Algunas características mineralógicas diferentes son:

Cuarzo. Anahedral. Extinción ondulante poco marcada o sin ella. Débil carácter cataclástico. Incluye ortosa de escaso tamaño y anfíbol. Está incluido en Biotita.

Plagioclasas. Muy abundantes. Idiomórficas y muy zonadas con abundante número de zonas. En sinneusis frecuentes incluyendo abundantes biotitas entre los diferentes cristales agrupados. Corrosión entre zonas y aunque escaso existe zonado irregular (Pachty Zoning, Vance 1965). Corresponde a una andesina de 33 - 38 % de an. Inclusiones frecuentes y heterogéneas: biotita, anfíbol, apatito, cuarzo, ortosa y rutilo en agujas muy largas y finas. Sin Mirmequitas. Cuando están incluidas en Feldespato K presentan corrosión y coronas de decalcificación poco desarrolladas.

Feldespato K. Se presenta en dos formas como en 1), si bien existen algunas diferencias en los megacristales:

- a) Megacristales de escaso desarrollo comparados con los citados anteriormente. No presentan maclas tipo Albita-Periclina, así como tampoco perfitas de remplazamiento de formas irregulares y de buen desarrollo, sino

escasas y en forma de bastoncillos ("Stringlets" o "Strings"). Incluye abundante cuarzo en granos redondeados.

Biotita. En láminas grandes aisladas o en amas formadas por cristales más pequeños, existiendo en algunos casos cierta deformación patente en un ligero curvamiento de las líneas de exfoliación. Inclusiones de apatito y circón. Cloritización escasa.

Anfibol. Es también hornblenda verde de idénticas propiedades ópticas al que aparece en el tipo de grano grueso. Se presenta en pequeños cristales prismáticos o en formas corroídas.

Accesorios. El circón es bastante escaso y el apatito se presenta en cristales de tamaño muy fino.

SECUENCIA PARAGENETICA

La reconstrucción del proceso evolutivo de estas rocas presenta muchos problemas debido a las relaciones poco claras existentes sobre todo entre los fémicos hornblenda y biotita. Podemos establecer en general el siguiente orden:

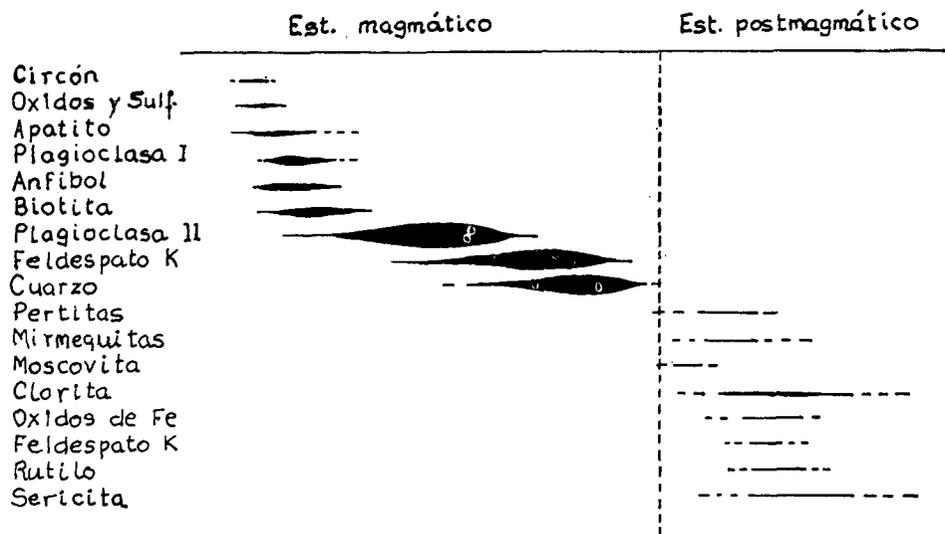
Estadio Magmático. Es el circón el primero en cristalizar presentando un zonamiento muy acusado y a su vez puede incluir otros más pequeños, es incluido por el apatito que puede adquirir un gran desarrollo sino es englobado por otros tempranos. Los óxidos de hierro parecen también de esta primera fase lo mismo que el rutilo. El problema surge con la biotita y el anfíbol que si bien se presentan asociados, ninguno de ellos suele estar incluido por completo en el otro. Parece que su cristalización es simultánea e independiente, empezando ligeramente antes el anfíbol, según un orden normal de cristalización. Incluye el anfíbol plagioclasas euhedrales muy alteradas, es decir, que antes que los fémicos tiene lugar una cristalización de plagioclasas, pero la más importante es posterior y en parte coincide con la del Feldespato potásico pues las que aparecen incluidas en él, aunque de gran tamaño, no llegan a alcanzar las dimensiones de otras directamente en contacto con los megacristales de feldespato K, además suele aparecer incluido algo de este mineral en las plagioclasas. El cuarzo es el último en cristalizar y existe un cierto solapamiento con la última fase de cristalización del feldespato potásico.

En las variedades algo microporfídicas se distingue además una segunda generación de cuarzo y feldespato potásico (apareciendo el cuarzo de la

primera muy corroído por esta segunda) y otra de plagioclasas que constituyen la pasta.

Estadio Post-magmático. De escasa importancia frente al anterior, comprende la pertitización del feldespato K, mirmequitización bastante desarrollada y sericitización de las plagioclasas. Más tarde tiene lugar la cloritización (y moscovitización) de las biotitas con segregación de óxidos de Fe, rutilo o feldespato K.

El orden de cristalización tal como se ha deducido de las relaciones texturales lo podemos ver en el siguiente esquema:



CUADRO 3

Secuencia mineralógica

DATOS GEOQUÍMICOS

Los 3 análisis químicos parciales de que disponemos, dos de la facies de grano grueso con megacristales y uno de la de grano fino muestran pocas variaciones entre ellas (Cuadro 4).

Se caracterizan estas rocas por un contenido muy alto en hierro y magnesio. El CaO es también muy abundante, su valor medio es de 2 %. El potasio predomina sobre el sodio y su proporción en la facies con megacristales es ligeramente superior a la de la facies de grano fino.

	M-42	M-44	M-43
SiO ₂	58,30	59,70	58,60
Fe ₂ O ₃	4,20	3,90	4,20
MgO	0,83	1,16	0,99
K ₂ O	5,33	5,09	4,73
Na ₂ O	2,65	3,70	3,75
CaO	1,80	2,30	2,20
TiO ₂	0,65	0,50	0,50

CUADRO 4

*Facies de grano grueso con megacristales, M-42 y M-44
Facies de grano fino M-43*

CONSIDERACIONES PETROGENÉTICAS

A la vista de las características mineralógicas y químicas de las rocas estudiadas queda clara su posición en el grupo de granodioritas calcoalcalinas (R. Capdevila, 1969). De carácter netamente intrusivo, su emplazamiento origina un fuerte metamorfismo de contacto en las pizarras del Precámbrico y series del Cámbrico Inferior afectadas por un débil metamorfismo regional, correspondiente a la zona de la clorita en general.

Texturalmente presenta características típicas de alta temperatura, zonación oscilatoria, alto contenido en anortita y sinneusis en las plagioclasas, así como grandes circones idiomórficos y marcado carácter zonal. El alto contenido en Fe, Mg y Ca indica también su formación a una profundidad grande y a alta temperatura.

Por otra parte tenemos que no existen prácticamente minerales neumatolíticos o hidrotermales lo cual unido a la ausencia de diques de aplitas pegmatitas o productos de diferenciación nos hace suponer que el magma no era saturado en agua.

La atribución de las rocas estudiadas a las granodioritas precoces o a las granodioritas tardías (anteriores o posteriores a las últimas deformaciones hercínicas), establecidas por R. Capdevila (1969) dentro de la serie calcoalcalina en Galicia Nor-Oriental es muy problemática. Presentan tanto caracteres comunes a ambos tipos como específicos de cada uno de ellos según los criterios dados para su distinción por R. Capdevila et P. Floor (1970). La existencia de megacristales del Feldespato K, a veces con una ligera tex-

tura fluidal, de microenclaves de hornblenda, y la biotita de color castaño muy rojizo son caracteres propios de las granodioritas precoces. Por otra parte los minerales de metamorfismo de contacto aparecen afectados por superficies S_2 penetrativas (Corretgé, 1969) y distorsionados o plegados muy frecuentemente. En el granito son frecuentes también las estructuras cataclásticas con un carácter bastante más marcado que distinguen a estas rocas de las demás existentes en la zona occidental Astur-Leonesa (O. Suárez, 1970). Sin embargo, al analizar la forma de este pequeño macizo nos encontramos que no es alargado, sino circunscrito y discordante con las estructuras, carácter más propio de las granodioritas tardías (R. Capdevila y P. Floor, 1970) si bien el metamorfismo de contacto parece atenuar algo dicho carácter discordante. Cabe preguntarse, sin embargo, si la forma alargada o circunscrita es un carácter netamente distintivo entre ambos grupos de granodioritas porque en Galicia Nord-Oriental existen granodioritas precoces que no son alargadas ni concordantes. Así según los trabajos de Capdevila (1969) el contacto del macizo de Santa Eulalia de Pena con la Serie de Villalba es neto y discordante y el de Taboada - Chantada con el Gotlandiense es muy discordante también mientras que el de Puebla de San Julián aunque alargado sigue una dirección que no corresponde a las generales.

Por otro lado este granito aunque cataclástico no presenta las deformaciones u orientaciones existentes en las granodioritas precoces de Galicia pero esto no debe extrañarnos porque estamos en una zona muy externa del Plegamiento Hercínico y la segunda fase no es importante más que en las zonas internas (P. Matte, 1968).

La posición exacta de estas rocas dentro de la serie calcoalcalina es muy problemática, y creemos que sólo una datación radiométrica podría resolverla con exactitud, sin embargo, a la vista de las características que presentan nos inclinamos más por una intrusión precoz, anterior a la segunda fase, ya que las granodioritas tardías de la zona Occidental Asturiana son bien diferentes (O. Suárez, 1970).

CONCLUSIONES

El apuntamiento plutónico de Linares es un stock circunscrito y discordante con las series del Precámbrico del Narcea y Cámbrico Inferior en las que se haya emplazado.

Petrográficamente se trata de granitos o granodioritas en los que a veces existen megacristales de feldespato potásico. El carácter mineralógico más destacado es la presencia de hornblenda verde en pequeños cristales consti-

tuyendo microenclaves o en láminas de mayor desarrollo frecuentemente corroídas además de circones idiomórficos muy zonados.

Químicamente destaca por un elevado contenido en hierro, magnesio y calcio.

Las características texturales, mineralógicas y químicas que presenta indican un origen a una profundidad relativamente grande y a temperatura elevada a partir de un magma pobre en agua.

Su posición en el grupo de granodioritas precoces o en el de tardías es problemática, una datación radiométrica sería el único modo de resolverla. De momento y a la vista de las características presentadas por estas rocas nos parece más oportuno su inclusión en el primer grupo, no sin ciertas reservas.

BIBLIOGRAFIA

- BARRIOS, Ch.: (1882) *Recherches sur les terrains anciens des Asturias et la Galicie*. Mem. Soc. Geol. du Nord, t. 2, n.º 1. Lille.
- CAPDEVILA, R.: (1969) *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (N W de l'Espagne)*. These. 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.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y SUÁREZ, O.: (1968) *Sobre la génesis de los diques porfídicos: Pórfidos de Allande —Besullo— (Asturias)*. Public. Inst. de Inv. Geol. Vol. XXII. Univ. de Barcelona.
- LLOPIS LLADO, N.: (1961) *Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de wolframio*. Brev. Geol. Astúrica V, núms. 3-4, págs. 3-53.
- MALLADA, L.: (1895) *Explication del mapa geologico de España*. T. I. Mem. Com. Mapa Geol. de España.
- MATTE, P.: (1968) *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Thèse, Montpellier.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.: (1936) *Estudio de las rocas eruptivas de España*. Mem. Acad. Cienc. Exact., Fís. y Nat.
- SUÁREZ, O.: (1967) *Datos petrológicos sobre los diques ácidos de Besullo (Asturias)*. Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España. Núms. 101-102.
- (1970) *Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental Astur-Leonesa (N W de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.
- TURNER, F.: (1968) *Metamorphic Petrology*. McGraw-Hill.
- TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J.: (1963) *Petrología Ignea y Metamórfica*. Ed. Omega. Barcelona.
- VANCE, J. A.: (1965) *Zoning in Igneous plagioclase: Patchy zoning*. The Journal of Geolog., vol. 73, n.º 4, 636-652.
- WINKLER, H. G. F.: (1965) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlog.

(Recibido el 23-III-71)

UNA ESTRUCTURA INTERESANTE: EL SINCLINAL ORDOVICICO-SILURICO DE SEQUEROS-AHIGAL DE LOS ACEITEROS

LUIS C. GARCÍA DE FIGUEROLA*

RESUMEN.—Es este el primer trabajo que se realiza sobre el sinclinal Ordovícico-silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros, considerándolo como una estructura que atraviesa la provincia de Salamanca de SE a NW. En dos puntos se encuentra recubierto por el terciario y cuaternario lo que permite establecer tres segmentos denominados: de Tamames, de Retortillo y de Bogajo. En este último se encuentra afectado por una fractura de “déchement” del sistema SW-NE que lo curva hacia el E. No se observan desplazamientos mecánicos aparentes por las intrusiones graníticas inmediatas.

SUMMARY.—In this paper, the Sequeros-Ahigal de los Aceiteros Syncline, a structure made up of Ordovician-Silurian rocks that spreads from SE to NW across the Salamanca province, is described for the first time. The Tertiary cover existing in two areas is used as a limit for the division in three zones: Tamames, Retortillo and Bogajo respectively. The last zone is affected by a SW-NE trending strike-slip fault that bends it out towards the E. No apparent mechanical displacement is produced by the adjoining granite intrusions.

INTRODUCCION

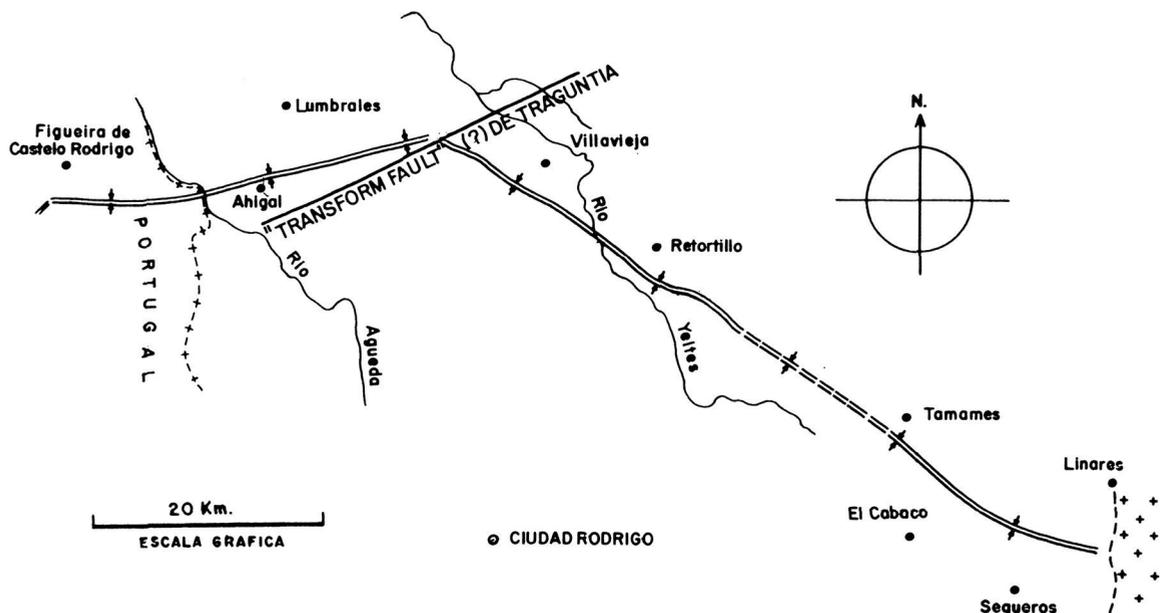
Las elevaciones orográficas de cuarcitas en el Oeste español, constituyen una constante paisajística que ha servido de referencia a muchas descripciones geológicas. Marcan de forma clara la dirección de una fase del plegamiento hercínico según una extensa bibliografía de todos los tiempos. Algunas de estas unidades orográficas son sinclinales más o menos complejos y mejor o peor conservados que se pueden seguir durante decenas de kilómetros. En las provincias de Salamanca y Cáceres existen tres de estas formaciones que prácticamente las atraviesan de SE a NW con algunas inflexiones a lo largo de su recorrido. Nos referimos al borde norte de la Sierra de San Pedro; al sinclinal de Cañaverál y al que denominamos aquí de Sequeros-

* Departamento de Petrología, Universidad de Salamanca.

Ahigal de los Aceiteros. Entre ellos aparecen, desde luego, segmentos de otras unidades cuarcíticas con su misma dirección general pero ya sin una longitud tan grande.

Independientemente de la importancia general de estas formaciones en la tectónica del Macizo Hespérico, interesan al Departamento de Petrología por dos aspectos diferentes: a) Los saltos que sufren ante el sistema de fracturas SW-NE, y que en algunos puntos son muy espectaculares (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1965), y b) La influencia mecánica que puedan haber sufrido por las intrusiones plutónicas inmediatas en algunos puntos. Para ambas cuestiones se necesita previamente un esquema cartográfico. Por esto hemos seguido con algún detalle las formaciones ordovícicas que desde el norte de Sequeros se pueden seguir hasta Ahigal de los Aceiteros en la frontera portuguesa e incluso continúan más allá. Con alguna discontinuidad debida al recubrimiento del Terciario, alcanzan los 80 km. de longitud dentro de la provincia de Salamanca.

Creemos que esta es la primera vez que se indica la existencia de tal accidente tectónico pues si bien es verdad que aparece en la cartografía de las hojas números 527 (1957) y 501 (1970), no se relacionan entre sí, y el resto no figura en mapas de más escala, o aparece como cornubianitas o metamorfismo indiferenciado en el geológico provincial. (Inst. Geológico 1967). En su conjunto forma un arco que como se verá luego atribuyo a una fuerte desviación motivada por el sistema de fracturas SW-NE. Para esta descripción lo consideramos dividido en tres partes: Segmento de Tamames; segmento de Retortillo y segmento de Bogajo.



SEGMENTO DE TAMAMES

Le doy este nombre por ser Tamames la población más importante de sus inmediaciones si bien se encuentra en un extremo y desde luego fuera del Ordovícico. Pero los habitantes de las llanuras inmediatas por el norte suelen denominar como sierra de Tamames gran parte de las elevaciones de cuarcitas y dolomias que delimitan por este lado la formación.

Es un claro ejemplo de sinclinal cuyo eje principal se puede dibujar desde Valero a las inmediaciones de Aldeanueva de la Sierra con una dirección general de aproximadamente 45° al Oeste. Presenta algunas inflexiones así como otros ejes secundarios y paralelos. Por el extenso SE llega a alcanzar una anchura superior a los 7 kilómetros entre las dos crestas de cuarcitas. Queda interrumpido de forma tajante por la intrusión granítica de Linares de Riofrío - San Esteban que desarrolla una potente aureola metamórfica sobre los materiales del sinclinal con la formación de largos cristales de quiastolita en los niveles carbonosos al igual que en otros puntos del occidente peninsular. Es en este extremo donde la topografía se muestra con mayor vigor debido no sólo a la mayor elevación absoluta del flanco norte si no también por estar drenado por el Alagón con un nivel de base (llanuras de Coria - Montehermoso) de los 400 m. de altitud. Por el contrario la red alta del Huebra y del Yeltes no realizan apenas trabajo erosivo por tener un nivel de base local a los 800 y 850 m. que es prácticamente el mismo de la penillanura charra. Por el extremo Oeste el sinclinal se hunde bajo la cobertera reciente a la altura de Tamames.

Una idea general de este tramo puede verse en el mapa geológico de la hoja de Sequeros número 527 (Inst. Geol. y Min., 1957). Nos abstenemos de incluir aquí la cartografía levantada por nosotros por haberse realizado algunos cortes de detalle. En este mismo volumen aparece uno muy detallado de E. JIMÉNEZ sobre un pequeño segmento de la zona de Las Quilamas. De todas formas sí conviene indicar algunas características generales.

Las dos alineaciones de cuarcitas que constituyen los flancos norte y sur son muy desiguales en cuanto a potencia. La cartografía en el primer caso sobrepasa frecuentemente el kilómetro y presentan buzamientos hacia el S. o SW.

Sólo en la sierra Chica su dirección y buzamiento es diferente porque aquí se debe iniciar un anticlinal situado entre Linares de Riofrío y las cotas más altas de esa sierra. En Peña del Aguilar están casi verticales y su potencia total es de unos 300 m. con alternancia repetida de bancos de cuarcita de varios metros con otros menos potentes de pizarras. Esta es la tónica general y las cuarcitas contienen frecuentes "escolitus" y crucianas en sus superficies de contacto con las pizarras. La estratificación cruzada aparece en

varios puntos. Le siguen hacia el techo unas pizarras areniscosas ásperas con superficies algo lobuladas y con diaclasado muy potente. Encierran también algunos banquitos de cuarcitas e incluso algún conglomerado de muy poca potencia. Es en realidad una zona de tránsito a un nivel de pizarras gris acero con restos de trilobites y numerosos nódulos de pirita. Su potencia debe ser reducida pues enseguida aparecen otras deleznable y verdosas con abundante fauna de braquiopodos. Pueden verse en el camino de la Bastida a la Rinconada. Después se encuentran ya las pizarras carbonosas.

Las cuarcitas del flanco sur presentan una potencia mucho menor con la excepción de su extremo SW, bien visible por el corte del río Alagón, donde alcanzan más de los 200 m. con dos niveles de aspecto diferente; uno, el inferior es de color oscuro y similar a las cuarcitas que aparecen en la Peña de Francia por debajo del collado de Los Lobos. Deben de ser las que KINDELAN (Inst. Geol. y Min., 1957) considera como aluminosas. El tramo superior contiene las clásicas cuarcitas blanca. El resto de la corrida se adelgaza mucho sobre todo en las inmediaciones de Cereceda. Sobre ellas aparecen unas pizarras satinadas con algunos banquitos de cuarcitas de unos 5 a 10 cms. y contienen bastante cantidad de pirita. Parecen una unidad diferente de la encontrada en el flanco norte, pero es muy probable sea idéntica a la zona con restos de trilobites y branquiopodos sólo que aquí se encuentran afectadas por el metamorfismo de contacto del granito de Sequeros, cuyo borde norte corre paralelo al sinclinal. Desde luego este granito desarrolla una aureola muy potente y extensa con abundancia de corneanas por la región de El Cabaco, Cereceda y Arroyomuerto.

En el interior de la estructura la tónica general es la presencia de pizarras carbonosas con intercalaciones de niveles muy grafitosos que se pueden seguir bien durante centenares de metros en las tierras de labor e incluso son visibles en fotografía aérea. Seguramente el sinclinal contiene pliegues internos secundarios. Hacia el eje principal aparecen nuevas cuarcitas. Son negras y cuando más representan algunas decenas de metros de potencia. Por encima de ellas, en el cerro de Los Navezuelos se encuentra una toba efusiva de grano fino muy alterada.

También en este cerro, pero sin localizar el punto exacto, se hallan muestras que en principio parecen de conglomerado con cantos como piñones, o mayores, pero siempre alargados en un cemento arcilloso. El estudio microscópico demuestra que se trata también de una roca volcánica. Cinerítica o quizás ignimbrítica.

Hablando de rocas efusivas diremos que en las cuarcitas de la base y en la zona de Linares de Riofrío aparece, como concordante, un nivel de diabasas muy ricas en minerales secundarios de Ti.

Pero las observaciones que nos interesa resaltar en este segmento se refieren a otros aspectos: la oblicuidad de los bancos de cuarcita con relación al eje principal del sinclinal; el basamento sobre el que se asientan, y los frecuentes "decrochement" que presentan.

La oblicuidad de los bancos de cuarcita es bien patente en el flanco sur tanto en la zona de Garcibuey como hacia Cotos. En el norte quizás sea más intenso pero se encuentra enmascarado por la presencia de fallas. Basta seguir un banco individual cualquiera para que nos salgamos de la barra ya que la alternancia de pizarras-cuarcitas va al NW o casi al norte. Las medidas efectuadas con la brújula nos dan un ángulo de 30-35° con el eje del sinclinal. Según E. MARTÍNEZ Y RIBEIRO (Conm. verbal), esta discordancia existe también en la región del Lago de Sanabria y en el norte de Portugal, y representa una fase de plegamiento anterior. Sería interesante determinar si existe el mismo fenómeno en otras formaciones ordovícicas de esta provincia y de la de Cáceres, o si nos encontramos por el contrario en el límite sur de dicha fase.

Parece fuera de toda duda la discordancia entre el sinclinal y los materiales subyacentes. El flanco norte se apoya sobre una formación de calizas y dolomias con intercalaciones pizarrosa que falta por completo en el flanco sur. La estratigrafía de detalle de las rocas carbonosas no está hecha y las variaciones que presentan son muchas.

En general se trata de bancos de algunos metros de potencia con pizarras arcillosas o margosas intercaladas. Su disposición es desde vertical en el bosque de El Manzano a casi horizontales en el Cerro de la Corona y se pueden considerar continuas por toda la ladera comprendida entre Linares de Riofrío hasta el mismo pueblo de Tamames. Al SW de Sierra Chica quedan en el eje orográfico y son calizas bastante puras en muchos bancos mientras que en Tamames (junto a la fuente del pueblo) aparecen como dolomias de grano muy fino. Hasta el momento no se ha localizado fauna alguna en ellas pero sí han aparecido restos de trilobites en las cuarcitas que afloran inmediatamente debajo de la masa dolomítica. Estas cuarcitas representan un nivel estratigráfico muy interesante que puede contener en sí la clave del basamento del sinclinal. KINDELAN (Inst. Geol. y Min., 1957) las considera como del Cámbrico y constituyendo dos pliegues en anticlinal de forma que las grauwackas, cuarcitas y pizarras aflorantes a media ladera, entre las calizas serían del Cámbrico alto. Harían falta bastante más datos, sobre todo paleontológicos, para aclarar esta cuestión. Ofrece, sin embargo, algunas dudas ya que entonces también serían del Cámbrico alto las pizarras verdes de La Rinconada y llanuras del N y NE de Tamames. Salvo que exista algún accidente entre el pliegue de las calizas más inferiores y estas pizarras.

Debajo del flanco sur no hemos encontrado calizas; hay pizarras margosas y pizarras arcillosas o pelíticas que se encuentran en parte afectadas por el metamorfismo de contacto. También aparecen unas cuarcitas tableadas y negras afectadas igualmente por el metamorfismo de contacto. Están replegadas con ejes verticales y la estratificación general va hacia el norte.

Las fallas con "dicrochement" son claras en ambas barras de cuarcitas ordovícicas, así como en las calizas del flanco norte pero se pierden enseguida sobre todo en las pizarras carbonosas del interior. De todas formas son accidentes que cortan con dirección SW-NE al sinclinal. Con la excepción de las deducidas en Fuente del Parral, Peña Cerezo y Cortina Alta, las demás serían siempre sinistral de forma que el extremo NW de este segmento está corrido hacia el SW. Es lo normal en este sistema de fallas por toda la parte central del occidente español.

SEGMENTO DE RETORTILLO

Lo designamos así por pasar entre el pueblo de Retortillo y el balneario del mismo nombre. Casi todo él se localiza dentro de la hoja 501 (La Fuente de San Esteban) y sólo el extremo NW entra en la 476. También aquí el Instituto Geológico y Minero ha publicado recientemente (1970), la cartografía geológica. Pero por no estar muy de acuerdo con ella ni con la memoria explicativa de los autores en lo referente a la parte que nos interesa, incluimos en esta nota el esquema cartográfico nuestro. Añadimos también el "dibujo" del Yeltes por ser un bonito ejemplo de curso anastomosado de un río poco caudaloso en zona plana. Es una lástima que los cultivos agrícolas de Castillejos y Sepúlveda hayan borrado buen número de caños. El Yeltes, al igual que otros muchos afluentes del Duero y Tajo, tiene una historia doble. Podría decirse que en realidad se trata de dos ríos puesto uno a continuación del otro. Cada uno ha evolucionado a su aire y esto exige una revisión del cuaternario en estas regiones.

El sinclinal emerge del terciario en las Pedrizas, al SW de Campocerrado. Durante 12 km. sólo es visible el franco sur de cuarcitas con cotas sin resalte en relación con los llanos terciarios inmediatos de Martín de Yeltes, y con diferencias de solo 40-50 m. si se tienen en cuenta las llanuras de Sancti-Spíritu que lo enmarcan por el otro lado.

Sus características son similares a las de la corrida del flanco sur del segmento anterior. Algunos de los bancos de cuarcitas llegan a tener cerca de 60 m. de potencia y las pizarras intercaladas son frecuentemente versicolores si bien este carácter lo atribuimos a procesos de alteración. Unas y otras se disponen oblicuamente en relación a la dirección general. El buzamiento siempre es el NE pero aparece como bastante tendido en la zona de Los

Castillejos y casi vertical en las Viñas. Los desenganches son más potentes que en el segmento anterior según líneas subparalelas hacia el NE y siempre sinistral. En la carretera de Retortillo a Villavieja de Yeltes, concretamente en el kilómetro 32,600, afloran pizarras de grano grueso, ásperas y algo vinosas que deben corresponder a la zona de tránsito del flanco norte. El sinclinal es aquí bastante estrecho pues enseguida (km. 31), se encuentran las cuarcitas del flanco sur sin casi resalte topográfico. No son visibles en toda su potencia y representan una superficie de fractura muy constante vertical y ortogonal a la dirección general. Seguramente es un sistema de diaclasas estravasado del granito inmediato ya que en éste aparecen muy manifiestas según SW-NE. El granito aflora bajo el terciario y/o cuaternario siguiendo aproximadamente la curva de los 740 m. y el límite entre uno y otro puede dibujarse con más o menos entrantes según la apreciación personal. En un granito biotítico de grano grueso y porfídico. Los porfidoblastos incluyen otros componentes mineralógicos esenciales. Presentan una distribución muy irregular y por veces forman concentraciones en las que casi toda la roca es porfidoblástica, contiene abundante cordierita.

Es un granito sin duda alguna posterior al Ordovícico. Aquí mismo las cuarcitas están muy recrystalizadas. Pero es más al NW, en los parajes de Espenta Palomas, La Galera y el Sierro donde puede observarse un metamorfismo de contacto muy típico con buenos cristales de quistolita bien visibles a simple vista cuando el granito afecta a las pizarras carbonosas del interior del sinclinal. O con pizarras nodulosas o mosqueadas cuando se trata de materiales arcillosos o pelíticos situados entre las cuarcitas.

Tanto en La Calera como en la margen derecha del río Yeltes existen explotaciones antiguas de cal que cuando menos han sido trabajadas en dos épocas diferentes. Son calizas dolomitizadas en parte, con abundantes bancos de pizarras margosas y arcillosas. Su dirección y buzamiento son paralelos al sinclinal, según los datos obtenidos en los puntos observables. Se continúan hacia el NW e interpretamos como tales las tierras rojas que cruzan el arroyo Santidad a poca distancia de la carretera a Villavieja de Yeltes. Las calizas se ponen en contacto con el granito si bien no se observa directamente. El granito que parece muy próximo a las calizas en los cerros de la margen izquierda del río es muy similar al normal de toda la zona y a unos 20 m. del último afloramiento aparecen las dolomias con diópsido y anfíboles. Entre estas y la plutónica aparecen cantos de sílice amorfa que podría ser un "chert" marginal de la caliza pero es también probable se trate de un pseudodique de cuarzo ya que una estructura de tipo "sierro" corta el granito y las calizas y se continúa hacia Paradinas bajo el terciario. Afecta igualmente a las cuarcitas que contienen frecuentes diques de cuarzo así como a unos 40 m. de pizarras situadas bajo las cuarcitas. Estas aparecen en dos bancos

con una intercalación pizarrosa y con un total de 100 m. de potencia. Se me olvidaba decir que la serie caliza llega a alcanzar 200 m. de potencia estrechándose luego por ambos extremos.

El otro flanco del sinclinal reaparece a la altura de Retortillo concretamente en El Alcornocal con buzamiento también al NW. De aquí que en este tramo el plano axial de la estructura esté inclinado en este mismo sentido. Los bancos de cuarcitas presentan una potencia mayor con zona de tránsito a las pizarras carbonosas interiores y con varios repliegues de segundo orden. Por su parte externa el recubrimiento llega casi a las cotas más altas. Dudo mucho que se trate de un Plioceno originado a partir del Ordovícico inmediato. Más bien lo supongo como un "rañizo" heredado de una reña lejana (quizás del núcleo orográfico Peña de Francia-Monsagro) que fosilizó tanto el terciario arcósico como buena parte, o toda, la estructura ordovícica. El tamaño de los cantos, su grado de redondeamiento, y la falta de una verdadera peana de rañas en torno a aquellas elevaciones del SE apoyan esta idea.

El recubrimiento impide ver el yacente de las cuarcitas. Las observaciones que hemos realizado en el arroyo de Valdelacalzada no han sido muy exhaustivas pero creo no aparecen las calizas por este lado. Nos encontramos así ante la misma asimetría que en el tramo de Tamames. Pero ahora no se sitúan bajo el flanco norte si no bajo el flanco sur de la estructura.

Al sur y el este de Villar de Yeltes al yacente al sinclinal está constituido por pizarras, grauwackas, microconglomerados y conglomerados con cantos de cuarzo bien trabajados y con excaso cemento. Pueden verse en el mismo pueblo, en el camino a la estación o al principio de la carretera a Boada. En general llevan una dirección al NW. Podrían ser los mismos bancos que aparecen por Vecinos y el curso alto del Huebra. Pero entonces no sólo faltarían aquí las calizas subyacentes al flanco norte si no también parte de las pizarras verdes de La Rinconada. Es un punto muy importante que ha de investigarse con cuidado. Si admitimos una discordancia entre el Ordovícico y las formaciones inferiores estas tendrían una dirección más al este que aquél y explicaría por qué las calizas se encuentran ahora al sur y la zona de conglomerados se aproxima mucho. Es una lástima que las intrusiones graníticas interrumpan las formaciones de conglomerados y que el sinclinal sufra un brusco cambio de dirección en el tramo siguiente.

SEGMENTO DE BOGAJO

Empleo esta denominación por haber sido Bogajo el pueblo desde donde inicié su estudio. En realidad no hay otra localidad más próxima con excepción de Ahigal de los Aceiteros por el extremo E. Por otra parte es un nombre bien castellano y poco frecuente.

Su enlace con el tramo anterior se sitúa al sur de la estación de Villavieja y está cubierto por los sedimentos recientes. Se puede seguir por las elevaciones de Santidad, Cotorro de Hernandinos y Berzosa. En este último afloran ya las cuarcitas correspondientes al flanco sur mientras que el norteño no debe existir en este punto por la presencia del granito de Villavieja. La carretera de Retortillo a este pueblo debe cortar los dos flancos bajo la covertera reciente en los kilómetros 23,400 y 21,500. Pero como es oblicua a la dirección de la estructura la diferencia de esos kilómetros no representa su anchura. Seguramente no llega a los 900 m.

A partir de Berzosa el flanco sur queda definido topográficamente por elevaciones continuas hasta casi la frontera portuguesa. Son más de 20 km. de cuarcitas aflorando en crestas alineadas que sobresalen de 40 a 100 m. sobre el terreno inmediato. Se trata de las cotas de Picón Bogajo, Picón Olmedo, San Jorge, Los Majadales, Monte Oliva, La Atalaya... No se puede decir lo mismo del flanco norte que aparece en La Juncana (Al Sur de Bogajo) y desaparece antes de llegar a la carretera de Ciudad Rodrigo a Lumbrales para volverlo a encontrar muy cerca de la frontera portuguesa y de una forma muy poco marcada. Este hecho no se debe al recubrimiento terciario-cuarternario si no a las intrusiones graníticas como puede verse en la figura 3.

Un corte en su parte más oriental, a la altura del propio Bogajo, por ejemplo, no presenta muchas particularidades. El flanco norte se corta en el arroyo de las Navas, muy cerca del contacto con el granito. No es muy potente con la clásica alternancia de bancos de cuarcitas y pizarras buzando al sur. No se observa el yaciente. Cerca de Bogajo aparecen pizarras fuertemente metamorfizadas por el contacto y con numerosos lentejones y filoncillos de cuarzo.

Por encima de las cuarcitas se encuentran las pizarras carbonosas. La zona de transición debe ser muy reducida. Las pizarras carbonosas están en gran parte ocultas por la covertera que rellena el sinclinal. Pero esta es de poca potencia y el ferrocarril, que sigue durante varios kilómetros la depresión interna proporciona algunos cortes interesantes. Desde luego el granito metamorfiza las formaciones interiores desarrollando cristales de quiascolita de varios centímetros que cortan en todos los sentidos la esquistosidad de las pizarras carbonosas. En el llano de Las Hoyas, a cierta distancia del granito aparecen "monograptus" no clasificables. Es el yacimiento más occidental de la provincia de Salamanca localizado hasta ahora. Hacia el eje del sinclinal se encuentran otras pizarras no carbonosas que en las proximidades de la roca plutónica no se cargan de quiascolitas, si no que se hacen nodulosas y mosqueadas. Junto a ellas hay grauwackas y un dique de cuarci-

tas negras en un solo banco visible de poca potencia. Recuerdan mucho a las encontradas en la zona de Cilleros, en el primer segmento.

El yaciente inmediato por el lado sur no es visible. Pero muy probablemente contiene algún banquito de calizas junto a Picón Bogajo en la dehesa de Carrascal, ya que la tierra recién labrada presenta vetas de algunos metros, que destacan por su coloración roja. Luego hacia el sur entre Fuente-liante y Bañobárez, aparecen unas cuarcitas y microconglomerados en bancos intercalados entre pizarras grises y rojizas replegadas y tectonizados con neoformación de superficies de esquistosidad ocupadas por filosilicatos. Por esta tectonización y mineralización son poco resistentes a la alteración y no originan resaltes. No creo se puedan confundir con las ordovícicas de la estructura.

Es de gran interés la zona situada al oeste de la estación de Bogajo debido a los efectos tectónicos que ha sufrido en una amplia banda que corta la estructura de forma oblicua y a partir de la cual toma una dirección de este-oeste.

Dada su posición y dirección sobre el mapa la suponemos continuación de la fractura de Traguntia (G. DE FIGUEROLA y PARGA, 1968) y que PARGA (1969) supone, como el resto de esas fracturas de este tipo en el oeste peninsular, tardihercínicas y no terciarias como repetidamente se ha dicho. El sistema de fracturas es bastante paralelo así mismo y en conjunto desplazan el NW de la Península hacia el SW. Convendría investigar si este sistema representa un conjunto de fallas "transformantes" (WILSON, 1965) del Paleozoico alto, si bien afectando a materiales continentales. La idea es muy sugestiva y a veces un rotundo cambio de punto de vista permite aclarar muchas cuestiones.

En la zona que indicamos las observaciones se realizan mal. El núcleo del sinclinal está en depresión orográfica y con recubrimiento. Los flancos se separan mucho y en el lado sur presenta claros "dicrochements" siendo de mayor salto los sinistralos. El flanco norte es más complejo. En la dehesa de Campilduero se obtienen datos confusos. En parte parece faltar en algunos teamos y en parte parece disponer en escalera mediante pequeños retazos que se encuentran entre las matas de robles. La presencia de toros bravos no ayuda mucho a las observaciones. Luego las cuarcitas giran bruscamente hacia el SW y se pueden seguir sin dificultad, aunque no dan resalte topográfico hasta la curva del río Camaces en la dehesa de Ituro. Aquí quedan muy reducidas y recristalizadas con banquitos de pizarras mosqueadas intercaladas y se sitúan sobre micacitas nodulosas y neis de grano fino y leucocráticos: Seguramente son ortoneis. El granito de grano fino y orientado se encuentra a poca distancia. Pasado el vértice geodésico de San Felices desaparecen y el granito llega al centro de la estructura. Ya no

los volveremos a encontrar hasta pasado el meridiano de Ahigal de los Aceiteros.

Las cuarcitas del lado sur en todo este tramo desde el Camaces a Ahigal presentan una potencia inferior a los 100 m. y muchas veces son tableadas en lugar de formar bancos. Es posible se trate de la zona de tránsito recristalizadas por el granito próximo mientras que las verdaderas cuarcitas no afloran en tales puntos. En su conjunto buzán también al sur de forma que el plano axial de la estructura es buzante en el mismo sentido.

Desde Ahigal a la frontera el flanco meridional se puede seguir en toda su longitud aunque en el tramo final no constituye resalte orográfico. Corre a media ladera por los barrancos del arroyo de los Frades que desciende al Agueda. Antes de la Ataleya se le aproxima mucho el granito con alguna complejidad mineralógica localizada en forma de enclaves grandes donde aparecen anfíboles. En la fuente de Valdealmofada tiene un "decrochement" claramente dextroso, mientras que otro posterior es sinixtroso. La magnífica estructura de Sierro Chico de la Redonda no parece haber influido en las cuarcitas a pesar de que los filoncillos de cuarzo anastomosados se aproximan a ellas.

Las pizarras carbonosas del núcleo se metamorfizan intensamente. A partir de la mina de Benavente, situada en el núcleo de la estructura, se convierten en micacitas con abundante material grafitoso. Probablemente ya no es sólo metamorfismo de contacto pues al norte aparecen neises que se mezclan con el granito de grano fino y orientado de de Lumbrales. A pesar de estos neises y micacitas vuelven a presentarse las cuarcitas del flanco norte con una potencia reducida a algunas decenas de metros. De todas formas aún se pueden individualizar las clásicas alternancias con pizarras que ahora son micacitas.

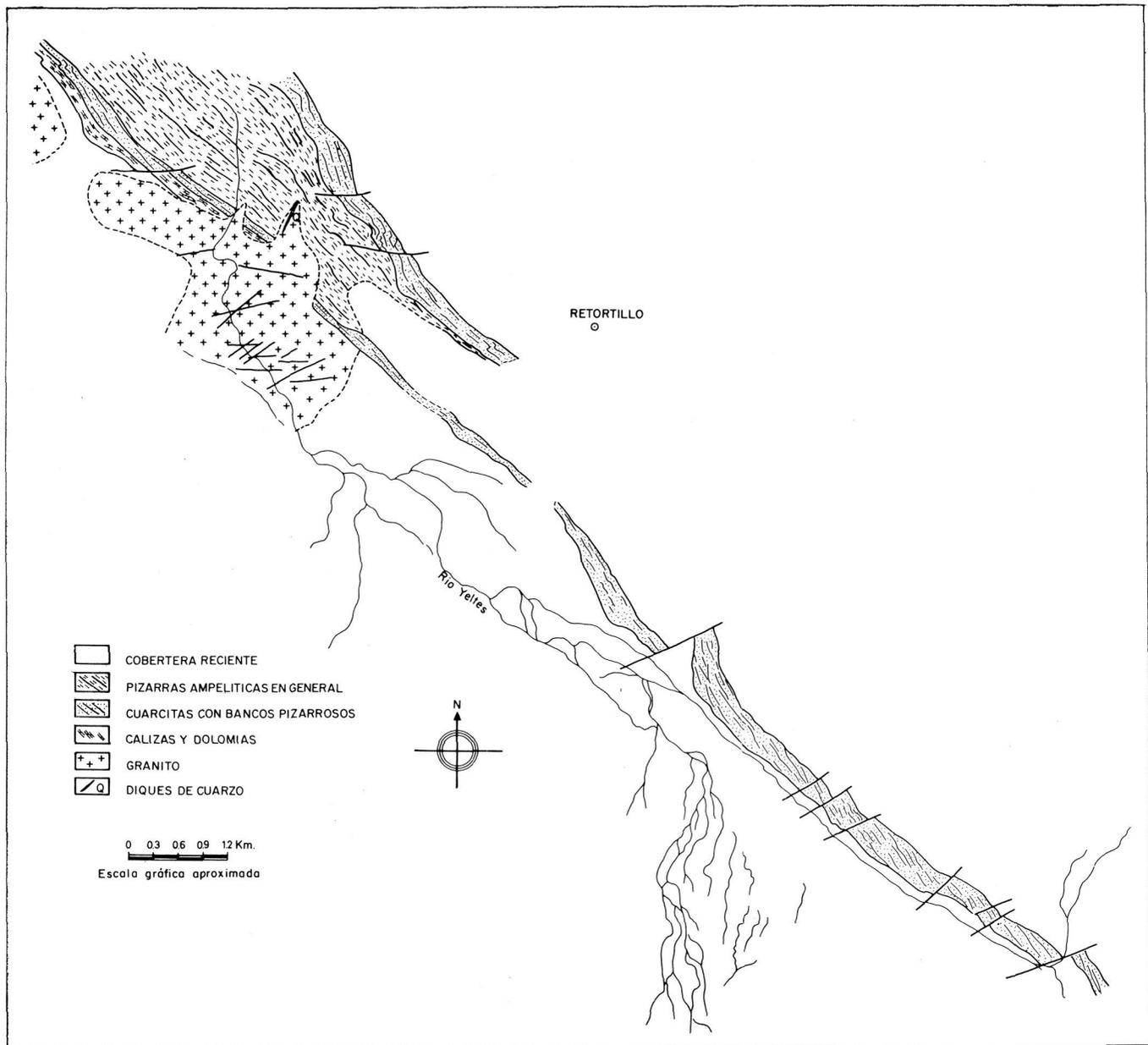
También en las tierras inmediatas de Portugal, y según la cartografía geológica de la hoja 15 D de los Servicios geológicos de Portugal (1960). La estructura se puede seguir mediante una serie de retazos cuarcíticos cuando menos hasta Castelo Rodrigo. Luego parece dirigirse decididamente al SW.

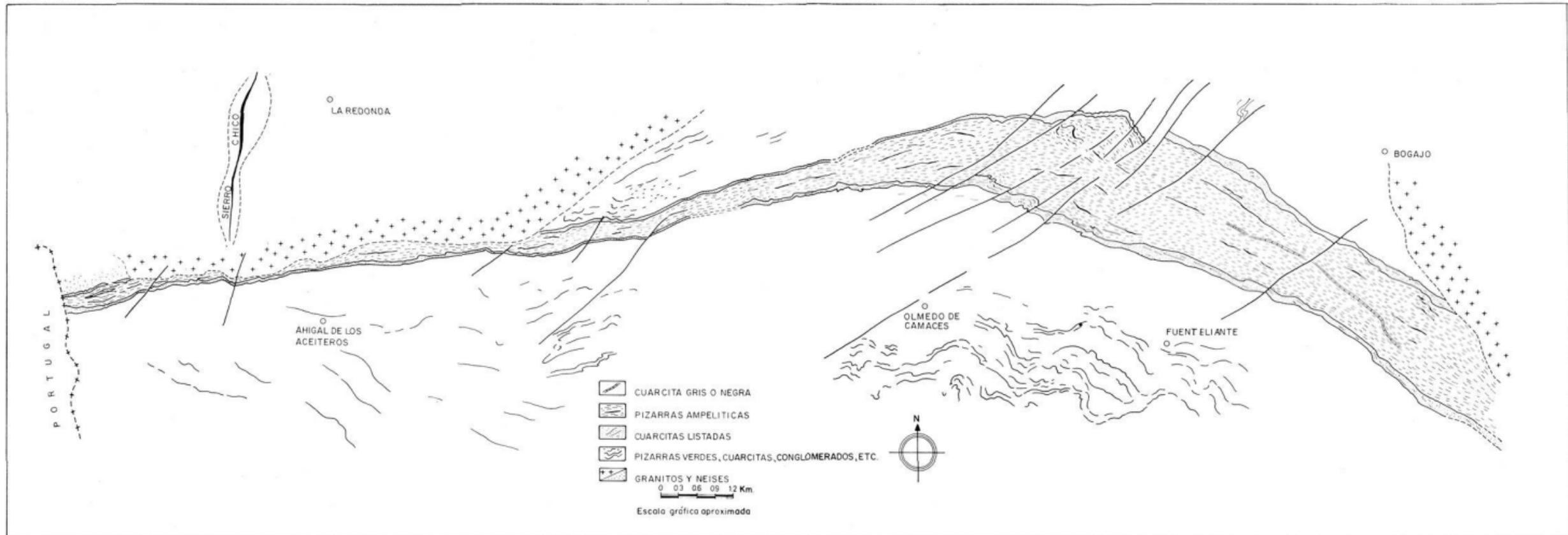
BIBLIOGRAFIA

- DIREÇÃO GENERAL DE MINAS E SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL: (1960) *Carta Geológica de Portugal, escala 1/50.000. 15-D (Figueira de Castelo Rodrigo)*.
- GARCÍA DE FIGUEROLA: (1965) *La continuación hacia el SW del dique diabásico de Plasencia (Cáceres)*. Notas y com. del Inst. Geol. y Min., n.º 69, 43-78.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, R.: (1968) *Sobre los ortoneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica*. Acta Geol. Hisp., T. II, n.º 3, 69-72.

- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO: (1957) *Mapa Geológico de España, escala 1/50.000. Hoja 527 (Sequeros)*.
- (1967) *Mapa Geológico de la provincia de Salamanca, escala 1/200.000.*
- (1970) *Mapa Geológico de España, escala 1/50.000. Hoja 501 (La Fuente de San Esteban)*.
- PARGA, J. R.: (1969) *Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv. Geol. Runds., 59-1, 323-336.*
- WILSON, J. T.: (1965) *A new class of faults and their bearing on continental drift. Nat., 207, 343-347.*

(Recibido el 15-IV-71)





○ LA REDONDA

SIERRA CHICO

○ AHIGAL DE LOS ACEITEROS

○ OLMEDO DE CAMACES

○ FUENTE ELIANTE

○ BOGAJO

PORTUGAL

-  CUARCITA GRIS O NEGRA
-  PIZARRAS AMPELITICAS
-  CUARCITAS LISTADAS
-  PIZARRAS VERDES, CUARCITAS, CONGLOMERADOS, ETC.
-  GRANITOS Y NEISES

0 03 06 09 12 Km.

Escala gráfica aproximada



NUEVOS YACIMIENTOS DE QUELONIOS FOSILES EN COCA (SEGOVIA), Y SU SIGNIFICADO ESTRATIGRAFICO

EMILIANO JIMÉNEZ FUENTES*

RESUMEN.—Se describen dos quelonios gigantes encontrados en Coca (Segovia) y que han sido clasificados como *Testudo bolivari*, H-Pach. Se observan algunas características peculiares que los diferencian de otros ejemplares de la misma especie.

Varios cortes estratigráficos y consideraciones sobre los cambios laterales de facies en la zona concretan nuevos conocimientos sobre el Pontense inferior del borde sur-oriental de la Cuenca del Duero.

SUMMARY.—Two specimens of giant Chelonian from Coca, Segovia Province, Spain, are described and classified as *Testudo bolivari*, H-Pach. Some peculiar characteristics are observed which make them different from other specimens of the same species.

Several stratigraphic sections, as well as consideration of lateral facies changes in the zone, permit a new interpretation of the Lower Pontian of the south-eastern border of the Duero Basin.

INTRODUCCION

Durante el verano de 1969 D. Agapito Rodríguez, vecino de la histórica villa de Coca, encontró en el lugar conocido como "Vado de Villeguillo", 6 km. al NNW de la población, los restos de un animal fósil que destacaba englobado en el escarpe de la margen derecha del río Eresma. Por la forma se dedujo acertadamente que se trataba de una tortuga gigante.

Poco tiempo después don Antonio Anaya descubrió otro ejemplar en las proximidades del cementerio de Coca, margen izquierda del Eresma, cerca de la desembocadura del Voltoya.

Un tercer hallazgo, en 1970, se localizó en "Las Hontanillas", margen izquierda del Eresma, a 1,5 km. al ESE de Coca.

El gran interés causado por estos descubrimientos motivó que, antes de proceder a su extracción, las autoridades de Coca informasen a los organis-

* Departamento de Geología. Universidad de Salamanca.

mos competentes. Fue así como, por mediación de don Fernando Sanz Velázquez, la noticia llegó a nuestro conocimiento.

No podemos continuar sin citar el agradecimiento que debemos a los descubridores, a don Fernando Sanz Velázquez y a don Fernando Sanz Pedraza, no sólo por haber sido ellos los que, en un paciente esfuerzo que requirió varios días, extrajeron los fósiles, sino también por todas las atenciones que recibimos durante nuestra estancia en la antigua villa caucense.

Igualmente, es de destacar la colaboración prestada por la Excma. Diputación de Segovia y por el Instituto de Orientación y Asistencia Técnica del Oeste, de Salamanca.

En la labor de conservación fuimos eficazmente ayudados por nuestro inseparable colaborador don Eduardo Carbajosa.

ANTECEDENTES

Ya desde mediados del pasado siglo, las determinaciones de Ezquerria, Prado, Gervais y Verneuil, que estudiaron las regiones centrales de España y los mamíferos en ellas aparecidos, dieron como edad para las formaciones terciarias el Mioceno, si bien otros geólogos (Gil y Maestre, Puig y Larraz, Vilanova, Miquel, Larrazet, etc.) indicaron la presencia, en la cuenca del Duero, de estratos más antiguos en los bordes NE y SW. Por comparación estratigráfica con la cuenca de París y, posteriormente, por hallazgos paleontológicos, se pudo precisar más la edad de dichos estratos dentro del Paleógeno (MIQUEL, 1906).

Una determinación más precisa de los tramos centrales de la cuenca del Duero fue efectuada por primera vez por don EDUARDO HERNÁNDEZ PACHECO (1915) en su importante monografía sobre el Mioceno de Palencia. Su denominación de las tres clásicas formaciones castellanas (Tortonense, Sarmatiense y Pontiense), fue luego seguida por todos los autores (ROYO GÓMEZ, 1922; F. HERNÁNDEZ PACHECO, 1930, etc.).

ROYO GÓMEZ (1926, pág. 22) apunta la diferenciación del Mioceno superior durense en dos facies: detrítica y detrítico-lacustre, caracterizadas principalmente por la ausencia o presencia de margas yesíferas y sales solubles, sobre todo en sus tramos medios. Aclara que la facies detrítica fue confundida en la cartografía geológica precedente, dado su aspecto, con los aluviones cuaternarios (el "diluvial"), pero el descubrimiento de *Hipparion gracile* (Kaup) y otros restos de vertebrados en el borde NW no dejó lugar a dudas sobre la cuestión.

Del mismo modo, una gran parte de la Cuenca, al sur del Duero, en las provincias de Segovia, Avila, Valladolid y Salamanca, venía siendo cartogra-

fiada como "diluvial" o "pseudodiluvial" y se suponía cubrir en parte al Paleógeno, en parte al Mioceno. La datación de dichos estratos como miocenos se vio confirmada por ROYO GÓMEZ (1933) por el hallazgo de *Testudo bolivari* en las márgenes del río Arevalillo, en Arévalo (Ávila). En aquella reseña, el autor citado afirmaba la presencia del Pontiense con restos de *Hipparion gracile*, *Rhinoceros* y *Testudo sp.* en un nivel superior. Más abajo se encontraron varios caparazones de *Testudo bolivari* haciendo pensar que, pese a no existir diferencias notables entre ambos niveles, el inferior correspondía al Tortoniense ("incluyendo en él al llamado Sarmatiense de nuestro Terciario continental") (cita textual), pues en ambas Castillas se consideraba característico de este piso a dicho quelonio gigante. El mismo autor insiste posteriormente en dicha apreciación (1934b, 1935b).

Nuevos conocimientos vinieron a confirmar que el límite Vindoboniense-Pontiense debería bajarse más en la serie estratigráfica del Sur del Duero, teoría que ya había sido sustentada por ROYO GÓMEZ (1929a) al describir y datar unos fósiles encontrados en las margas yesíferas de Portillo y Pedrajas de San Esteban (Valladolid). Efectivamente, ALMELA, BATALLER & P. H. SAMPELAYO (1944) y MELÉNDEZ, CRUSAFONT & VILLALTA (1944) describen la fauna mammalógica recogida por debajo de la caliza de los Páramos, en Los Valles de Fuentidueña (Segovia), fauna que es sintetizada y ampliada por CRUSAFONT (1952); fue datada en el Pontiense. Un estudio de nuevos ejemplares de este yacimiento está actualmente en prensa (CRUSAFONT & GINSBURG, e.p.; CRUSAFONT & HARTENBERGER, e.p.) destacando, por las noticias de que disponemos, que su edad ha sido fijada en el Vallesiense inferior.

Otro dato viene a confirmar la edad pontiense del pseudodiluvial castellano al aparecer nuevos ejemplares de *Hipparion* y *Testudo* en Arévalo, esta vez acompañados de jiráfidos, cérvidos y carnívoros (CRUSAFONT, AGUIRRE & GARCÍA, 1968) cuyo estudio detallado no ha sido aún publicado. La descripción de la tortuga gigante, que ha sido clasificada como *T. bolivari*, se debe a GARCÍA & ALBERDI (1968). Con ello se rompía el mito de la "caracterización" de esta especie en el Vindoboniense, lo que venimos a repetir ahora con los hallazgos de Coca.

MORFOLOGIA

Coca se encuentra en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero, sobre una plataforma de erosión de edad pliocena o post-pliocena. Los materiales sobre los que se asienta la villa son de edad cuaternaria, pues esta formación debió cubrir una gran extensión de dicha superficie. Es muy probable que los aluviones arenosos del Pleistoceno fuesen retocados eólicamente, pues en algunos casos todavía pueden verse dunas, muy desdibujadas

ya. Los pinares que hacen famosa a la comarca fueron repoblados durante la Edad Media.

La acción erosiva de las aguas procedentes de las vecinas sierras centrales ha cortado profundamente no sólo dichos materiales cuaternarios sino los más antiguos, datados en Coca como miocenos.

Dado el paralelismo que se observa en los ríos (Eresma, Pirón, Cega, etc.), cabe preguntarse si ello ha sido originado a favor de dislocaciones tectónicas o bien a causa de un basculamiento de la cuenca, formador de una red localmente consecuente.

SCHWENZNER (1936) destaca una fractura N-S coincidiendo con el curso del río Voltoya, al N. de Saornil hasta las proximidades de Sanchidrián. Dado que dicho río continúa su curso imperturbable hacia el norte, hasta llegar a Coca donde desemboca en el Eresma, que viene en dirección SE-NW y que a partir de su confluencia las aguas marchan más paralelamente al Voltoya, cabe preguntarse ¿también en Coca y más al norte dejó sentir su efecto dicha fractura? Observando el problema con objetividad deducimos que la probable fractura sería anterior a la superficie de erosión pues esta no aparece desnivelada. Además, si la falla afectó al Pontense, los estratos de ambas laderas del Voltoya mostrarían diferencias a igualdad de altura. No obstante, los resultados aportados por nosotros, en la práctica, no son concluyentes.

ESTRATIGRAFIA

Se han hecho varios cortes en la campiña de Coca, para poder mejor estudiar los posibles cambios laterales y comprobar la presencia de dislocaciones tectónicas.

CORTE I (Fig. 1-I)

Se ha efectuado en las inmediaciones de la Torre de San Nicolás y del cementerio de Coca, lugar en que se descubrió el segundo ejemplar fósil, cerca de la confluencia de los ríos Eresma y Voltoya.

El hallazgo paleontológico nos movió a efectuar el corte en este punto de difícil acceso. La verticalidad del escarpe sólo nos permitió realizarlo en su mitad inferior por lo que lo completamos con el corte número 2.

Los resultados obtenidos son, de muro a techo:

1. 0,3 a 0,5 m. de arenisca de grano grueso con cantos, cemento limoso, color pardo- amarillento y semicompacta.

Esta capa forma el lecho del río y está parcialmente cubierta por aluviones arcillosos y "eboulís".

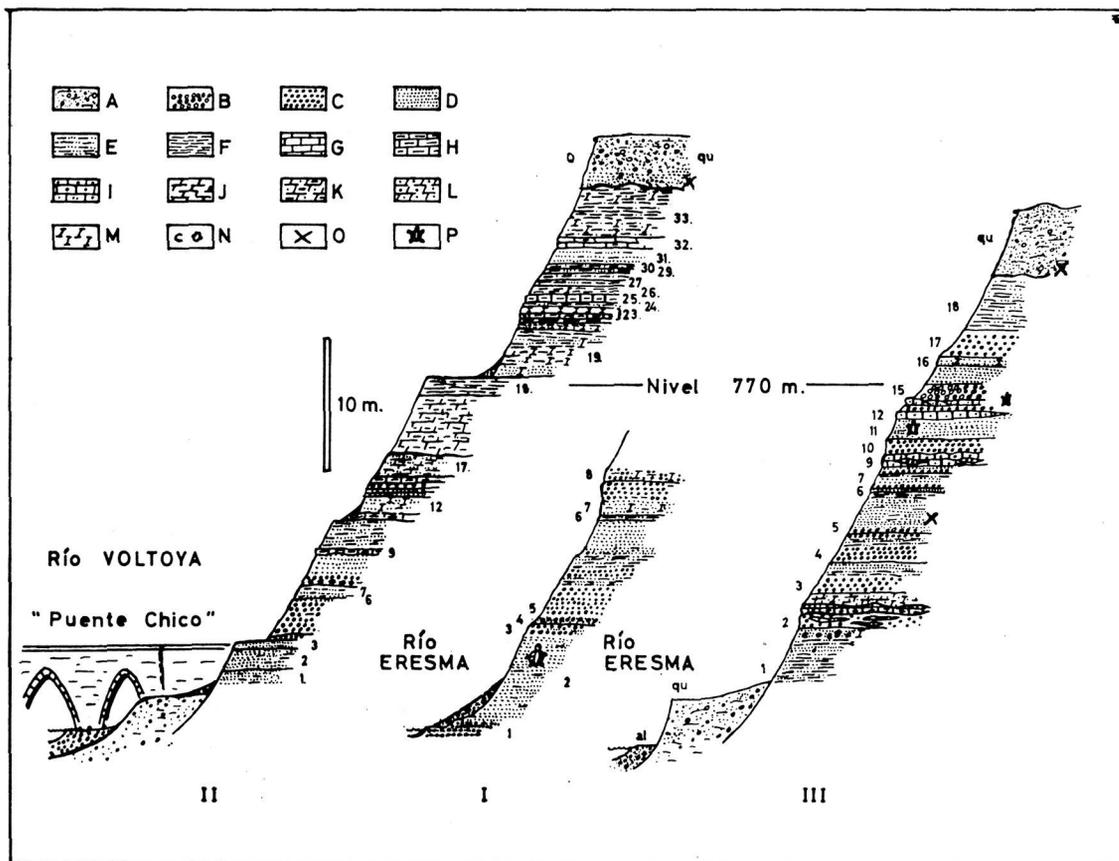


FIG. 1

Cortes estratigráficos en Coca

(A: Sedimentos cuaternarios (gravas, arenas); B: Conglomerados; C: Areniscas de grano grueso; D: id. de grano fino; E: Limos arenosos; F: Arcillas; G: Calizas; H: Calizas arcillosas; I: Calizas arenosas; J: Margas; K: Margas limo-arenosas; L: Margas arenosas; M: Cemento ligeramente margoso; N: Nódulos y concrecciones calcáreas; O: Estratificación cruzada; P: Situación de las Tortugas).

2. 6 metros de arenisca de grano fino, pardo-amarillenta, de cemento arcilloso, mica abundante, si bien su cantidad decrece a partir de los tres metros. En la parte superior se encontró la tortuga "A".
3. Lechos de arenisca de grano fino, amarillenta, compacta y porosa, intercalados en areniscas de grano grueso (0,5 metros).
4. 0,5 metros de conglomerado de cemento gredoso, semiconpacto.
5. a) 2 metros de arenisca de grano grueso y cemento arcilloso, pardo-amarillenta.
 b) Gradualmente el cemento es más abundante, decreciendo el porcentaje de granos, de modo que localmente podría clasificarse la roca como limo arenoso (0,5 m.).
 c) 0,5 metros de (5a).
 d) 1 metro de (5b).
 e) 0,5 metros de greda fina con muro gradual, muy suelta.

- f) 2 metros de arenisca de grano fino, pardo-amarillenta, compacta y localmente con granos, sobre todo hacia el techo.
- 6. 0,5 metros de limo arenoso pardo-grisáceo.
- 7. a) 1 metro de arenisca de grano fino, pardo-amarillenta, micácea, con cemento arcilloso ligeramente calcáreo. Muy compacta, forma un escarpe vertical con las capas siguientes.
b) 1,5 metros de arenisca de grano grueso, pardo-rojiza o amarillenta, cemento arcilloso. Muro gradual.
- 8. 0,5 metros de arenisca de grano grueso, mismo tono que la anterior, con cemento limoso ligeramente margoso. Muestra granos y nódulos calcáreos. Muy compacta.

CORTE II (Fig. 1-II)

Se realizó en el Puente Chico, margen izquierda del río Voltoya, 1,2 km. al SW de Coca y 1 km. al sur del corte número I.

El cauce del río aparece cubierto por aluviones gruesos recientes depositados sobre materiales cuaternarios más antiguos, constituidos por gredón con gran cantidad de cantos formando un escalón más que terraza, situado a 2,5 m. sobre el río. El contacto con los sedimentos miocenos aparece cubierto por derrubios terrígenos y pequeños eboulís.

La sucesión de estos sedimentos es:

1. (Situado a 3,5 m. del nivel fluvial). 0,5 m. de arenisca de grano muy fino, con cemento arcilloso algo margoso, pardo-rojiza en superficie, algo más oscura en su interior. Compacta.
2. 1,3 metros de arenisca arcósica de grano medio a fino, con mucha mica, sin carbonatos, semicompacta, pardo-rojiza, con lechos cementados por arcilla margosa pardo-verdosa.
3. 0,5 metros de arenisca de grano muy fino, pardo-rojiza; se aprecia ligera proporción de carbonatos.
4. 0,2 metros de arenisca arcósica gruesa pardo-rojiza o gris-verdosa por zonas, suelta; muestra notable contenido en óxidos de hierro.
5. 2 metros de arenisca arcósica gruesa, pardo-rojiza, rica en micas, más compacta que la anterior; cemento limo-arenoso.
6. Gradualmente pasa a arenisca de grano medio a fino (0,1 m.) muy micácea; el cemento pasa a ser limo-margoso.
7. 1 a 1,5 m. de limo arenoso y arenisca fina pardo-rojiza o gris-verdosa, con oolitos ferruginosos. Cemento arcilloso o limo-margoso, por zonas.
8. a) 0,05 metros de conglomerado con cemento gredoso algo margoso.
b) Gradualmente pasa a arenisca arcósica grosera, pardo-rojiza o gris-verdosa, con hiladas arcillosas; cemento limo-margoso (0,2 metros).
c) Gradualmente pasa a arenisca arcósica de grano fino, sin carbonatos (1,5 metros).

9. 0,2 metros de caliza arcillosa gris clara, con granos. La impregnación calcárea afecta localmente a la capa infrayacente.
10. 2 metros de limo arenoso pardo-rojizo o gris-verdoso.
11. 0,2 metros de marga arcillosa blanco-rojiza.
12. 1 a 1,5 metros de arenisca fina con granos, gris-verdosa, con cemento limo-calcáreo; compacta.
13. 0,05 metros de arenisca fina con granos, pardo-rojiza; sueita.
14. 0,2 metros de arenisca semejante a (12).
15. 0,2 metros de arenisca de grano grueso, pardo-rojiza o gris verdosa por zonas; cemento calco-arcilloso.
16. 0,2 metros de caliza arcillosa blanco-verdosa, con granos. Techo impreciso.
17. a) 1,5 metros de marga limo-arenosa grosera, gris-verdosa.
b) Al decrecer ostensiblemente el contenido en detríticos la roca pasa a marga arcillosa (4 metros).
18. 1,5 metros de arcilla gris-amarillenta.
19. a) 1 metro de arenisca fina, gris-verdosa oscura, con cemento (17).
b) Gradualmente pasa a 0,3 metros de arcilla margosa pardo-rojiza.
c) Gradualmente el color pasa a gris-verdoso oscuro (0,05 m.).
d) 0,3 metros de marga arcillosa compactada pardo-verdosa y pardo-rojiza por zonas.
e) 0,1 metros de limo margo-arenoso gris- amarillento.
f) 0,7 metros de limo arenoso gris-verdoso oscuro con granoselección negativa.
20. 0,02 metros de marga arenosa gris-verdosa muy oscura.
21. 0,05 metros de marga arcillosa pardo-rojiza o gris-verdosa clara.
22. 0,05 metros de arcilla gris.
(Las capas 19 a 22 destacan desde cierta distancia por su tono gris-verdoso).
23. a) 0,15 metros de caliza arcillosa, blanco-grisácea, compacta.
b) 0,2 metros de marga blanco-rosácea, compacta.
24. 0,2 metros de limo arenoso-margoso gris-verdoso o pardo-rojizo, semi-suelto.
25. 0,2 metros de caliza arcillosa semejante a (23a), muy compacta.
26. 0,5 metros de arcilla margosa, gris-verdosa, semicompacta.
27. 0,1 metros de arcilla arenosa, blanco-rosada, semicompacta; sin carbonatos.
28. 0,3 metros de limo arenoso gris-verdoso, con ligerísimo contenido en carbonatos.
29. 0,05 metros de (27).
30. 0,1 metros de (28).
31. 1 metro de limo arenoso o arenisca fina, margosa, gris-verdosa o pardo-rojiza muy clara, compacta.
32. 0,5 a 1 metro de caliza compacta, algo arcillosa, blanca.

33. a) 0,2 metros de limo arenoso-margoso pardo-rojizo, semicomacto.
- b) 1 metro de limo arenoso-margoso verdoso.
- c) 0,2 metros de arcilla arenosa pardo-amarillenta.
- d) 1,5 metros de arcilla arenosa algo margosa, gris-verde o pardo-rojiza.

Sobre esta última capa se sitúan tres a cuatro metros de arenas blancas y gravas, cuaternarias, en las que se pueden apreciar localmente huellas de estratificación cruzada, sobre todo en la base, y paleocanales. Forma la extensa llanura superior que cubrió la plataforma de erosión pliocena, que se extiende hasta más allá de Santiuste de San Juan Bautista. Además de su aprovechamiento forestal iniciado durante la repoblación medieval, la presencia de un nivel acuífero de cierta importancia bajo esta cubierta tan permeable, ha permitido su fácil explotación para regadío en una fértil Vega. Cuando el nivel freático aflora se forman eventuales lagunas, abundantes en las cercanías de Villagonzalo de Coca y otros lugares. También se extiende la cubierta cuaternaria hacia todas direcciones desde Coca. Bajo ella, en el río Pirón, afloran las mismas calizas arcillosas que hemos presentado en este corte.

El mismo, en resumen, puede esquematizarse así: parte inferior con niveles detríticos amarillentos o pardo-rojizos predominantes; parte media con capas margosas y tonos gris-verdosos; parte superior, con lechos calcáreos y margosos en los que alternan los colores gris-verdosos y los blancos.

CORTE III (Fig. 1-III)

Se efectuó en el "Vado de Villeguillo", donde apareció la primera tortuga; se sitúa 6 km. al NNW de Coca, aguas abajo del río Eresma, en su margen derecha.

El lecho del río está constituido por arenas y gravas recientes encajadas en materiales cuaternarios más antiguos que forman un escalón que se levanta entre 3 a 5 metros sobre el nivel fluvial. Este aluvión más primitivo está formado por arenas más consolidadas, de grano medio a fino. A su vez, están encajadas en los estratos miocenos, cuya sucesión, de muro a techo, es:

1. a) 2 m. de limo arenoso pardo-amarillento con manchones ferruginosos pardo-rojizos.
- b) El techo es arenisca fina con algunos cantos calcáreos.
- c) 0,5 metros de limo arenoso pardo-rojizo. Contiene abundantes concrecciones alargadas y retorcidas, verticales, que pudieran ser "contramoldes de paleoraices". Su naturaleza es limo-arenosa con cemento calcáreo, que no presenta el resto de la roca.
- d) 0,5 m. de arenisca de grano fino, pardo-amarillenta o blanco-amarillenta con concrecciones y cantos calcáreos. También se encuentran cristales de calcita.

2. a) 1 m. de arenisca gruesa pardo-amarillenta con concrecciones calcáreas. Abundan lentejones de caliza arenosa blanca, compacta, no muy extensos. (Los mayores no sobrepasan 0,2 m. de potencia máxima).
b) Extenso lentejón de caliza arenosa blanca (0,3 a 0,5 m.). Los granos detríticos son más gruesos que en (2a).
Lateralmente los lentejones calcáreos pasan a margas no muy compactas.
c) 0,5 m. de margas arenosas blancas.
3. a) 1 a 1,5 m. de arenisca gruesa pardo-amarillenta, con cantos silíceos.
b) Gradualmente pasa a 0,3 m. de limo arenoso pardo-amarillento con nódulos arcillosos.
c) 0,2 m. de arenisca fina de cemento arcilloso.
4. a) 1 m. de arenisca gruesa, gredosa, poco compacta.
b) Gradualmente pasa a 0,5 m. de limo arenoso.
c) 0,1 m. de (4a).
5. a) 0,5 m. de arenisca fina, gredosa, pardo-amarillenta, micácea, microconglomerática en la base.
b) Gradualmente pasa a 2 m. de arenisca fina, cemento arcilloso, en zonas algo calcáreas, con lentejones más compactos de arenisca gruesa y cemento gredoso, y delgadas capas margosas.
c) 0,3 m. de capas delgadas alternantes de limo arenoso pardo-rojizo y arenisca margosa blanca, con estratificación cruzada, a veces con ondulaciones.
6. 0,2 m. de arenisca fina pardo-amarillenta, semicompacta.
7. a) Lechos de arenisca gruesa pardo-amarillenta.
b) 0,3 m. de arenisca arcósica fina, muy seleccionada, pardo-amarillenta, con estratificación cruzada hacia el W.
c) Techo de limo arenoso.
8. a) 0,05 m. de arenisca gruesa pardo-amarillenta.
b) 0,2 m. de arenisca fina, con granos.
9. a) Lentejón irregular y extenso de caliza arenosa (grano grueso), muy compacta (0,1 a 0,3 m.).
b) Lentejones pequeños (0,1 m. de potencia máxima) de arenisca arcósica gruesa.
c) 0,2 a 0,3 m. arenisca arcósica gruesa con cemento calcáreo.
(Todo ello podría resumirse como 0,5 a 0,6 m. de 9a con intercalaciones de 9b con mayor proporción de detríticos hacia el techo).
10. a) 0,5 m. de arenisca gruesa pardo-amarillenta, muy suelta.
b) 0,5 m. de lo mismo, pero compacta.
11. 1 a 1,5 m. de arenisca arcósica fina, compacta. Hacia el techo se encontró la tortuga, cuyas dimensiones "in situ" eran de 103×54 cms.
12. 0,5 m. de caliza arenosa muy compacta, blanca. Los granos son de 0,2 a 0,3 mm. Se acumina y desaparece hacia el Este. Muestra cristales de calcita en fisuras paralelas.
13. 0,5 a 1 m. de arenisca gruesa, gredosa, pardo-amarillenta.

14. Lentejones muy irregulares (0,3 m. de potencia máxima) de caliza arenosa semejante a (12). Los granos son algo mayores. Presenta fragmentos de huesos inidentificables.
 15. a) 1 m. de conglomerado gredoso, pardo-amarillento, similar a (13) pero de tamaño de grano mayor.
b) 1 a 1,5 m. de arenisca arcósica fina, pardo-amarillenta, con estratificación cruzada hacia el Oeste.
 16. 0,5 m. de arenisca de grano fino a medio, con cemento calcáreo, poco compacta.
 17. 2 m. de arenisca gruesa, gredosa, semisuelta.
 18. 4 m. de limo arenoso pardo-grisáceo.
- Suelo limo-arenoso pardo-gris y arenoso blanco con potente cubierta vegetal (2 a 4 m.).

Obsérvase, en este corte, que las características son bien diferentes a las de los anteriores.

Dejando aparte las posibles influencias tectónicas, que no hemos podido comprobar pero que, de existir, no creemos hayan tenido demasiada importancia, los rasgos estratigráficos preponderantes en la zona son los cambios laterales de facies.

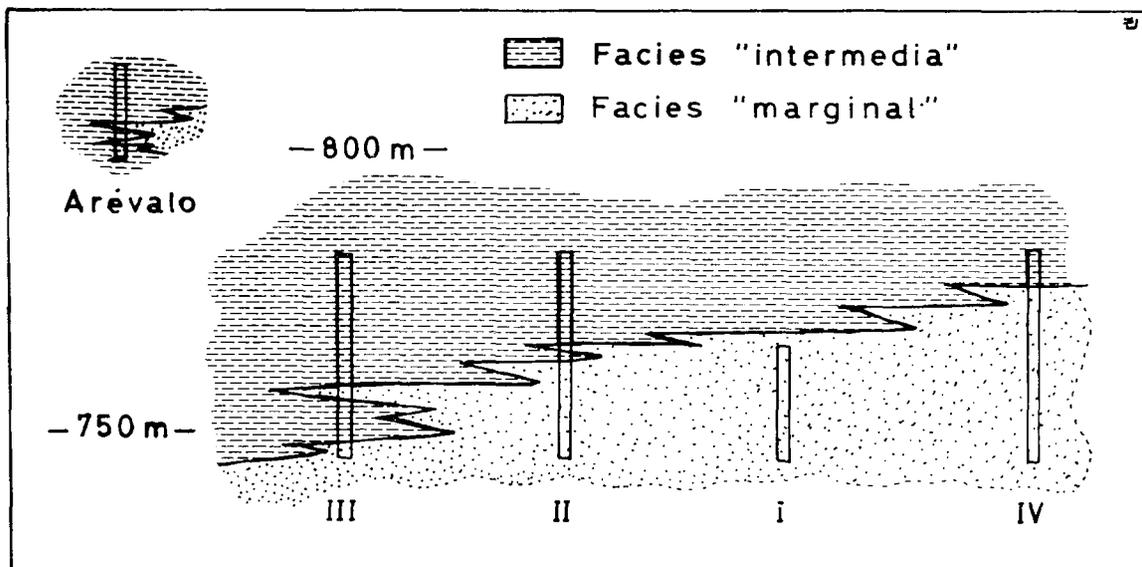


FIG. 2

Indentación de facies en Coca y su comparación con la de Arévalo. Esquema

Efectivamente, pensamos que en el Ponticense de la Cuenca han de considerarse tres facies: la interior, típica de centro de cubeta, representada por la caliza de los Páramos y las capas inmediatamente inferiores, ausentes to-

das en esta zona. La marginal, con preponderancia de sedimentos detríticos, en la que se pueden observar fenómenos de sedimentación fluvial y fluvio-lacustre. La intermedia, por último, nexa entre las dos anteriores, de la que es típico este corte III.

El paso de la facies intermedia a la marginal se debe efectuar por una compleja indentación (Fig. 2), lo que viene a explicar la gran diferencia existente entre los tres cortes presentados. El I nos muestra un ejemplo parcial de la facies marginal; el II, en su parte inferior, lo mismo pero ya con algunas intercalaciones carbonatadas.

Si se hiciese una serie virtual local, puramente detrítica, para estos tramos inferiores, observaríamos lógicamente variaciones, pero su correlación no tendría grandes dificultades. Esto puede comprobarse si se compara I y la parte inferior de II con un cuarto corte, efectuado en el lugar donde apareció la tortuga "B", 1,5 km. al ESE de Coca, que ha aportado los resultados siguientes:

1. El lecho del río está excavado en 0,5 m. de arenisca gruesa, compacta.
2. 0,3 m. de arenisca gruesa, en lentejones.
(2 m. cubiertos de derrubios).
4. a) 3 m. de arenisca gruesa, con lechos de grano fino, pardo-rojiza. En este nivel se encontró la tortuga.
b) 0,5 m. de arenisca de grano fino, pardo-rojiza, gredosa.
c) 0,5 a 0,7 m. de arenisca arcósica fina, pardo-rojiza.
d) 0,5 m. de limo arenoso, pardo-rojizo o gris-verdoso.
5. a) 0,3 m. de arenisca fina con granos.
b) 1 a 1,5 m. de arenisca gruesa, con cemento limo-arenoso.
c) 0,5 m. de (5a).
d) 0,1 m. de (5b).
e) 1 m. de (5a).
f) 4,5 m. de arenisca gruesa, muy compacta. Forma un escarpe vertical.
6. 0,5 a 1 m. de conglomerado de cantos calcáreos, cemento arenoso grosero, compacto.
7. a) 0,3 m. de arenisca gruesa, pardo-rojiza o gris-verdosa.
b) 0,05 m. de (6).
c) 0,5 m. de (7a).
8. a) 1 m. de limo arenoso pardo-rojizo.
b) 0,5 m. de arenisca fina, con granos.
c) 1 a 1,5 m. de arenisca gruesa.
9. Escarpe vertical de más de 9 metros. En la base había más de 1 m. de arenisca de grano grueso y cemento limoso, roja o verde-rojiza, muy suelta. Nos fue imposible ascender el resto del escarpe, que estaba cubierto por 4 a 5 metros de suelos limo-arenosos y arenosos blancos, cuaternarios.

Si comparamos nuestros cortes con el efectuado por los señores Alférez y Pérez González (GARCÍA y ALBERDI, 1968) en Arévalo, 25 km. al SW de Coca, observamos gran identidad con el tramo intermedio de nuestro corte número II, en cuanto a las capas margosas se refiere y con el número III en su tramo inferior. El corte de Arévalo corresponde, por tanto, a lo que nosotros hemos llamado "facies intermedia" (Fig. 2).

PALEONTOLOGIA

De los tres ejemplares de Coca, sólo han podido ser extraídos los encontrados en segundo y tercer lugar. El primero aparecía englobado entre capas excesivamente compactas y en un escarpe, por lo que preferimos dejar la excavación para otro momento.

Para simplificar llamaremos "A" al ejemplar descubierto en segundo lugar y "B" al tercero. Se conservan actualmente en la Universidad de Salamanca, donde están marcados con los números 352 y 353, respectivamente.

El examen, una vez limpios, ha confirmado nuestras primeras presunciones y los dos especímenes han sido clasificados como:

TESTUDO BOLIVARI, H-PACH.

Tortuga terrestre de gran tamaño: PRADO (1864) (según Falconer); BOLÍVAR (1872, pág. 19).

Testudo aff. antiqua: ORUETA (1874).

Tortuga gigante: ARANZAZU (1877, págs. 1-49); CASTEL (1881).

Testudo aff. perpiniana: ZULUETA y AMOEDO (1906, págs. 121-122); AMOEDO (1906, pág. 170).

Tortuga gigante: FERNÁNDEZ NAVARRO & CARANDELL (1914, págs. 302-310).

Testudo sp.: HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1914, págs. 447-449).

Testudo aff. perpiniana: HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1915, págs. 64-67, fig. 10, lám. 27).

Testudo bolivari: HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1917a, págs. 194-202); ID. (1917b); ID. (1921a, págs. 328-330); ID. (1921b, pág. 183); ROYO GÓMEZ (1921, págs. 285-286); HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1921c); ROYO GÓMEZ (1922, págs. 26-37); ID. (1923); HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1926, págs. 392-395); ROYO GÓMEZ (1926); ID. (1928a); ID. (1928b); ROYO GÓMEZ & MENÉNDEZ PUGET (1929a); ID. (1929b); ROYO GÓMEZ (1929, pág. 334); HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1930); ROYO GÓMEZ (1933, págs. 271-272); ID. (1934a, págs. 457-463); ID. (1934b, págs. 505-511); ID. (1935a, págs. 108-109); ID. (1935b, págs. 463-486, láms. 47-54); BERGOUNIOUX (1938, págs. 284-286); PEYER (1942, págs. 34-41); BATALLER (1956, págs. 20-21); BERGOUNIOUX (1958, pág. 182); CRUSAFONT, AGUIRRE & GARCÍA (1968, págs. 22-24); GARCÍA & ALBERDI (1968, págs. 141-149).

La especie, abundante en la Meseta castellana, fue expuesta por Eduardo Hernández-Pacheco basándose en unos fragmentos recogidos en Alcalá de

Henares (Madrid), pero ha sido descrita y figurada por primera vez por ROYO GÓMEZ (1935b). Poco después BERGOUNIOUX (1938) separa la presencia de otra especie, *Testudo richardi*, presente también en el Mioceno catalán. El ejemplar más completo es el últimamente recogido en Arévalo (Avila).

EJEMPLAR "A" (Figs. 3 y 4)

Fue encontrado en las proximidades del cementerio de Coca y extraído en tres fragmentos de la parte delantera de peto y espaldar así como varios huesos que se describen a continuación.

ESPALDAR

El fragmento correspondiente mide 72 x 56 cm. y ha sido representado en la figura 3-I haciendo observar que el dibujo ha sido realizado perpendicularmente al centro del fragmento. Dada la gran curvatura que toma el es-

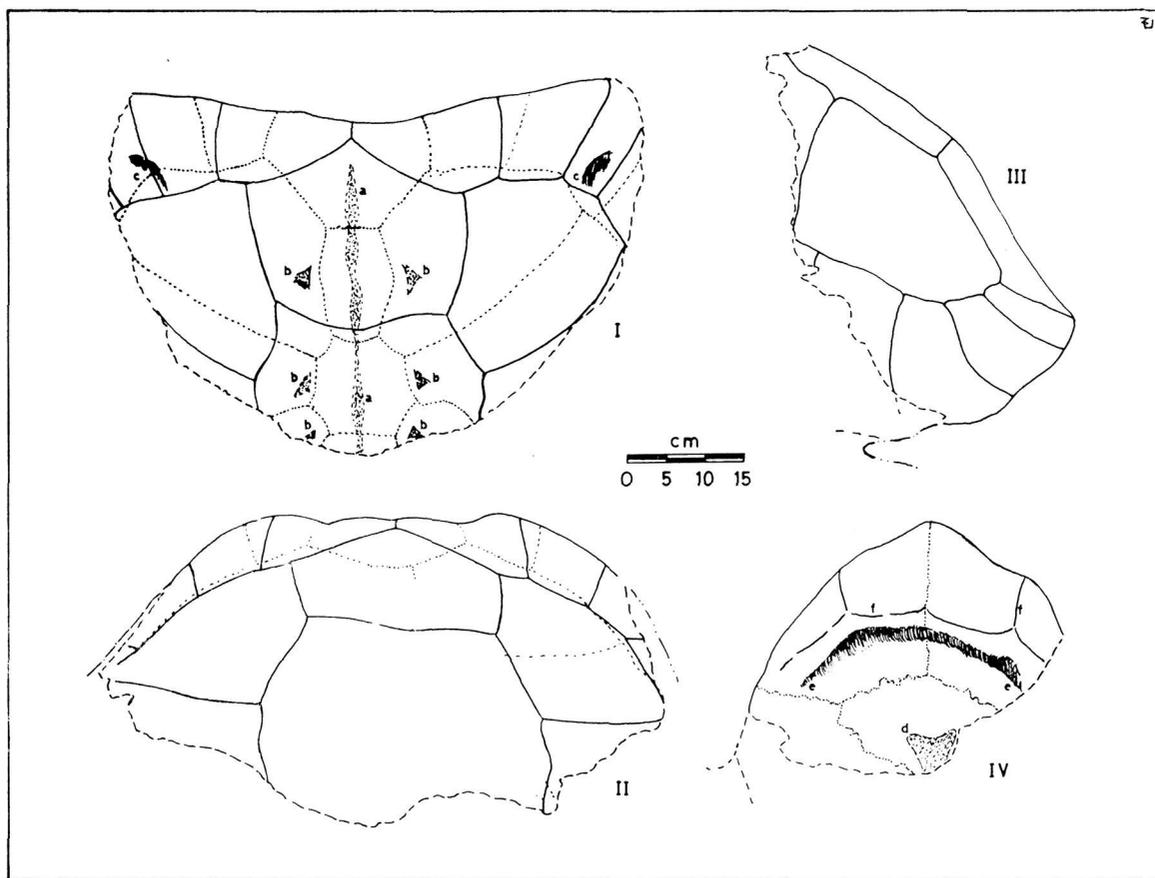


FIG. 3

Testudo bolivari (H-Pach.). Ejemplar A

(II y III: Vistas ortogonal y lateral; a: Neurapófisis; b: Inserciones costillares; c: Comienzo de la cámara esternal; d: Inserción escapular; e: Reborde plastral; f: Cubierta dérmica interna).

paldar de las tortugas testudiniformes, hemos acompañado dicho esquema con otro efectuado en proyección ortogonal a la posición del peto, con lo que el fragmento toma una imagen más fácil de comprender (figura 3-II). Con ello hemos llegado a deducir que el animal debía medir una longitud total de 120 a 130 cm. Se ha dibujado su perfil longitudinal (figura 3-III) para completar su reconstrucción.

Su espesor es de 6,7 cm. en el borde nual, 9 cm. en el borde de la axila y 3,1 en el borde posterior del fragmento.

En cuanto a su contorno anterior y su curvatura no aporta este ejemplar nada nuevo.

Escudos dérmicos: Muestra, al menos parcialmente, los dos primeros vertebrales, los dos primeros pares de costales y los cuatro primeros pares marginales estando unidos entre sí los dos primeros, o lo que es lo mismo, no tiene escudo nual.

Las uniones entre escudos no suelen ser rectas, sino que están suavemente flexionadas, sobre todo la fronteriza entre la primera y la segunda vertebral. Ello hace que aquella tome un aspecto subexagonal, pero realmente es pentagonal. Obsérvase una ligera asimetría.

Sus dimensiones en cm. son (medida directa):

	LONGITUD	ANCHURA MAXIMA
Primer vertebral	26	26,5
Segundo vertebral.....	mayor de 25	31,5
Primer costal	27,5	29,5
Primer marginal	13	18,5
Segundo marginal	12	11,5
Tercer marginal	15	7
Unión entre el primer par de marginales		(2,7 cms.)

Placas óseas: El fragmento muestra la placa nual y las tres primeras neurales, costales y marginales de ambos lados.

Sus suturas no traspasaban al animal por lo que la superposición con los escudos dérmicos se ha tenido que efectuar indirectamente.

Sus dimensiones son (cm.):

	LONGITUD	ANCHURA
Nucal	14	22
Primera neural	15	11
Segunda neural.....	12,5	21,5
Tercera neural	mayor de 7	mayor de 15
Primera costal	23,5	30
Primera marginal	10	12
Segunda marginal	límites imprecisos	

El borde nucal presenta un festón en relieve de modo que si en la periferia el espesor es de 6,7 cm., algo hacia el interior se ha reducido bruscamente a la mitad. Destaca en este ejemplar la forma de la segunda neural, octogonal pero con el máximo ensanchamiento hacia la parte de atrás. Además, la sutura entre la primera y la segunda neural viene casi a coincidir con la unión entre los escudos primero y segundo vertebrales. Esto último viene a ser una anomalía, pero la achacamos al gran polimorfismo que presentan, en general, las formas gigantes.

Hemos podido constatar las suturas de las costillas (figura 3-I b), las del comienzo de la cámara esternal (3-I c) y las de las neurapófisis vertebrales (a). Estas últimas destacan en relieve sobre las placas neurales y buena parte de la nucal; su anchura oscila entre 1 y 1,5 cm.

PETO (Fig. 3-IV)

El fragmento recogido mide 29 x 42 cm. y muestra claramente solo su superficie interna, pues la externa aparece muy erosionada. Aquella presenta un suave reborde inclinado hacia fuera y acaba bruscamente hacia dentro. En este punto el espesor del peto baja de 8,2 a 5,3 cm. (figuras 3-4 e).

El borde anterior es marcadamente apuntado y no presenta escotaduras de ningún tipo.

El lóbulo anterior, que se ha podido medir gracias a un tercer fragmento, mide 52 cm. de abertura interaxilar, con una longitud de 24.

El entoplastron, de forma que se deduce romboidal, tiene una semianchura de 11 cm. y una longitud mayor de 13. Sus suturas son muy quebra-

das, hecho ya destacado por ROYO GÓMEZ (1935 b). Sobre él se encuentra el apoyo de la cintura escapular, de contorno triangular (figura 3-IV d).

Los epiplastrones, trapezoidales, miden 20 cm. de ancho por 17 de largo, siendo su sínfisis interepiplastral de 15,4 cm.

Los hioplastrones solo son brevemente conocidos. Su sutura con el epiplastron izquierdo mide 9,5 cm.

La cubierta dérmica, borrada en la superficie externa, se continúa en la interna en un reborde de 8 a 10 cm. (figura 3-IV f), lo que ha permitido conocer que el escudo gular mide 24 cm. de ancho.

HUESOS DE MIEMBROS Y CINTURAS (Fig. 4)

En el interior del caparazón aparecieron los huesos que a continuación se indican. Un hecho nos pareció paradójico: que se encontrasen huesos de las patas traseras y de la pelvis junto a la parte anterior del caparazón. Ello nos indicó que el ejemplar había sido ya roto antes de la definitiva sedimentación.

Húmeros: El derecho está completo (figura 4 A-D); al izquierdo le falta únicamente el cóndilo dectopeitoral (figura 4 E-H). Ambos han sido representados en vistas radiales (A y E), ventrales (B y F), anteriores (C y G) y dorsales (D y H).

Su descripción, como las de los demás huesos, no difiere de la de otras especies del mismo género (ver BERGOUNIOUX, 1955; HAY, 1908). Sus dimensiones (derecho) son:

	cms.
Longitud absoluta	29,5
Diámetro antero-posterior de la cabeza	6
Diámetro transversal de la cabeza	5
Diámetro transversal del cuerpo	3,5
Diámetro antero-posterior del cuerpo.....	4,5
Anchura de la cavidad bicipital	4
Anchura del pedúnculo glenoideo	2
Diámetro transversal de la troclea	6,1
Diámetro máximo distal	9
Diámetro máximo proximal	12

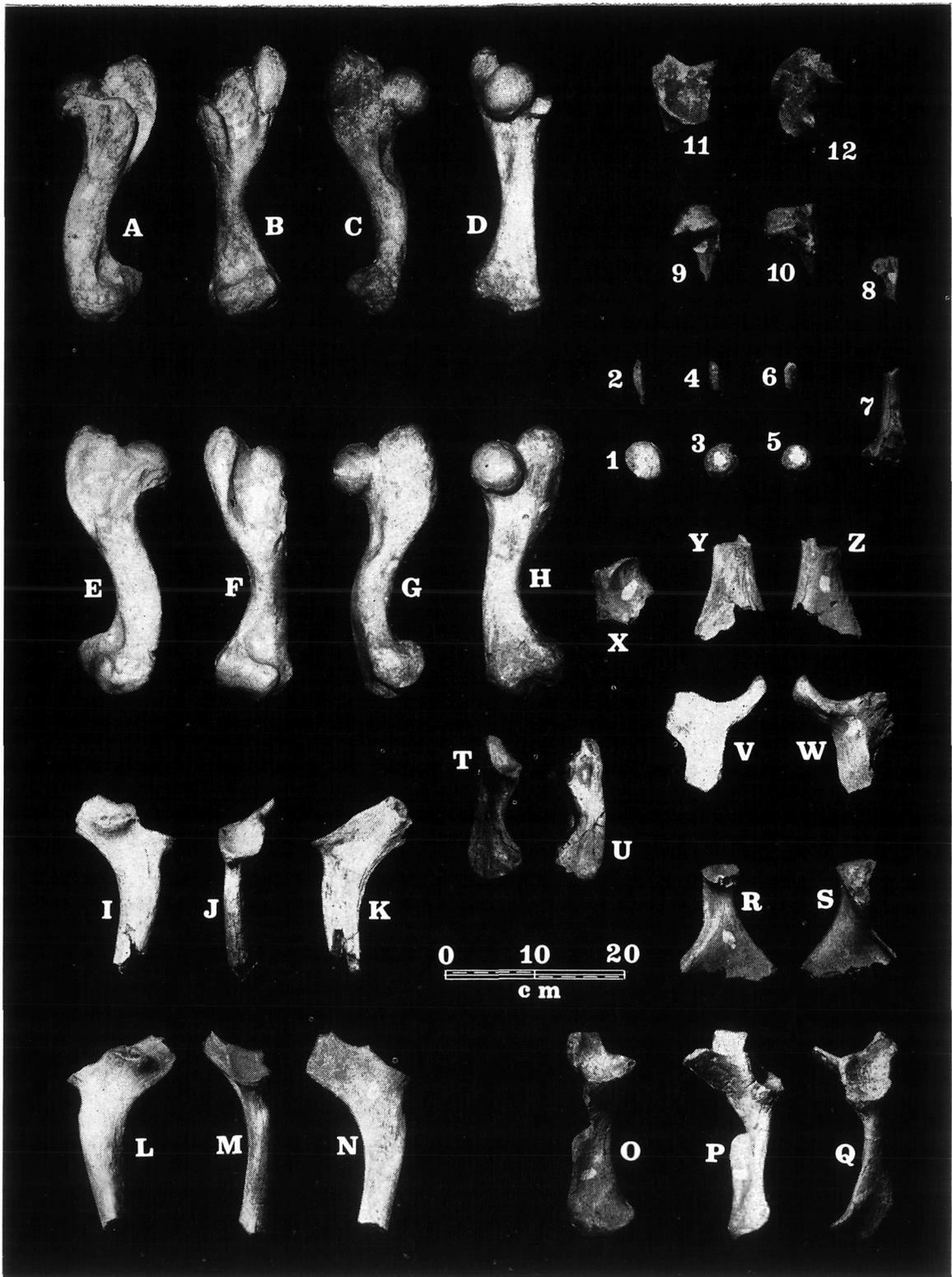


FIG. 4 *Testudo bolivari* (H-Pach.). Ejemplar A. Huesos de patas y cinturas
 A-D: Húmero derecho (Vistas radial, ventral, anterior y dorsal); E-H: Húmero izquierdo (id.); I-K: Cintura escapular. Lado izquierdo. (V. desde detrás, arriba y delante); L-N: id. Lado derecho (id.); O-Q: Pelvis. Lado izquierdo (V. ventral, dorsal y lateral) (Posición invertida); R-S: Coracoide izquierdo (V. superior e inferior); T-U: Cúbito izquierdo (V. palmar y dorsal); V-W: Pubis izquierdo mostrando la apófisis púbica (V. ventral y dorsal); X: Pelvis. Extremo superior del ilion derecho (V. ventral); Y-Z: Fragmento de pubis izquierdo (V. dorsal y ventral); 1-6: Piezas crurales; 7: Tibia izquierda. Parte distal; 8: Hueso indeterminado; 9-10: Parte distal de fémur (?); 11-12: Pelvis. Cavidad cotiloidea derecha (V. lateral y ventral) (Posición invertida).

Las dimensiones del húmero izquierdo no difieren de éstas.

Cúbitos: Sólo apareció el izquierdo que se ha representado en posición palmar y dorsal (Fig. 4 T, U). La faceta humeral es triangular; la tarsal, alargada. En cada cara muestra un seno característico. Sus dimensiones son:

	cms.
Longitud absoluta	16
Anchura transversa del cuerpo	3,8
Anchura antero-posterior del cuerpo	2,3
Anchura máxima distal	5,8
Anchura máxima proximal	6,7
Anchura de la faceta radial	4,8

Cintura escapular: Recogimos grandes fragmentos del coracoide izquierdo y de los dos precoracoide-escápulas.

El coracoide izquierdo (figura 4 R-S) nos muestra anteriormente la parte posterior de la cavidad glenoidea, con una longitud de 4,6 cm. y una anchura de 3,4, y la faceta precoracoidal, triangular, de una extensión de 5,2 cm. El cuello mide, por su parte más estrecha 4,4 x 2 cm. A partir de este punto sufre una torsión de 90° y se expande planamente, llegando a medir en el borde roto del fragmento más de 11 cm.

Como es típico, precoracoide y escápula forman un todo. Los del lado izquierdo (figura 4 I-K) encajan perfectamente con el coracoide por la faceta correspondiente, completando la cavidad glenoidea que mide 5,5 x 4,2 cm. Precoracoide y escápula forman un ángulo de 120° y tienen sección triangular, de dimensiones 5,1 x 2,0 y 4,2 x 2,5 cm., respectivamente. Sus longitudes aparecen incompletas. La escápula derecha (figura 4 L, M, N) también incompleta (mayor de 17 cm.) tiene la parte terminal más gruesa (4,0 x 3,4 cm.).

La cavidad glenoidea, en conjunto, mide 7,7 x 4,5 cm.

Cintura pelviana: Se han recogido cinco fragmentos. El más importante (figura 4 O, P, Q) nos muestra gran parte del ilión izquierdo, toda la cavidad cotiloidea y parte del pubis y del isquión. (En la representación gráfica se ha invertido su posición anatómica).

La cavidad cotiloidea (figura 4 Q) es de forma oval alargada con dos prolongaciones correspondientes al pubis (la mayor) y al isquión. Mide en total

7,5 x 4,7 cm. Los tres huesos pélvicos se unen en ella pero sus suturas aparecen muy imprecisas.

El ili6n nos muestra en su extremo superior la faceta espaldar. Su longitud en el borde lateral es de 17 cm. Su secci6n en la zona de m6ximo adelgazamiento de la di6fisis es de 5,5 x 2,3 cm.

Del pubis y del isqui6n poco podemos decir en este fragmento lateral, dado que est6n rotos a poca distancia de la cavidad cotiloidea. Ambos son estrechos y alargados, sobre todo el isqui6n (secci6n: 3,0 x 0,9 cm.). El pubis, en secci6n, mide 1,8 cm.

Otro fragmento (figura 4 11-12) nos muestra claramente la cavidad cotiloidea derecha, de las mismas caracter6sticas que la izquierda.

El representado en la figura 4 (X) corresponde al extremo superior del ili6n derecho, con la faceta espaldar visible (comp6rese con la parte inferior de la figura 4 O).

La figura 4 (V, W) corresponde a una porci6n del pubis izquierdo y encaja con el fragmento del mismo hueso descrito antes. Muestra la ap6fisis p6blica, con una longitud de 7 cm. En la cara dorsal muestra una peque1a protuberancia o subap6fisis (figura 4 W). El gran di6metro de la rama descendente es de 5,7 cm.; el de la rama horizontal es de 4,5.

Otro fragmento del pubis izquierdo est6 representado en la figura 4 (Y, Z).

Otros huesos: La parte distal de la tibia izquierda (figura 4, 7) s6lo aporta sus dimensiones en la zona de mayor adelgazamiento de la di6fisis (2,2 x 1,8 cm.). Sufre, hacia la parte proximal, la torsi6n y aplanamiento corrientes en estos quelonios. Muestra las facetas tarsal y fibular.

La figura 4 (9-10) corresponde probablemente a la parte distal de un f6mur mostrando el c6ndilo externo terminado en pico y con una anchura de 3 cm., as6 como la fosa intercondilar.

Del hueso representado en la figura 4 (8) s6lo podemos decir que es de un zeugopodo.

Se encontraron por 6ltimo tres huesos crurales, de forma lenticular aplanada, cuyas dimensiones son (en cm.):

	LONGITUD	ANCHURA	ESPEJOR
Figura 4 (1-2)	4,6	3,9	1,3
Figura 4 (3-4)	3,8	3,6	1,4
Figura 4 (5-6)	3,3	2,8	1,4

EJEMPLAR "B" (Fig. 5)

Descubierto a 1,5 km. al ESE de Coca (corte número 4), se encontraba en posición invertida y era un fragmento del espaldar (37 x 44 cm.) englobado en arenisca. Al proceder a su extracción aparecieron varios huesos de la pelvis; dado su deleznable estado, se cubrió esta parte con un endurecedor para evitar su destrucción. En el laboratorio se han de'ado estos huesos en su primitiva posición. Demuestran que el animal, desde su muerte, ha sufrido transporte pues el eje de simetría de la cintura pelviana había sufrido, con respecto al del caparazón, un giro de 40° (figura 5-III a).

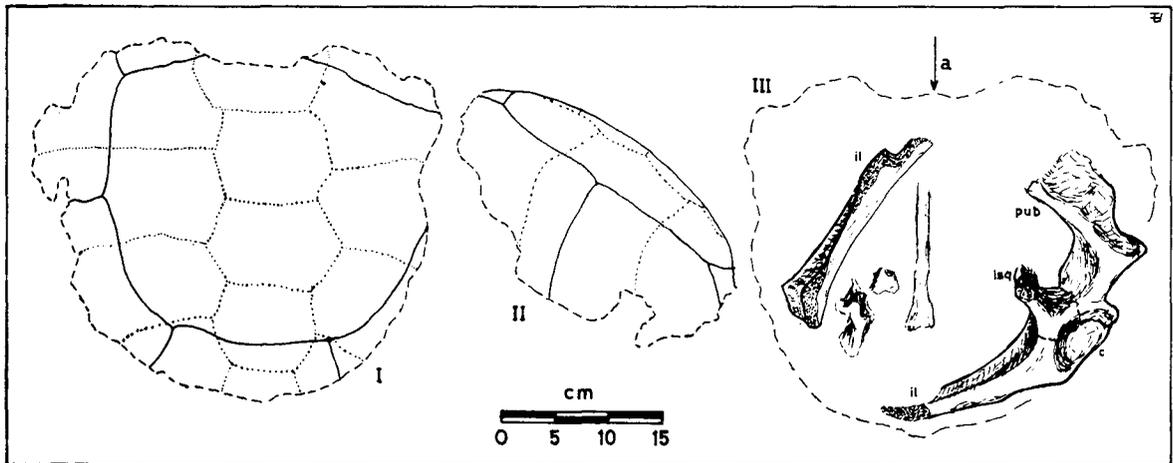


FIG. 5

Testudo bolivari (H-Pach.). Ejemplar B
(il: Ilium; Pub: Pubis; Isq: Isquion; a: Eje de simetría del caparazón)

Su descripción es la siguiente:

ESPALDAR

Dadas las placas y escudos que presenta el fragmento, deducimos (fig. 5-I) que éste nos muestra el cuarto escudo vertebral con parte de los limítrofes (3.º y 5.º vertebrales, 3.º y 4.º par de costales), sobre el que se superponen las placas neurales 5.^a, 6.^a, 7.^a y 8.^a y la primera suprapigial (rota), así como parte de los pares costales 4.º, 5.º, 6.º y 7.º

El perfil longitudinal de la pieza nos da idea (Fig. 5-II) del gran abombamiento del animal.

Las tres placas neurales completas son de contorno exagonal lo que viene a coincidir con la disposición en el magnífico ejemplar de Arévalo (GARCÍA y ALBERDI, 1968). Dichos autores llaman primera suprapigial a la denominada por nosotros 8.^a neural.

Las dimensiones en cm. son:

	LONGITUD	ANCHURA	ANCHURA ANTERIOR
CUBIERTA DÉRMICA			
4.º vertebral	29 a 30	33 a 34	34
5.º vertebral	—	—	17,5
CUBIERTA ÓSEA			
5. ^a neural	—	mayor de 37	—
6. ^a neural	11,5	16,5	14,2
7. ^a neural	8,8	15,4	10,6
8. ^a neural	10,4	11,4	8,8
1. ^a suprapigidial ...	—	—	6,9

Las suturas entre las placas óseas se “transparentan” sobre la cubierta dérmica, hecho que no presentaba el ejemplar “A”. Hubiera sido interesante levantar el molde interno, pero las razones indicadas antes nos hicieron desistir de ello, en aras de la conservación “in situ” de la pelvis. Por ello no damos las características neurapofisales ni el apoyo de las costillas.

CINTURA PELVIANA

Se ha conservado gran parte del lado izquierdo y algo del ilión derecho (figura 5-III). En dicha figura la flecha “a” indica el eje de simetría del caparazón que está girado con respecto al de la pelvis 40°. Ambos ilions aparecen cortados y caídos por su base.

Sus dimensiones, comparadas con las comunes del ejemplar “A” son, en cm.:

	EJEMPLAR “B”	EJEMPLAR “A”
Cavidad cotiloidea. Longitud	7,2	7,5
Cavidad cotiloidea. Anchura	4,8	4,7
Ilion. Longitud en el borde lateral	17	17
Ilion. Anchura en la diáfisis	5,3	5,5
Ilion. Espesor en la diáfisis	2,5	2,3
Pubis. Puente cotiloideo.....	6	?
Pubis. Longitud	4,2	?

Se conocen 17 cm. del pubis y 7 del isquión, muy incompletos. El ilión derecho es conocido sólo por su diáfisis, muy erosionada. En el fragmento figuran, además, huesos rotos que parecen corresponder a un peroné, a otro hueso largo y a una vértebra. Sin embargo, su identificación precisa es imposible de efectuar.

* * *

De todo lo expuesto resulta, por comparación, que ambos ejemplares de Coca tenían aproximadamente las mismas dimensiones.

ANALOGIAS Y DIFERENCIAS

Conocidas son las variaciones polimorfas que el gigantismo suele traer consigo, que se multiplican en un grupo ya de por sí vario como son los quelonios, típicos por su lenta evolución. A ello hay que añadir el dimorfismo sexual también observable en estos animales. Todas estas circunstancias hacen difícil establecer una clasificación paleontológica específica correcta a partir de ejemplares incompletos, entendiendo por completo el término normal en Zoología. No obstante, el paleontólogo debe valerse para lograrlo de todos los métodos a su alcance, incluyendo los estratigráficos.

EJEMPLAR "A"

Las características de húmeros y cinturas hacen posible la exclusión de otros géneros próximos a *Testudo*. La ausencia en el espaldar del escudo nual, así como sus dimensiones y formas relativas la aproximan a la especie *T. bolivari*.

Las variaciones observadas en la parte anterior del peto movió a BERGOUNIOUX (1938) a diferenciar dos especies para el Mioceno castellano: *T. bolivari* (H-Pach.) y *T. richardi* (Berg.). Esta segunda especie tiene en Cataluña características bien diferentes a las de *T. bolivari*, sobre todo en cuanto se refiere a la parte posterior del peto. (BERGOUNIOUX 1938 y 1958, BATTALLER 1956). Las dos especies castellanas fueron identificadas a partir de los dibujos de ROYO GÓMEZ (1935 b, fig. 5, pág. 471) siendo las diferencias achacadas por nuestro compatriota a simples variaciones polimorfas, mientras que el herpetólogo tolosano hace la separación por comparación con la especie catalana.

Dado que algunas especies de quelonios vivientes muestran un dimorfismo sexual peculiar, entre otras cosas, por las variaciones en el contorno de la parte anterior del peto, algunos autores han pensado que la especificación

de las *T. richardi* castellanas era dudosa, pero dado que la amplitud vertical de estos quelonios en Castilla es mayor de lo que hasta hace pocos años venía suponiéndose, también pudiera ser que se tratase de un carácter específico evolutivo. De aquí resulta que se impone una revisión de las *Testudo* del centro de España, tratando de correlacionar los diferentes yacimientos para intentar aclarar esta antigua controversia.

Sea como fuere, el fragmento de peto "A" (Fig. 3-IV) no ofrece ninguna duda respecto a su clasificación como *T. bolivari* al presentar gran parecido con la figura 5-A de ROYO GÓMEZ, pero muestra algunas diferencias. Así, nuestro ejemplar es apuntado no teniendo ninguna escotadura central. El espécimen completo de Arévalo muestra esta misma característica y sus dimensiones son similares, es decir, algo menores de las máximas encontradas (150 cm. de longitud total).

EJEMPLAR "B"

Las dimensiones del lado izquierdo de la pelvis vienen a coincidir con las del ejemplar "A". Las del caparazón son similares (ligeramente mayores) que las del de Arévalo (GARCÍA y ALBERDI, 1968, págs. 142-143), hecho también deducido para el ejemplar "A".

Esta pieza, igual que la de Arévalo, tiene ocho placas neurales, mientras las anteriormente descritas tenían sólo siete, pero este hecho no debe considerarse específico dada la variabilidad del número de dichas placas en los quelonios (ver HAY, 1908, etc.). Las *Testudo* con siete placas neurales las suelen presentar alternativamente exagonales y octogonales. Así ocurre concretamente en *T. bolivari*, según las descripciones clásicas. Pero cuando su número se amplía lo hace en detrimento de la sexta neural, antes octogonal, que ahora pasan a ser dos exagonales. Por ello se suelen encontrar cuatro neurales consecutivas de esta forma. El ejemplar "B" tiene esta característica.

CONCLUSIONES

El hallazgo de varios ejemplares de *Testudo bolivari* en Coca y su comparación con el de Arévalo ha permitido comprobar que dicha especie, característica del Vindoboniense-Pontiense inferior castellano, muestra en los tres ejemplares estudiados peculiaridades muy singulares, si bien pensamos son achacables al gran polimorfismo de estas tortugas gigantes. Los ejemplares de Coca destacan por el apuntamiento anterior del peto y por tener ocho neurales, caracteres que no consideramos específicos.

Los cortes estratigráficos efectuados ponen en evidencia la gran complejidad litológica del Pontiense en esta parte de la Cuenca del Duero que, en

rasgos generales, se caracteriza por los grandes e indentados cambios laterales de facies. Ello hace que no pueda ser definida una serie-tipo nada más que localmente.

En Coca se ponen de manifiesto dos facies, que hemos llamado marginal e intermedia, siendo la primera marcadamente detrítica y la segunda de características que no llegan a ser las típicas del centro de la cuenca. Con ello añadimos nuevos datos para el conocimiento del Ponticense de la Cuenca del Duero.

BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A.; BATALLER, J. R. & HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. (1944): *Un nuevo yacimiento de vertebrados fósiles miocenos*. Not. y Com. del I.G.M., 13, págs. 37-46.
- AMOEDO, E. (1906): *Más sobre la tortuga fósil encontrada en Vallecas*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 6, 170.
- ARANZAZU, J. M. (1877): *Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara*. Bol. Com. Mapa Geol. España, 4, 1-48.
- BATALLER, J. R. (1956): *Contribución al conocimiento de los vertebrados terciarios de España*. Curs. y Conf. del Inst. Lucas Mallada, 3, 11-28.
- BERGOUNIOUX, F. M. (1938): *Chéloniens fossiles d'Espagne*. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 72, 257-288.
- (1955): *Testudinata*, in Piveteau. *Traité de Paléontologie*, 5, 487-544; Masson, París.
- (1958): *Les reptiles fossiles du Tertiaire de la Catalogne*. Est. Geol., 14, 129-219.
- BOLÍVAR, I. (1872): *Noticia sobre el hallazgo de restos fósiles de tortuga en el arroyo de los Meaques (Casa de Campo)*. Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat., 1, 19.
- CASTEL, C. (1881): *Descripción física, geognóstica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara*. Bol. Com. Mapa Geol. España, 8, 157-264.
- CRUSAFONT, M. (1952): *Los Jiráfidos fósiles de España*. Mem. y Com. del Inst. Geol., Dip. Barcelona, 8, 1-239.
- CRUSAFONT, M. & TRUYOLS, J. (1960): *El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica*. Not. y Com. del I.G.M., 60, 127-140.
- CRUSAFONT, M.; AGUIRRE, E. & GARCÍA, J. (1968): *Un nuevo yacimiento de mamíferos del Mioceno de la Meseta española*. Acta Geológica Hispánica, 3, 22-24.
- CRUSAFONT, M. & GINSBURG, L. (en prensa): *Les Carnassiers du gisement de Los Valles de Fuentidueña (Segovia, Espagne) et leur âge*.
- CRUSAFONT, M. & HARTENBERGER, J. L. (en prensa): *Sur l'âge précis du gisement de Los Valles de Fuentidueña, décelée surtout par les rongeurs*.
- FERNÁNDEZ-NAVARRO, L. & CARANDELL, J. (1914): *El borde de la Meseta Terciaria en Alcalá de Henares*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 14, 302-310.
- GARCÍA, J. & ALBERDI, M. T. (1968): *Nueva tortuga fósil en el Mioceno de Arévalo*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (B), 66, 141-149.
- HAY, O. P. (1908): *The fossil turtles of North America*. Publ. Carnegie Inst. Washington, 75, 1-568.

- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1914): *Los vertebrados terrestres del Mioceno de la Península Ibérica*. Mem. R. Soc. Española Hist. Nat., 9 (4), 443-488.
- (1915): *Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia*. Mem. Com. de Inv. Paleont. y Prehist., 5, 1-295.
- (1917a): *Hallazgo de tortugas gigantes en el Mioceno de Alcalá de Henares*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 17, 194-202.
- (1917b): *El problema de la investigación científica en España*. Asoc. Española Prog. Cienc., Congreso de Sevilla.
- (1921a): *Descubrimientos paleontológicos en Palencia. Las tortugas fósiles gigantes*. Ibérica, 328-330.
- (1921b): *Da cuenta del hallazgo de Testudo bolivari en el Cristo del Otero (Palencia)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 21, 183.
- (1921c): *Nuevos yacimientos de vertebrados miocenos y deducciones de orden paleofisiográfico*. Asoc. Esp. Progr. Cienc., Congreso de Oporto, 6, 158-170.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1926): *Un nuevo yacimiento de vertebrados fósiles del Mioceno de Madrid*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 26, 392-395.
- (1930): *Fisiografía, Geología y Paleontología del territorio de Valladolid*. Mem. Com. Inv. Paleont. y Prehist., 37, 1-206.
- MELÉNDEZ, B.; CRUSAFONT, M. & VILLALTA, J. (1944): *Nuevo yacimiento Pontiense en la provincia de Segovia*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 42, 621-625.
- MIQUEL, M. (1906): *Restos fósiles de vertebrados encontrados en San Morales (Salamanca)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 6, 352-357.
- PEYER, B. (1942): *Fossile Riesenschildkröten aus der oberen Süßwassermolasse der Umgebung von Zürich*. Schw. Pal. abh., 63, 1-47, 3 láms., Basel.
- PRADO, C. (1864): *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Mem. I.G.M. España (Junta Gen. Estad.), tomo E.
- ROYO GÓMEZ, J. (1921): *Hallazgo de restos de Testudo bolivari junto a la calle de Moret*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 21, 285-286.
- (1922): *El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica*. Mem. Com. Inv. Paleont. y Prehist., 30, 1-227.
- (1923): *El Mioceno de Vallecas (Madrid) y comarcas próximas*. Asoc. Esp. Progr. Cienc., Congreso de Salamanca.
- (1926): *Terciario continental de Burgos*. 14º Congr. Geol. Int. Madrid, Excursión A-6, 1-69.
- (1928): *El Terciario continental de la Cuenca alta del Tajo*. Datos Est. Geol. prov. Madrid, I.G.M. España, 187-204.
- (1929a): *Nuevos yacimientos de mamíferos miocenos en la provincia de Valladolid*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 29, 105-112.
- (1929b): *Datos para la geología de El Pardo*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 29, 334.
- (1933): *Sobre el mal llamado diluvial de la Cuenca del Duero*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 33, 271-272.
- (1934a): *Las grandes tortugas fósiles de la Ciudad Universitaria (Madrid)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 34, 457-463.
- (1934b): *Algunos vertebrados fósiles de la Cuenca del Duero*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 34, 505-511.
- (1935a): *Nuevo ejemplar de Testudo bolivari en la Ciudad Universitaria*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 35, 108-109.
- (1935b): *Las grandes tortugas delseudiluvial castellano*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 35, 463-486.

- ROYO GÓMEZ, J.; MENÉNDEZ PUGET, J. (1928): *Hoja y Memoria explicativa n.º 560 (Alcalá)*. Mapa Geol. Esp. 1:50.000. I.G.M.E.
- (1929): *Hoja y Memoria explicativa n.º 535 (Algete)*. Mapa Geol. Esp. 1:50.000. I.G.M.E.
- ROYO GÓMEZ, J.; MENÉNDEZ PUGET, J. & ABAD, M. (1929): *Hoja y Memoria explicativa n.º 559 (Madrid)*. Mapa Geol. Esp. 1:50.000. I.G.M.E.
- SCHWENZNER, J. E. (1943): *La morfología de la región montañosa central de la Meseta española*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 41, 121-147.
- ZULUETA, A. (1906): *Hallazgo de una tortuga fósil cerca del cerro de Vallecas*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 6, 121-122.

(Recibido el 23-III-1971)

ALTERACION QUIMICA Y MINERALOGICA DE
ROCAS NO IGNEAS DE LA SIERRA DE FRANCIA
(SALAMANCA) BAJO DIFERENTES
CONDICIONES EXTERNAS

J. SAAVEDRA*

M.^a T. MARTÍN PATINO*

A. ARRIBAS*

RESUMEN.—Se estudia la alteración por agentes externos en cuatro perfiles correspondientes a rocas no ígneas, considerando la movilidad relativa de los elementos mayoritarios.

La evolución es distinta según la roca, pero los productos finales tienden a ser los mismos. En general, hay un ligero enriquecimiento en sílice y sesquióxidos.

SUMMARY.—Four profiles of weathered non-igneus rocks and the relative mobility of their major elements are studied in this paper.

The chemical evolution is different according to the mother rock but the residues are very similar in composition. Generally speaking there is an enrichment in silica and sesquioxides.

INTRODUCCION

En este trabajo hemos realizado un estudio semejante al ya hecho sobre la alteración de granitos, extendiéndolo a rocas no ígneas. El procedimiento analítico y las consideraciones sobre el mecanismo de meteorización de rocas silicatadas, importancia predominante de las razones molares, etc., coinci-

* Instituto de Edafología de Salamanca.

den con lo referido en dicho caso. Asimismo, las muestras tomadas se han situado sobre el mapa geológico anterior, procediendo también los datos climatológicos de la misma fuente (MARTÍN PATINO, SAAVEDRA ALONSO y ARRIBAS MORENO, 1970).

Nos proponemos estudiar aquí los procesos de alteración de pizarras más o menos metamórficas y de calizas. Los perfiles están tomados sobre puntos muy heterogéneos, correspondientes a rocas metamórficas y sedimentarias. En la figura 1 se señalan los lugares de donde se tomaron las muestras de los perfiles, en colaboración con la Sección de Cartografía de Suelos del Centro de Edafología de Salamanca. En el perfil 1 la roca base es una pizarra arcillosa, en el 2 hay una alternancia filitas-cuarcitas, en el 3 una cornubianita y en el 4 una caliza dolomítica silíceea.

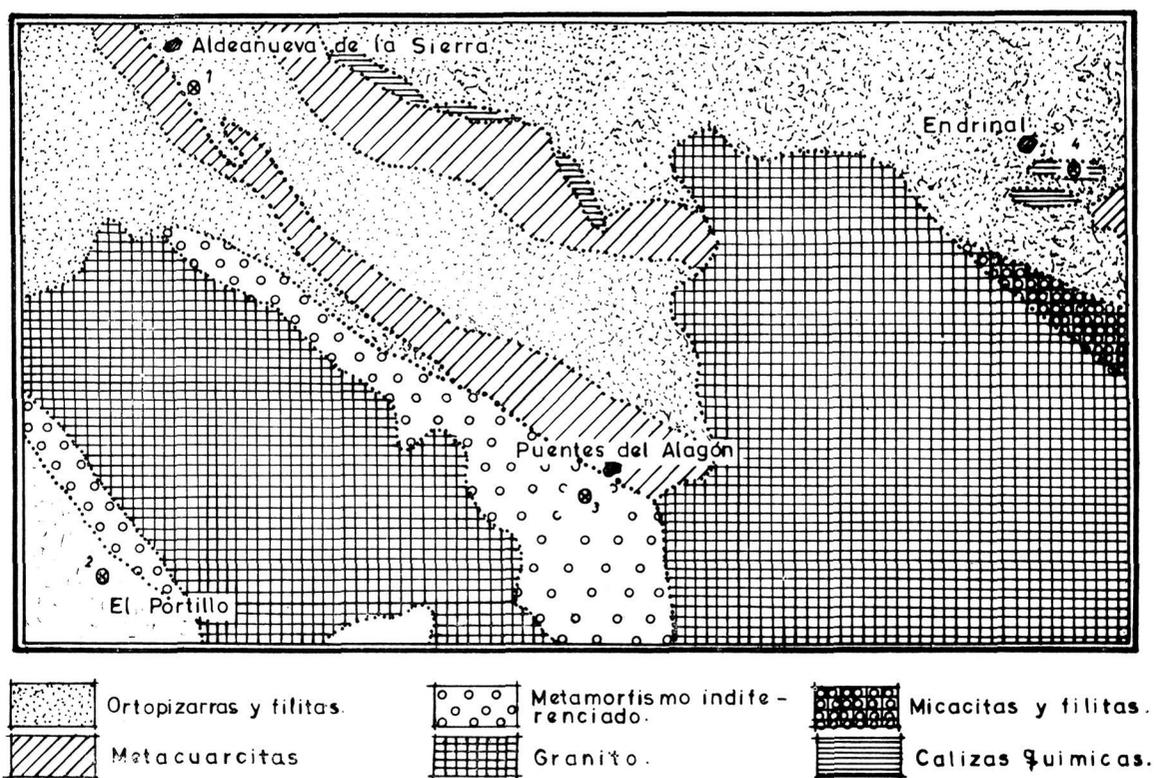


FIG. 1

En la Tabla 1 se incluyen los datos climatológicos básicos de interés, referentes a los perfiles.

TABLA I

PLUVIOSIDAD, TEMPERATURA (medias anuales) Y ALTITUD DE LAS MUESTRAS

Localización	Pluviosidad mm.	Temperatura °C	Altitud m.
A'deanueva de la Sierra	600-800	12,6	980
El Portillo (Batuecas)	Más de 1.000	12,0	1.200
Puentes del Alagón	1.000	16,0	620
Endrinal	600-800	12,6	950

CARACTERISTICAS GENERALES

Las pizarras existentes en el perfil 1 son muy distintas a las que se presentan en los restantes. Pertenecen a una banda de unos 20 km. de longitud por 5 de anchura, que se extiende en dirección NW. En las zonas cetrales, a alturas superiores a los 1200 m. aparecen ya calizas (1). En el extremo opuesto al perfil existen bandas de escasa potencia de rocas con alto contenido en Ca y Mg (2). Todo ésto indica la posibilidad de concentraciones locales de los elementos aludidos.

SCHMIDT-THOMÉ (1945) indica también la existencia de rocas calco-magnesianas muy próximas al perfil 2. Toda la zona circundante está constituida por una estrecha sucesión de diversos tipos de pizarras, calcáreas en alguna ocasión, y cuarcitas. Los productos de alteración de todas estas rocas influyen en la composición del perfil, pero especialmente los de pizarras y calizas, ya que la escasa alteración química de las cuarcitas sólo contribuye a cierto enriquecimiento en SiO₂ del suelo.

En el perfil 3, la roca madre es una cornubianita. Pertenece ésta a una faja que rodea al anticlinal granítico aludido en nuestro trabajo anterior. Esta faja es de desigual metamorfismo. Junto a Cereceda de la Sierra la roca es una corneana, extraordinariamente dura y con piritita. Al avanzar hacia el SE la orientación que presentaban las diaclasas del granito (paralelas al contacto) desaparece, cambiando igualmente el aspecto de las rocas metamórficas, que presentan este metamorfismo en menor grado. Esta banda alcanza su mayor espesor en la zona del perfil. Un corte de la misma, desde el comienzo hasta el final, muestra una sucesión heterogénea de rocas; de todas

¹ RÖLZ, comunicación oral.

² SAAVEDRA, J., tesis doctoral en preparación.

formas, en las proximidades del perfil se ha encontrado una veta con sulfuros, esencialmente pirita, que puede haber influido en el desarrollo del mismo.

El perfil 4 ha sido tomado sobre una caliza dolomítica rodeada de pizarras arcillosas y, a más distancia, de cuarcitas. La influencia de la pizarra es evidente, pero no modifica, en los rasgos fundamentales, la evolución de la roca.

El espesor de los materiales alterados es, en general, pequeño. El perfil con más profundidad es el 3, de acuerdo con sus características (roca granuda, de minerales alterables, y clima húmedo con temperatura media elevada). Sin embargo, es corriente la falta de roca alterada en los perfiles sobre calizas. El color negro de las pizarras metamórficas se torna, por alteración, en tonos más claros, amarillo o castaño, debido a las impregnaciones por óxidos de hierro. También se aclara el color de las pizarras arcillosas, que presentan frecuentemente tonos oscuros a causa del grafito que contienen. Pero las calizas son peculiares. La roca aflora como las cuarcitas o pizarras silíceas, en costillas que destacan del nivel del suelo. Su superficie presenta pequeños hoyos, allí donde se han disuelto los carbonatos, lo que indica el alto contenido en sílice de los numerosos puntos que no han sido atacados por los agentes atmosféricos. Como ejemplo, a veces, se presenta una delgada capa de roca alterada, más porosa, formada por disolución de los carbonatos y permanencia del esqueleto silíceo. El análisis de una de estas costillas dio un contenido de SiO_2 superior al 80 %, siendo la cantidad de sílice en las rocas de este tipo inferior al 15 %.

PARTE EXPERIMENTAL

Se ha utilizado la misma técnica que se describió al estudiar la alteración de los granitos de esta misma zona, en otro trabajo.

RESULTADOS EXPERIMENTALES

En las tablas siguientes (II, III, IV, V y VI) damos los resultados de la aplicación de la técnica aludida a las muestras de los perfiles. Los óxidos metálicos están dados en tantos por ciento en peso, al igual que la pérdida por calcinación, materia orgánica y composición granulométrica. Las razones entre los óxidos están expresadas por el cociente entre los moles correspondientes. La acidez viene medida en unidades de pH.

TABLA II
RESULTADOS CORRESPONDIENTES AL PERFIL 1

	Roca fresca	Roca alterada	Capa superior
SiO ₂	57,65	63,29	67,57
P ₂ O ₅	0,18	0,04	0,07
Al ₂ O ₃	17,40	18,21	18,42
Fe ₂ O ₃	5,88	6,11	5,21
MnO	0,07	0,13	0,16
CaO	0,54	0,39	0,10
MgO	2,58	1,57	0,87
K ₂ O	4,69	2,54	2,47
Na ₂ O	0,73	0,73	0,55
Materia orgánica		0,50	2,35
Pérdida por calcinación	7,72	7,24	7,79
RAZONES MOLARES:			
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	5,63	5,91	6,24
SiO ₂ / R ₂ O ₃	4,55	4,87	5,23
SiO ₂ / K ₂ O	21,30	39,10	43,0
Al ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃	4,74	4,67	5,19
Bases / R ₂ O ₃	0,60	0,37	0,26
Fe ₂ O ₃ / MgO	0,58	0,98	1,62
MgO / Na ₂ O	5,48	5,75	2,43
Na ₂ O / CaO	1,18	0,97	5,10
K ₂ O / Na ₂ O	4,77	3,98	2,96

TABLA III
RESULTADOS CORRESPONDIENTES AL PERFIL 2

	Roca fresca	Capa superior
SiO ₂	57,88	61,01
P ₂ O ₅	0,38	0,14
Al ₂ O ₃	16,44	14,73
Fe ₂ O ₃	8,35	4,96
MnO	0,11	0,08
CaO	1,84	0,38
MgO	1,30	1,53
K ₂ O	4,62	3,35
Na ₂ O	0,68	0,86
Materia orgánica		1,47
Pérdida por calcinación	3,40	7,61
RAZONES MOLARES:		
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	5,84	7,04
SiO ₂ / R ₂ O ₃	4,41	5,80
SiO ₂ / K ₂ O	19,60	26,80
Al ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃	3,10	4,65
Bases / R ₂ O ₃	0,58	0,55
Fe ₂ O ₃ / MgO	1,63	0,82
MgO / Na ₂ O	2,96	2,74
Na ₂ O / CaO	0,33	2,05
K ₂ O / Na ₂ O	4,46	2,73

TABLA IV
RESULTADOS CORRESPONDIENTES AL PERFIL 3

	Roca fresca	Capa superior
SiO ₂	58,45	58,30
P ₂ O ₅	0,22	0,16
Al ₂ O ₃	18,32	19,56
Fe ₂ O ₃	7,13	7,11
MnO	0,10	0,11
CaO	0,71	0,44
MgO	2,61	1,85
K ₂ O	3,38	3,63
Na ₂ O	1,71	0,79
Materia orgánica		0,70
Pérdida por calcinación	2,57	7,85
RAZONES MOLARES:		
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	5,32	0,57
SiO ₂ / R ₂ O ₃	4,28	4,11
SiO ₂ / K ₂ O	27,10	25,20
Al ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃	4,10	4,31
Bases / R ₂ O ₃	0,62	0,44
Fe ₂ O ₃ / MgO	0,69	0,97
MgO / Na ₂ O	2,41	3,60
Na ₂ O / CaO	2,10	1,62
K ₂ O / Na ₂ O	1,33	3,02

TABLA V
RESULTADOS CORRESPONDIENTES AL PERFIL 4

	Roca fresca	Capa superior
SiO ₂	4,36	58,10
P ₂ O ₅	0,08	0,26
Al ₂ O ₃	0,09	17,86
Fe ₂ O ₃	2,57	8,07
MnO	0,03	0,10
CaO	26,81	0,49
MgO	19,63	1,48
K ₂ O	0,07	5,13
Na ₂ O	1,44	0,72
Materia orgánica		2,28
Pérdida por calcinación	45,00	8,07
		5,52
RAZONES MOLARES:		
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	80,70	
SiO ₂ / R ₂ O ₃	2,91	4,31
SiO ₂ / K ₂ O	98,20	17,50
Al ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃	0,56	3,59
Bases / R ₂ O ₃	62,50	0,50
Fe ₂ O ₃ / MgO	0,03	1,37
MgO / Na ₂ O	20,90	3,16
Na ₂ O / CaO	0,05	1,33
K ₂ O / Na ₂ O	0,03	4,69

TABLA VI
ANALISIS GRANULOMETRICO Y ACIDEZ

Número de perfil	Arena gruesa	Arena fina	Limo	Arcilla	pH
1 Roca alterada	7,5	35,5	29,5	22,2	5,8
1 Capa superior	14,0	24,8	30,8	23,0	5,9
2 Capa superior	12,6	28,5	43,7	10,6	5,9
3 Capa superior	10,5	37,4	17,5	17,5	6,4
4 Capa superior	4,0	27,5	44,0	18,8	5,4

DISCUSION

La alteración de este tipo de rocas ha sido muy diferente a la del granito. HENIN y cols. (1953) estudiaron la alteración provocada en rocas no ígneas de análoga manera que en las ígneas, siendo la composición física la más afectada por el fenómeno.

Los materiales resultantes del ataque de la roca son rápidamente arrastrados, por lo que, salvo en las zonas llanas, es difícil encontrar capa de roca alterada.

PERFIL 1.—Ya se ha señalado la posibilidad de que este perfil esté contaminado por material de arrastre silíceo. En efecto, el enriquecimiento en sílice del suelo en relación con el menor contenido en la roca alterada, puede tener ese origen. La movilidad del Al en relación con el Fe es escasa. En la capa superior, éste se arrastra con más facilidad que el Al. No se observa gran variación en la cantidad de fracción fina ni existe incremento apreciable de materia volátil. Las movilidades de las bases frente a los sesquióxidos y del Mg frente al Fe son indudables, pero no altas. La alteración no ocasiona apenas variación en las cantidades relativas de Na y Mg, pero el arrastre en la capa superior elimina preferentemente al Mg. Exactamente igual ocurre con el Ca respecto al Na. La movilidad del K es siempre mayor que la del Na. El ataque ocasiona un empobrecimiento en P y un enriquecimiento en Mn.

En general, las variaciones relativas no son altas ni demasiado significativas. El K parece ser el más móvil, por no existir minerales que lo retengan. El lavado origina un material en el que las bases son eliminadas.

PERFIL 2.—En este perfil es mucho más probable que exista aporte de diversas fuentes, a causa del heterogéneo basamento rocoso, alta pluviosidad y carácter montañoso y accidentado en extremo. La proximidad de cuarcitas y la ayuda de las condiciones naturales explican el neto, aunque no acusado, enriquecimiento en sílice. Bajo estas condiciones climatológicas (humedad alta y temperatura media) el intenso lavado dejó un material pobre en bases, pues apenas se aprecia variación en el contenido de éstas; el Ca puede proceder de las concentraciones calcáreas locales. El Fe, normalmente bastante fijo, se moviliza con respecto al Mg. El K y el Ca también son eliminados, así como el P y Mn. El ataque de la pizarra implica una ganancia de material volátil no muy alta. Químicamente, los cambios no son muy grandes.

PERFIL 3.—Las condiciones de meteorización son más suaves que en los perfiles anteriores. Y, en efecto, los cambios son menores. Pero hay algo destacable: aunque en poco grado, la movilidad del SiO_2 es mayor que la del Al, K y, en general, los sesquióxidos. Comprobada la escasa solubilidad de los silicatos ordinarios, no cabe duda que ha habido un ataque químico que ocasionó la liberación del SiO_2 en forma soluble, como coloide. La causa está en la cordierita, existente en abundancia en la roca. El ataque de este mineral da lugar a la liberación de SiO_2 , ganancia de agua y K_2O , y pérdida de Mg. Todo ésto se puede justificar aquí y creemos que esa es la causa de la aparente inversión del proceso de enriquecimiento en SiO_2 hasta ahora encontrado.

PERFIL 4.—Las grandes variaciones de índole química no son, realmente, un índice de variación mineralógica. Los carbonatos de Ca y Mg se han disuelto y los minerales existentes en muy pequeña cantidad en la roca, óxidos de Fe, arcillas y cuarzo libre, no han sufrido proceso de meteorización más importante que una concentración ordinaria. Sin embargo, parece que ha habido un enriquecimiento relativo de Al con relación al SiO_2 , no explicable solamente por aportes exteriores de las rocas vecinas. Debido a la acidez de la capa superior, semejante a la de los perfiles anteriores, medimos simultáneamente la acidez de la capa en inmediato contacto con la roca, dando un $\text{pH}=7$, que admitimos como el más próximo existente durante la disolución de la roca. Bajo estas condiciones parece que la sílice se disuelve y elimina más fácilmente que el Al.

En resumen, deducimos:

Perfil 1.—El perfil desarrollado sobre una pizarra arcillosa se caracteriza por una débil meteorización química. Hay una ligera tendencia hacia la evolución a un material silico-alumínico pobre en bases. La eliminación sigue el orden decreciente



La capa superior (influencia de factores edáficos) se caracteriza por una mayor movilidad del Ca y Mg con respecto al Na.

Perfil 2.—Si las condiciones del clima provocan un aumento de la pluviosidad, las pizarras, no muy distintas químicamente a las del perfil 1, evolucionan hacia materiales más ricos aún en SiO₂ y materias volátiles. El orden de eliminación es el siguiente



Perfil 3.—La influencia de la roca madre, pizarra con alto grado de metamorfismo, es ahora notable, cualitativamente, en lo que respecta a la evolución. Se elimina la sílice antes que el Al y el K. El orden es ahora



La variación química sigue siendo escasa, contrariamente a la mineralógica. La alteración de la cordierita y minerales acompañantes de alta temperatura rige estas variaciones. Se produce una ganancia de materia volátil.

Perfil 4.—La abundancia de las fracciones más finas ya indica que casi todo el material procede de la roca carbonatada, sin más alteración mineralógica que la desaparición de los carbonatos. La alteración química es, contrariamente, profunda. El orden de movilidad encontrado es



La sílice, al igual que antes, se solubiliza en parte.

CONCLUSIONES

1.º En pizarras más o menos arcillosas y silíceas, con metamorfismo poco acusado, de tipo regional, hay una ligera tendencia a la acumulación de Si y Al, en clima húmedo y templado. Las variaciones químicas y mineralógicas son pequeñas. Con una pluviosidad elevada, el hierro resulta tan móvil como las bases (fenómeno no corriente).

2.º Si las pizarras han sufrido metamorfismo térmico acusado, cornubianitas y pizarras mosqueadas, la movilidad del silicio aumenta; esta movilidad es superior a la del potasio, hierro y aluminio. La alteración química no es grande, al contrario que la mineralógica.

3.º Por lo que respecta a la alteración, las rocas carbonatadas y metamórficas presentan analogía: ambas sufren una alteración profunda. Sin embargo, en las carbonatadas es de índole química y en las metamórficas de índole mineralógica. El potasio sólo es superado por el aluminio en lo que se

refiere a movilidad escasa. La del hierro (movilidad) es superior a la del silicio, tal vez por encontrarse libre su hidróxido (en el caso anterior, el hierro se encontraba combinado, en su mayoría, como silicato).

4.º Pese a la pérdida relativa de bases y ganancia de sílice y sesquióxidos en general, la composición química de los productos finales de alteración de las distintas rocas de la Sierra de Francia, incluyendo los granitos, bajo un clima general húmedo y templado, es muy semejante. La evolución no es uniforme, pero conduce a resultados análogos.

BIBLIOGRAFIA

- HENIN, S.; ROBINET, O. y DU ROUCHET, M. J.: Com. Ren. Acad. Sc., 1437-1439 (1953).
SAAVEDRA ALONSO, J.; MARTÍN PATINO, M.^a T y ARRIBAS MORENO, A.: Studia Geológica, I. Salamanca, 1970.
SCHMIDT - THOME, P.: Publicaciones extranjeras sobre geología de España (C.S.I.C.). Madrid, 1950.

(Recibido el 23-IV-71)

ESTUDIO PETROLOGICO DEL PLUTON DE BOAL

(Asturias, NW de España)

OFELIA SUÁREZ*

RESUMEN.—El plutón de Boal está emplazado en una serie pizarrosa atribuida al Llandeilo, donde desarrolla una aureola metamórfica cuya característica más notable es la presencia de quistolita de gran tamaño, dicha aureola se prolonga notablemente a distancias muy grandes del contacto según las estructuras de la zona.

De naturaleza ácida, está constituido por granodioritas y granitos cuya facies más común es de grano medio a grueso con megacristales. Son frecuentes los diques de pórfidos y más raros los de aplitas y pegmatitas.

Se discute su carácter y posición dentro del conjunto de rocas granitoideas hercínicas.

SUMMARY.—The Boal granite stock intrudes a pelitic sequence of probable Upper Ordovician age (Llandeilo) and develops a contact metamorphism area with distinctive enormous chistolite crystals that spreads far from the batholite contact according to the local structures. The granite is of acid character and made up of granodiorites and granites with megacrystals and from medium to coarse-grained. Porphyry dikes are abundant and there are some rare aplites and pegmatites.

The type and position of the Boal granite in the hercynian series is discussed here.

INTRODUCCION

El plutón de Boal aflora en la parte Oeste, zona central de la Hoja de Boal, número 26 del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000. Sobre él se haya asentado el pueblo del mismo nombre. Ocupa una superficie aproximada de 18 km.² y tiene una forma más o menos rectangular ligeramente alargada en la dirección N-S. Citado por Barrois (1882) dentro del Cámbrico es descrito por dicho autor como granito de dos micas (pudiendo ser la moscovita sólo de sericitización) con microclina y micropertita. Dice existen zonas más o menos básicas.

* Departamento de Petrología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Oviedo.

Lucas Mallada (1895) indica que es de forma elíptica con alargamiento de N a S y con 3 x 2 km. medios de dimensiones, según el citado autor de la masa granítica parten apéndices y otras manchas pequeñas hacia el NNE hasta llegar a la costa de Frejulfé, entre Andrés y Piñera. Creemos que estas prolongaciones son diques porfídicos que siguen esta dirección y que en algunos puntos en que han sido citados no existen quizá debido a que han sido explotados al límite, distingue dos variedades a) Porfídica y b) Pizarreña de grano fino. De la misma idea en cuanto a su prolongación hacia el mar son Adaro y Junquera G. (1916): "el macizo de Boal prolonga sus apófisis de aplita por Villacondide, Armental y Piñera casi hasta el mar, va alineado en sentido del plegamiento de las capas... plegamiento y granito son pues de la misma edad" y más adelante... "Hay que reconocer que el plegamiento, la fractura y la roca eruptiva que se intercaló son posteriores a la formación Silúrica. H. Sampelayo (1928) lo sitúa en su mapa emplazado en el Silúrico también. De Sitter (1949) dice que cerca de Boal existe un afloramiento interesante por la aureola metamórfica que origina siendo por tanto post-silúrico. Es Llopis Lladó (1961) el que hace un estudio bastante detallado de este plutón, así como de los yacimientos de Wolframio asociados, distingue cartográficamente dos tipos de granito: granodiorita y granito porfídico, la cual no nos parece totalmente exacta siendo en muchas zonas el tránsito entre el porfídico y el normal gradual y casi imposible de apreciar en distancias bastante marcadas. Capdevila (1969) estudia algunas muestras para su comparación con los de Galicia Nord-Oriental.

Este granito está emplazado dentro de un sinclinorio constituido por pizarras del Llandeilo (Llopis Lladó, 1961) a las que metamorfiza con bastante intensidad. En el borde SW termina un anticlinal constituido por cuarcita armoricana cuyo núcleo queda cortado bruscamente por el plutón.

La disposición general del afloramiento es ligeramente discordante con las estructuras de la zona, en general las corta con un ángulo de aproximadamente 25 - 30°, aunque en el borde Norte es mayor creemos que esto es debido a la existencia de falla.

Se distinguen dos tipos principales de granito: una facies de grano grueso, a veces con desarrollo de megacristales de feldespatos y otra facies de grano fino, a veces aplítica, existiendo como indicábamos antes un tránsito muy gradual entre ambas tanto en el tamaño de grano como en la existencia de megacristales, no siendo posible establecer unos límites precisos entre ambas.

Las Rocas Encajantes y el Metamorfismo de Contacto. El granito está emplazado en pizarras atribuidas al Llandeilo por diversos autores, Barrois (1882), Adaro (1916), Hernández Sampelayo (1922), Barrois cita fauna típica semejante a las de las pizarras de Angers. Llopis Lladó (1961) dice haber en-

contrado Calymene Tristani Brogn, lo cual confirma la atribución de estas capas al Llandeilo.

Parte de estas pizarras creemos corresponden a un tramo de Llandeilo Superior (Suárez V., comunicación personal). Son pizarras de gran variación en cuanto a color existiendo tramos muy oscuros, negroides, otros azulados-grisáceos, casi blanquecinos y debido a la existencia de limonita pueden ser rojizas. Las cuarcitas son típicamente armoricanas de colores blanquecinos y se hallan bastante recrystalizadas.

El Metamorfismo de contacto tiene un desarrollo bastante importante y se superpondría al regional de grado débil correspondiente a la zona de la clorita según R. Capdevila (1967, 1969).

En la zona N-N NE la aureola tiene escaso desarrollo, sobre todo si lo comparamos con el borde S-SW donde parece prolongarse enormemente. Se aprecian claramente los efectos de la intrusión por la aparición de cornubianitas en algunos puntos muy próximos al plutón, más abundantes son las pizarras nodulosas y mosqueadas en las que existen abundantes quiastolitas en algunos niveles.

Es de destacar la presencia de bandas ricas en Andalucita en las pizarras a distancias grandes del contacto formando una zona más o menos continua hasta el mismo granito. También aparecen estas quiastolitas en las pizarras que bordean las cuarcitas que constituyen el anticlinal de Sierra Cristalera y sin continuidad cartográfica con las que forman la zona propiamente de contacto en torno al plutón (figura 1). Creemos que la composición química fuese más propicia en determinados niveles, pero la temperatura necesaria sólo podría darse por uno de los mecanismos siguientes:

a) Por una intrusión que se continuase en una área muy amplia a escasa profundidad y con un techo muy irregular dada la topografía de la zona.

b) Por la existencia de un "pico térmico" en el metamorfismo regional, anterior o posterior al plegamiento anterior a la intrusión.

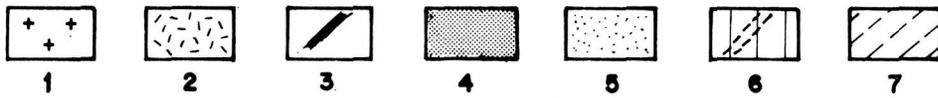
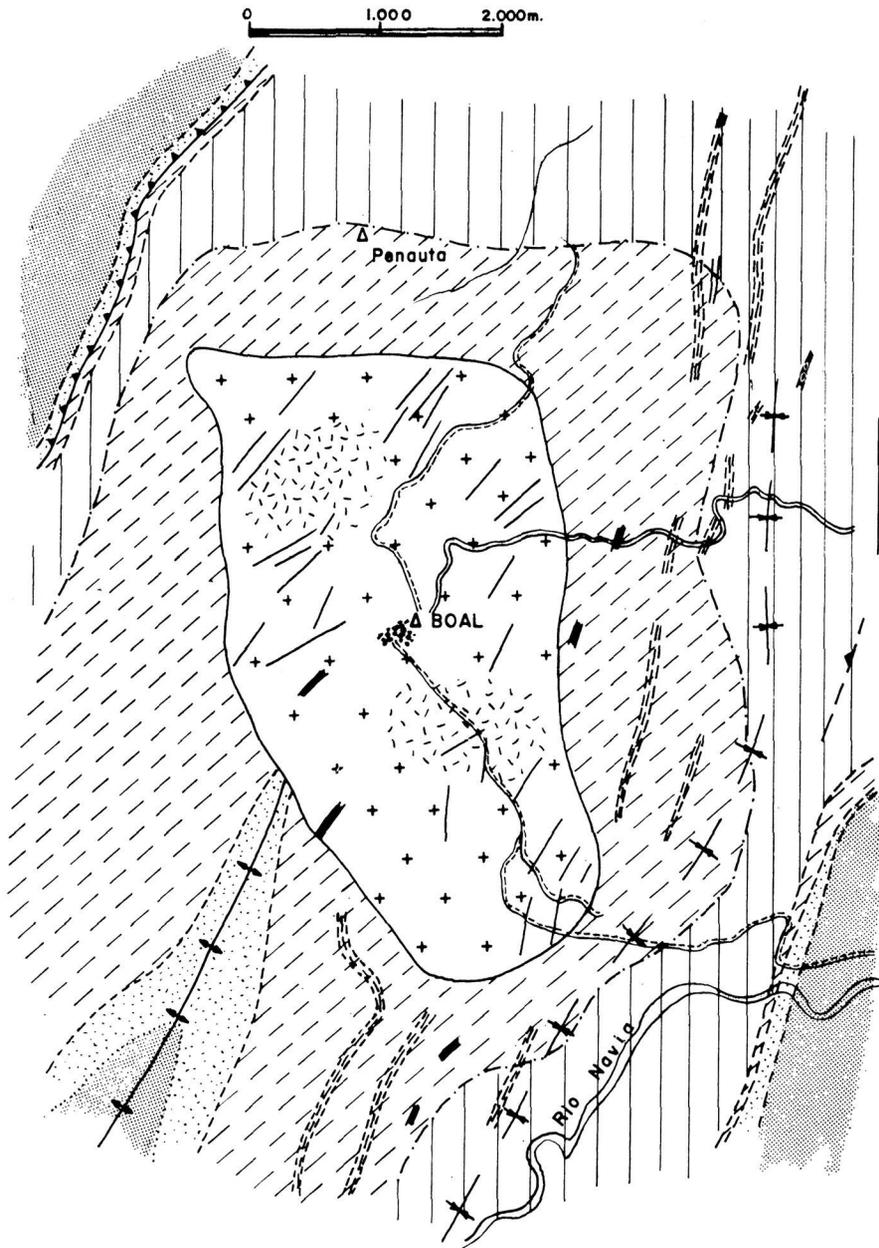
Nos inclinamos mejor por esta segunda hipótesis ya que además en el anticlinal de Cedemonio a 3 km. al SW del granito aparecen cuarcitas impuras con la asociación:

Cuarzo - Biotita - Clorita - Granate - Oxido de Fe

más propia de un metamorfismo regional. El mineral de hierro parece ser una forma de limonita, quizá siderita limonitizada, con texturas bandeadas coliformes y oolíticas (foto 1), este mismo mineral es frecuente también en las pizarras del Llandeilo asociado a niveles cuarcíticos.

En las proximidades de Villayón se han citado también asociaciones de granates sin ningún afloramiento granítico en las proximidades (Mulas, 1967).

El Pluton de BOAL



- | | |
|---|--|
| <p>1. Granito de grano grueso</p> <p>2. Granito de grano fino</p> <p>3. Diques de cuarzo</p> <p>4. Alternancia de cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos</p> | <p>5. Cuarcita armoricana (?)</p> <p>6. Pizarras del Llandeilo (y diques de pórfido)</p> <p>7. Zona de metamorfismo (andalucita)</p> |
|---|--|

FIG. 1

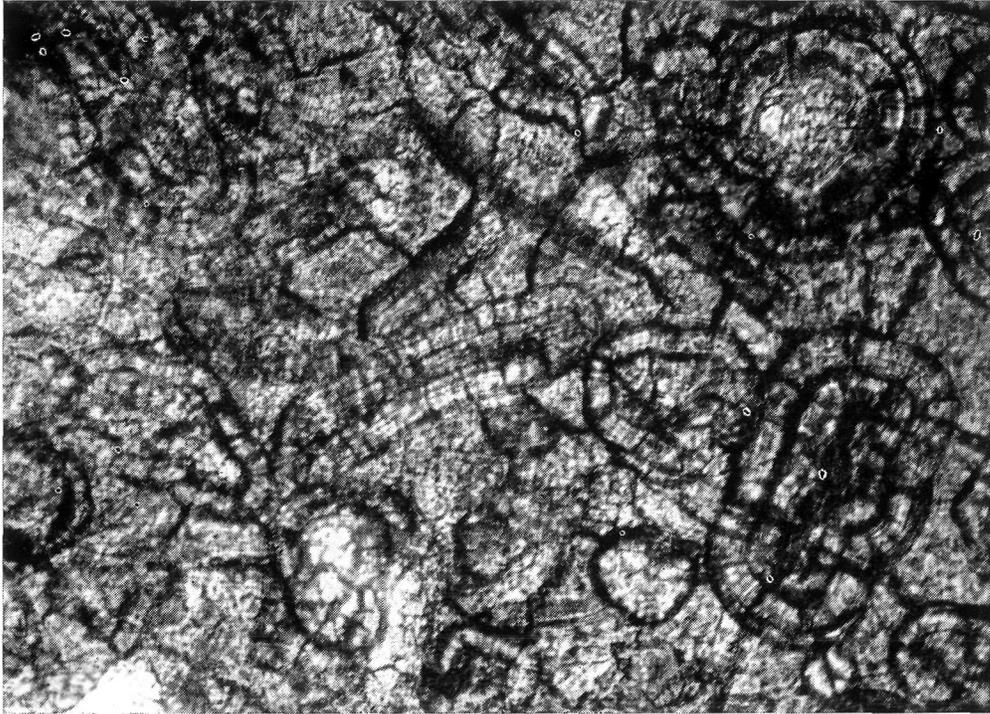


FOTO 1

Texturas oolíticas y coloformes de mineral de Fe en rocas cuarcíticas con granate y biotita de la zona de Boal. L.N. (X 240)

En la zona NW y enfrente de la apófisis que presenta el granito en esta parte, se encuentra al W del cabalgamiento de Rozadas una banda de dirección NW de anfibolitas-pizarras anfibolitas con mineralogía bastante variada:

- Anfibol - Epidota - Esfena - Pirita - (Microclina)
- Anfibol - Cuarzo - Clorita - Epidota - Esfena - (Plagioclasa)
- Anfibol - Moscovita - Plagioclasa - Epidota - Esfena - (Oxido Fe)
- Anfibol - Biotita - Cuarzo - Microclina - (Sericita) - (Turmalina)

El anfibol es de la serie Tremolita - Actinolita. Con los datos que tenemos por el momento no podemos precisar si se trata de ortoanfibolitas o paraanfibolitas.

Las rocas inmediatas al granito están caracterizadas por las asociaciones:

Cuarzo - Moscovita - Biotita - Clorita - Turmalina

Cuarzo - Moscovita - Clorita - (Cloritoide?)

Andalucita - Biotita - Sericita - Cuarzo

Andalucita - Biotita - Clorita - Cuarzo - (Cordierita)

pertenecientes a la facies de las Corneanas Hornblendicas, Winkler (1965).

Aunque afectados por algunas deformaciones los minerales de contacto son posteriores a la segunda deformación hercínica ya que cortan la crenulación que origina ésta.

Estructuras del afloramiento. En el plutón de Boal existe un diaclasado muy frecuente aunque enmascarado o borrado en muchas zonas debido a la tectonización que ha sufrido en parte; por ello no son abundantes los afloramientos donde se puedan realizar medidas de diaclasas.

Solamente en las zonas Norte y Este es donde encontramos buenos afloramientos. Cerca de las minas de Penouta existen diaclasas que parecen de bóveda (sistema L. de Cloos) con dirección N-40 - 45° y buzamientos de 10 - 20° al SE y que en otras zonas se hacen mucho más horizontales. Este sistema no aparece en la parte Occidental, hecho ya señalado por N. Llopis (1961) lo que parece indicar que la bóveda del plutón estaría por debajo del pico de Penouta y que el flanco SW de dicha bóveda faltaría debido a la erosión que originó el valle de Boal, lo cual parece confirmarse también por la distribución de los yacimientos de scheelita como indica el autor citado anteriormente.

Otro sistema importante de diaclasas es de dirección N-35 - 65° y buzamientos de 75° NW a prácticamente verticales. En gran parte estas fracturas están rellenas por filones de cuarzo de poca potencia (algunos cm. como máximo). Aunque esta dirección es la dominante para los filones de cuarzo existen otros con potencias de 3 a 5 m. en otras direcciones N-90° y N-40-50° y buzamientos 70-80° NW que cortan por completo la masa plutónica y a veces también las rocas encajantes. Están constituidos por cuarzo lechoso y con cristales transparentes de diferente tamaño y que alcanza muy frecuentemente de 10 a 20 cm. (hasta 1 m. han sido citados por Llopis). Las salvasdas suelen ser aplíticas o pegmatíticas y aparecen muy alteradas.

Son muy frecuentes también los diques de pórfidos con dirección N-15 a 45° aunque existen otros con diferentes direcciones mucho más raros. Están localizados sobre todo en las zonas próximas a la cobertera continuándose en las rocas encajantes o afectando sólo a éstas. Son de potencia variables de 1 a 4 m., se hallan bastante alterados y son de colores rosado o rojizos.

Los diques de aplitas y pegmatitas son muy raros y de escasa potencia y siempre de grano fino.

PETROGRAFIA

Cartográficamente se han establecido dos facies diferentes, una de grano grueso o medio que corresponde a la mayoría del plutón y otra de grano fino y aspecto aplítico con afloramientos más restringidos. El límite entre ambas no es claro con tipos de carácter intermedio. En algunas zonas existen megacristales de feldespato K que se desarrollan preferentemente en el

granito de grano grueso y medio, más escasos y de menor tamaño aparecen también en la facies aplítica. Existen frecuentes diques de pórfidos, microgranitos y granófidios.

Distinguimos pues tres grupos:

- Facies de grano grueso a medio o facies común
- Facies de grano fino y aplitas
- Diques de pórfidos graníticos y microgranitos.

Se trata tanto de granodioritas como granitos normales según la clasificación de A. L. Streckeissen (1967). La proyección de los análisis modales de varias muestras en el triángulo Cuarzo-Feldespatos Alcalinos-Plagioclasas se distribuye por igual en los campos 3 b y 4 de la citada clasificación (Fig. 2).

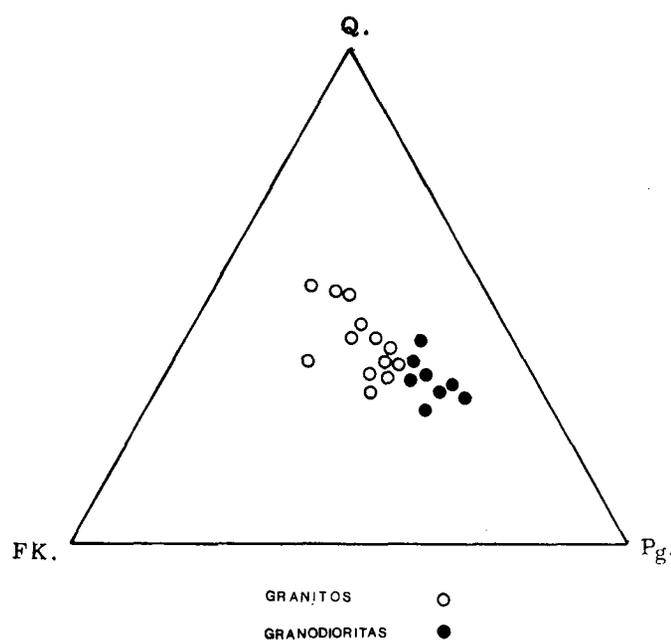


FIG. 2

Representación de los análisis modales, en el triángulo: Cuarzo—Feldespato K.—Plagioclasas

Los granitos corresponden en general a las muestras con megacristales, por el contrario cuando faltan éstos predominan netamente las plagioclasas y tenemos granodioritas.

Minerales	NUMERO DE MUESTRA											Media
	B-1	B-2	A-38	A-39	A-214	214-B	214-C	A-238	A-239	A-330	A-331	
Cuarzo	46,8	23,3	35,1	26,9	47,3	34,2	40,7	37,3	20,1	37,8	31,8	34,6
Feldespato K.....	22,7	21,2	20,9	27,8	24,1	36,9	30,5	16,5	37,4	23,0	27,2	26,2
Plagioclasa	22,8	46,9	34,9	33,6	19,9	21,2	20,6	38,4	36,7	32,3	35,1	30,9
Biotita	4,8	7,5	6,1	7,0	4,1	3,6	3,8	2,7	3,6	4,3	4,3	4,7
Moscovita	3,4	0,9	2,2	4,7	4,5	4,1	4,4	5,1	2,0	3,6	1,6	3,3
Calcita	1,3	0,1	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2
Circón, Apatito	0,2	—	0,1	—	0,1	—	—	—	0,2	—	—	0,1

Facies común: grano grueso a medio.

Minerales	NUMERO DE MUESTRA							Media
	A-37	B-35	A-40	A-41	A-215	A-216	A-217	
Cuarzo	28,6	30,1	27,3	40,2	36,2	31,1	31,8	33,3
Feldespato K.....	13,8	14,3	13,3	22,3	17,7	23,8	23,4	20,1
Plagioclasa	49,4	46,9	46,6	28,9	40,6	35,8	36,4	37,7
Biotita	6,5	7,5	8,8	2,5	3,5	7,7	6,9	5,8
Moscovita	1,7	1,0	4,1	6,1	1,9	1,5	1,5	3,0
Calcita	—	—	—	—	—	—	—	—
Circón, Apatito	—	0,2	0,1	—	0,1	0,1	—	0,1

Facies grano fino y aplitas: A-40, A-41, A-215, A-216, A-217.

Microgranitos biotíticos: A-37, B-35.

CUADRO I

Análisis modales de las rocas graníticas de Boal

1) FACIES DE GRANO GRUESO A MEDIO

De color blanco grisáceo es abundante en cuarzo en formas irregulares. Los feldespatos son en general subhedrales y de tamaños medios 0,3 a 0,6 m. salvo cuando existen también megacrystalos que alcanzan hasta 3 ó 4 cm. de longitud por 1,5 de anchura. En los primeros es frecuente observar en cortes frescos núcleos alterados de color rojizo. Contienen biotita y moscovita, a simple vista esta es escasa y la biotita varía mucho de unas zonas a otras, tanto en cantidad como en tamaño.

Microscópicamente la textura es hipidiomórfica granular y en algunas partes muestra señales de tectonización aunque no fuerte.

Cuarzo.—En cristales anahedrales agrupados en formas irregulares. Extinción ondulante poco marcada salvo en los casos de muestras que han sufrido tectonización en que la presentan bastante fuerte junto a una recristalización grande. Incluye micas, circón, apatito y otros.

Plagioclasas.—Cristales subhedrales o de tendencia euhedral. Frecuentemente zonadas muy finamente y algunas veces con corrosión entre zonas. En otros casos zonado sencillo, núcleo más básico (40 % An) y con abundantes inclusiones de cuarzo y biotita (figura 3) y zona externa bastante más ácida (25 % An) no alterada. Maclas más frecuentes de Albita N., Albita-Carlsbad y Albita-Ala. El contenido en anortita varía normalmente de un 33 a un 40 % An. Inclusiones frecuentes de micas: biotita y moscovita (ésta parece secundaria y orientada según direcciones de exfoliación), microclina, algo de cuarzo, circón y apatito. Alteración sericítica de tipo zonal. Cuando aparece incluida en microclina presenta bordes de decalcificación o corrosión y mirmequitas de gran desarrollo longitudinal también en contacto con el feldespato K. Resorción por cuarzo. Sinneusis de varios individuos. A veces se observan dos generaciones (figura 4), una de cristales pequeños y de hábito rectangular que aparecen incluidas en otros mucho mayores.

Feldespato K.—Se trata de microclina con el típico maclado que la caracteriza, bien fino y regular o más difuso que sólo se hace visible en algunas zonas del cristal. Se presenta o en megacrystalos o en láminas anahedrales sin otras diferencias marcadas que las del diferente tamaño. Los megacrystalos incluyen frecuentes cuarzos, plagioclasas siempre de tamaño fino, a veces muy orientadas según direcciones principales del cristal y micas.

En general son abundantes las pertitas de exolución en forma de finos filoncillos muy largos y a veces en formas irregulares de mayor desarrollo en las que se aprecian maclas tipo Albita.

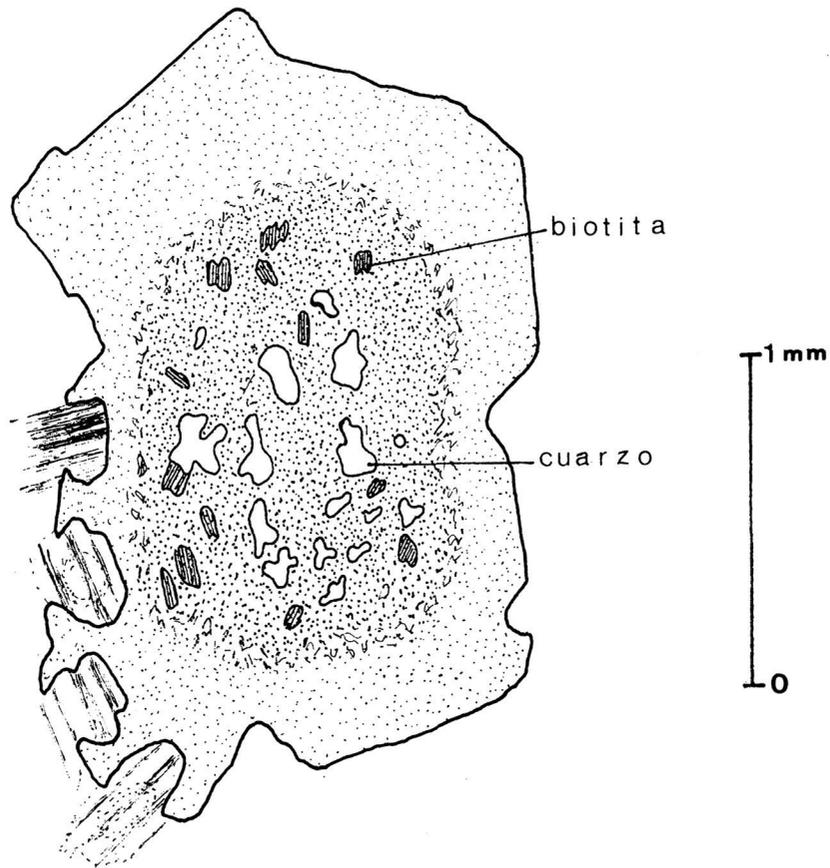


FIG. 3

Plagioclase incluyendo cuarzo y biotita en el núcleo de naturaleza más básica y más alterado que el resto. A su vez está corroída por otras de menor tamaño

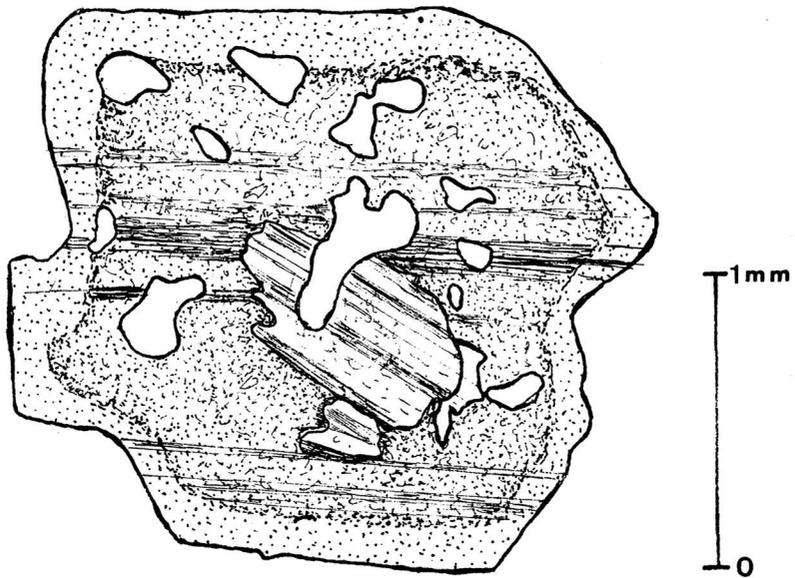


FIG. 4

Plagioclase de primera generación incluida en otra de la cristalización principal. Resorción por cuarzo

Biotita. Pleocroísmo de castaño claro o amarillento ($N\alpha$) a castaño más intenso de tintes rojizos ($N\gamma$). En láminas alargadas o basales muchas veces en amas (figura 5), incluyen circón, apatito y esfena. Halos muy frecuentes.

En parte está transformada a clorita verde asociada a rutilo con disposición sagenítica. Es muy frecuente también que láminas cloritizadas incluyan esfena de formas muy irregulares (figura 6), a veces en forma de lentejones en líneas de exfoliación; parecen ser secundarias originadas en la transformación biotita-clorita o bien actuaron de catalizador de dicha alteración, ya que no se encuentra el citado mineral en las biotitas no alteradas.

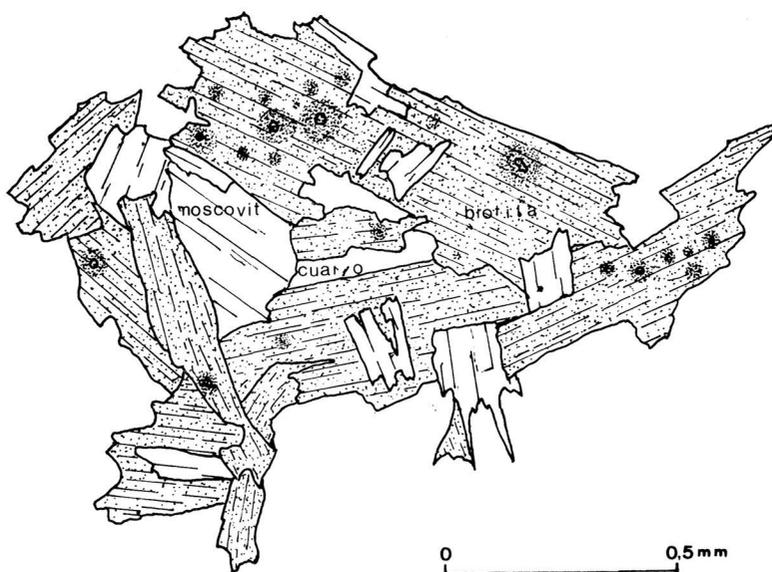


FIG. 5

Láminas de biotita asociadas englobando a su vez moscovita. Las inclusiones de circón son de tamaño muy fino

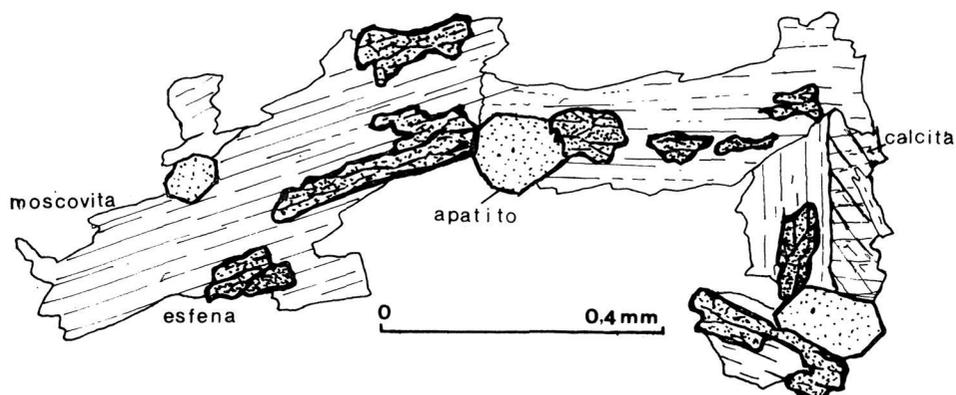


FIG. 6

Láminas de biotita, en parte cloritizadas que engloban abundante esfena. Hay además apatito y calcita

Moscovita.—Más escasa que la biotita es posterior a ella incluyéndola o apareciendo sobre sus bordes en forma de láminas alargadas generalmente inferiores a las de biotita. En casos más aislados aparece claramente incluida en la Biotita pudiendo ser en parte anterior a ella (figura 7). En contacto con cuarzo o feldespato presenta bordes simpletícticos. Inclusiones raras.

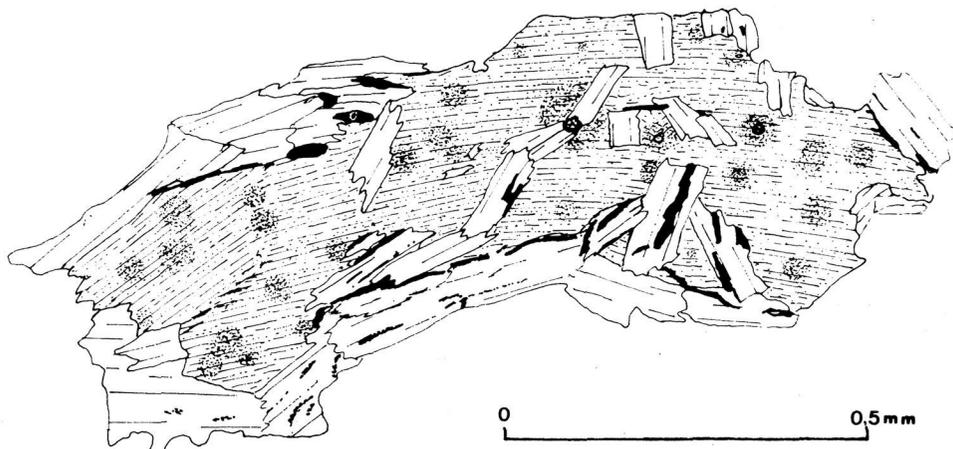


FIG. 7.

*Lámina de biotita ligeramente deformada y que incluye moscovita.
Son frecuentes los óxidos de Fe*

Accesorios.—El circón y apatito son los más frecuentes; el primero muy idiomórfico en formas bipiramidadas es de tamaño fino. El segundo es de mayor tamaño y también tiene carácter idiomórfico o subidiomórfico. En menor cantidad se encuentra turmalina, en cristales prismáticos, subidiomórfica de color verdoso algo azulado y topacio bastante raro. En formas cuadrangulares con exfoliación no muy perfecta hemos encontrado un mineral incoloro muy brillante y que presenta las características ópticas del Berilo,

2) GRANITO DE GRANO FINO

De color blanco o casi, es mucho más claro que el de grano grueso. A parte de las micas que destacan por su color o brillo diferente, existen cuarzos de formas redondeadas y feldespatos mayores de hasta 1 cm. en escasa proporción. Está bastante alterado en general.

La textura es hipidiomórfica granular algunas veces con tendencia más alotriomórfica y porfídica. En algunas zonas presenta carácter ligeramente cataclástico.

Cuarzo.—En cristales anahedrales reunidos en formas redondeadas o en granos más pequeños con carácter intersticial. Extinción ondulante muy va-

riable y en algunas muestras frecuentes fenómenos de recristalización y soldadura. Inclusiones frecuentes de micas apatitos muy finos, escasas plagioclasas y circón y granate.

Plagioclasas.—Cristales subhedrales. Sin zonado o muy débil y con escaso número de zonas. Maclas más frecuentes de Albita y Albita-Carlsbad, a veces muy difusa. El contenido en anortita varía de 24 a 36 %. Inclusiones frecuentes de biotita y moscovita y calcita secundarias. En general están bastante alteradas observándose dos tipos diferentes:

a) Decalcificación de las plagioclasas con formación de abundante calcita que aparece tanto incluida en las plagioclasas junto a la sericita como segregada fuera y cristalizada intersticialmente.

b) La plagioclasa aparece con abundantes grietas y zonas rellenas de un agregado isótropo incoloro o ligeramente amarillo o violeta (foto 2). A veces esta masa rellena toda la parte central y se prolonga fuera del núcleo en forma de un entrecruzamiento; en otros casos estas grietas tienen una disposición circular saliendo de un núcleo común varias ramas de la citada masa isótropa cuya naturaleza no se ha podido determinar. En contacto con Feldespato K se forman frecuentes mirmequitas, incluidas en cuarzo y Feldespato K.



Foto 2

Alteración en plagioclasas. L.N. (X 104)

Feldespato K.—Se trata de microclina con maclado unas veces perfecto y en otros casos bastante difuso. Sin alcanzar los tamaños de la facies anterior a veces existen cristales de tendencia idiomórfica mayores que el resto de los constituyentes y que los incluyen. Cuando es de menor tamaño es anahedral. Pertitas escasas y muy finas en forma de filoncillos.

Biotita.—En láminas de tamaño fino. Pleocroísmo marcado de amarillo anaranjado (N_{α}) a castaño rojizo muy intenso (N_{γ}). Abundantes inclusiones de circón con halos pleocroicos muy desarrollados, apatito y rutilo con textura sagenítica y granate. A veces está alterada a pennina en bordes o según trazas de exfoliación.

Moscovita.—Bastante más escasa que la biotita se encuentra frecuentemente sobre ella en forma de láminas de menor tamaño. También aparece incluida en feldespatos y en gran parte debe formarse a sus expensas. Bordes simpletícticos entre ambos minerales.

Accesorios: *Granate* en cristales subidiomórficos y de pequeño tamaño incluidos en diferentes minerales. Fracturas no escasas y sin alteración de ningún tipo.

Circón.—De tamaño variado generalmente es idiomórfico y bipiramidado. A veces tiene carácter zonal marcado (figura 8).

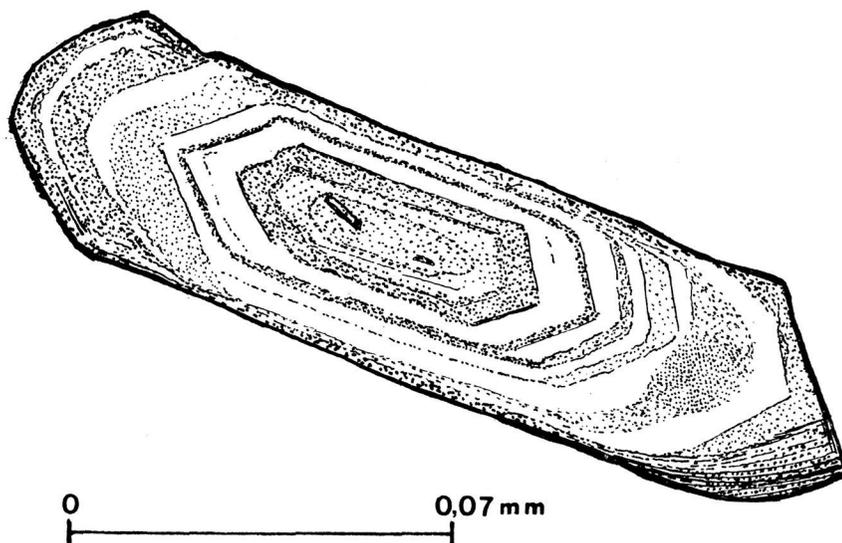


FIG. 8

Turmalina.—Anahedral de color verde pardo. Incluye circón.

Topacio.—En cristales grandes asociados a moscovita.

Esfena.—Incluida en pennina es de forma muy irregular.

Epidota.—En escasos cristales subidiomorfos incluida en biotita o en granos finos formada por alteración de plagioclasas.

Calcita.—Frecuente incluida en plagioclasas que aparecen también finamente sericitizadas o bien cristalizada independientemente fuera de ellas.

3) PÓRFIDOS GRANÍTICOS Y MICROGRANITOS

Se encuentran dentro de la masa plutónica en forma de diques. Los pórfidos tienen una composición mineralógica semejante al granito con fenocristales de cuarzo, plagioclasas, microclina y micas y pasta de tipo felsítico. Se encuentran también granates con carácter accesorio bastante escasos. En otros casos el carácter porfídico no es tan marcado y la "pasta" es una verdadera aplita por lo que en gran parte estos diques pueden considerarse como aplitas de textura porfídica. Son por otra parte más ricos en accesorios como turmalina, circón, granate, apatito y topacio.

Los microgranitos destacan por su riqueza en biotita, son de color muy grisáceo y grano fino. Al microscopio no presentan diferencias notables, salvo en el tamaño de grano y en las micas que están en forma de láminas muy finas y largas y repartidas muy homogéneamente. La turmalina es parda.

SECUENCIA PARAGENÉTICA

A partir del estudio microscópico y teniendo en cuenta las relaciones existentes entre los distintos minerales se ha podido reconstruir, de una manera general para granitos y granodioritas, el orden de cristalización siguiente:

Estadio magmático.—Es el que tiene mayor importancia en la formación de la roca, pues a él pertenecen todos los minerales esenciales. Existe un cierto solapamiento en los períodos de cristalización de las diferentes fases minerales.

Los primeros en cristalizar son los accesorios: circón, óxidos de hierro y apatito, el circón aparece incluido en el apatito que alcanza un mayor desarrollo coincidiendo con una velocidad en enfriamiento más lenta. Cuando ya cristaliza la biotita todos ellos aparecen incluidos en la biotita lo mismo que algo de moscovita y cuarzo por lo que creemos que estos dos minerales se salen del esquema general, y han podido cristalizar, aunque en pequeña cantidad, en esta fase primera.

La cristalización de las plagioclasas coincide en parte con la de la biotita que se encuentra incluida en laminillas muy finas en los núcleos de aquéllas, mientras que en bordes aparece en láminas mayores, pero su mayor importancia la adquiere cuando la formación de biotita está llegando a su fin.

En algunos casos se han observado dos períodos con cierta discontinuidad entre ambos y que como hemos indicado en la descripción petrográfica se manifiesta por la existencia de plagioclasas más básicas incluidas en otras de mayor tamaño. Los límites entre ambos son netos y no se trata de un simple zonado.

La cristalización del feldespato K es posterior a la de las plagioclasas, aunque pudo existir con menor desarrollo simultáneamente; la microclina incluye y corroe plagioclasas de gran tamaño semejantes a las que se encuentran fuera. Muchas veces tiene un marcado carácter intersticial incluyendo a todos los minerales anteriores y también al cuarzo aunque en menor cantidad, apareciendo sobre todo en los megacristales solamente en la zona de borde, es decir, que la cristalización del cuarzo está solapada con la del feldespato potásico y prácticamente es el fin del estadio magmático.

Estadio post-magmático.—Se caracteriza por la aparición de la moscovita en grandes láminas, es simultánea al último cuarzo. En parte puede proceder de los feldespatos, en la figura 9 se observa una correlación negativa entre las sumas de cuarzo + moscovita y feldespato potásico + plagioclasas, tal como observó J. Lameyre (1966) en leucogranitos del Macizo Central Francés. Pero creemos también que la moscovita debe sustituir en parte a la

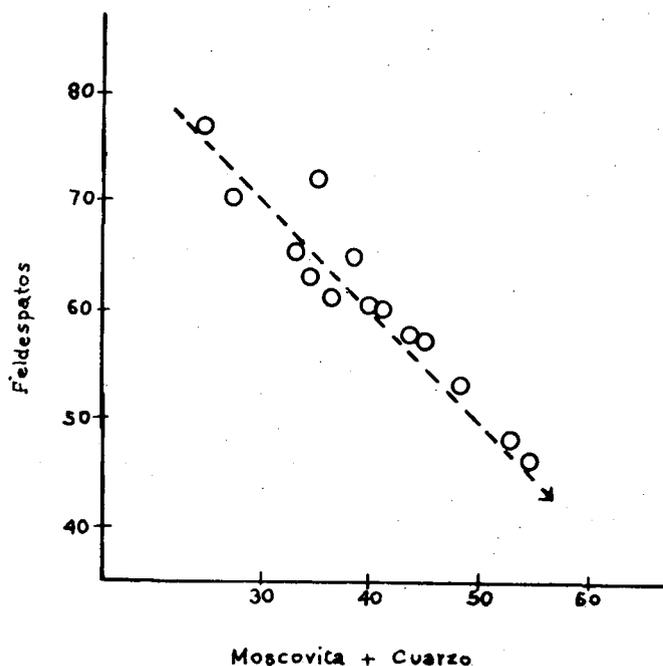


FIG. 9

Correlación negativa existente entre los feldespatos y la suma moscovita + cuarzo en Boal

biotita, como indicamos en la descripción petrográfica. La asociación de las dos micas con óxidos de Fe que frecuentemente aparecen como segregados en las moscovitas apoyan este origen.

La turmalina y el topacio se forma también en esta fase postmagnética, al mismo tiempo tiene lugar posiblemente una mirmequitación de las plagioclasas y la pertitización de los feldespatos. Las plagioclasas sufren en este estadio una cierta acidificación formándose en esta transformación calcita y epidota-zoisita. Por último las biotitas se cloritizan formándose rutilo, esfena, óxidos de hierro o feldespato K secundarios y por último tiene lugar la sericitización de los feldespatos.

En resumen podemos esquematizar el orden de recristalización general de las rocas graníticas de Boal como sigue:

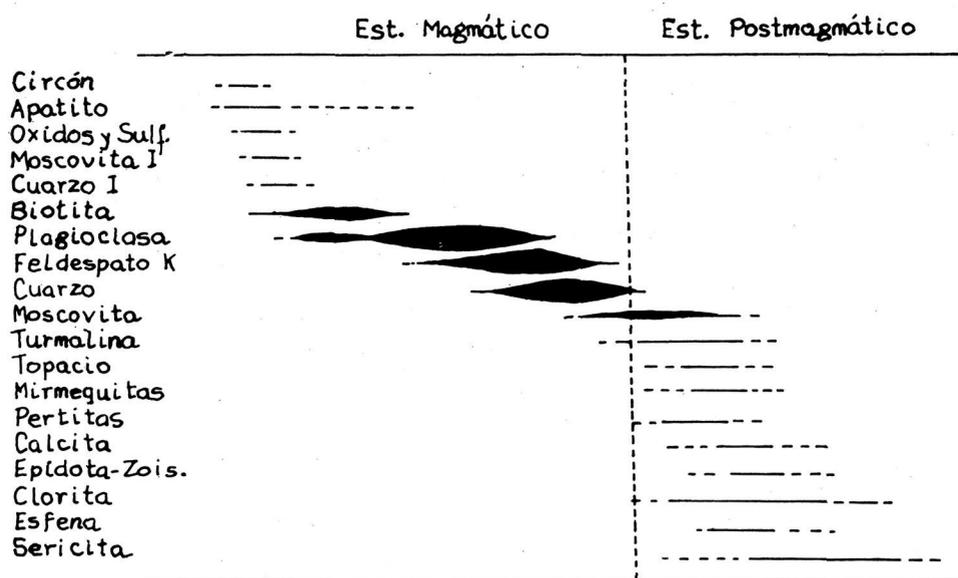


FIG. 10

Secuencia paragenética de las rocas graníticas de Boal

DATOS QUÍMICOS

Disponemos de siete análisis de algunos elementos mayores y menores, cuatro de las facies de grano grueso, dos del granito de grano fino y uno de microgranitos biotíticos (Cuadro 2).

Elementos	NUMERO DE MUESTRA						
	B-1	B-4	B-5	B-6	B-7	B-8	B-9
SiO ₃	62,50	62,80	63,00	60,80	70,60	64,00	59,00
Fe ₂ O ₃	2,00	1,50	1,50	2,70	2,50	2,20	1,70
MgO	0,36	0,33	0,36	0,51	0,66	0,60	0,63
K ₂ O	5,21	4,91	5,39	4,31	3,89	4,67	3,65
Na ₂ O	4,00	3,90	3,50	3,60	1,40	2,30	3,10
CaO	1,90	2,40	1,90	3,50	2,30	2,80	4,20
TiO ₂	0,20	0,15	0,10	0,20	0,20	0,20	0,20
Zn p.p. m.	30	30	2	37	40	110	70
Sn p.p. m.	10	3	—	—	28	180	75
Ba p.p. m.	220	210	240	430	770	3.000	1.650

Facies de grano grueso con megacristales: B-1, B-4, B-5 y B-6.

Facies aplítica: B-7 y B-8.

Microgranito biotítico: B-9.

CUADRO 2

En general estas rocas se caracterizan por un alto contenido en calcio (más del 2 % de CaO, incluso en algunas muestras es superior al 4 %). El hierro aunque no tanto es bastante elevado mientras que el Magnesio es relativamente bajo. El K₂O predomina netamente sobre Na₂O, observándose una variación simultánea entre estos dos óxidos (figura 11).

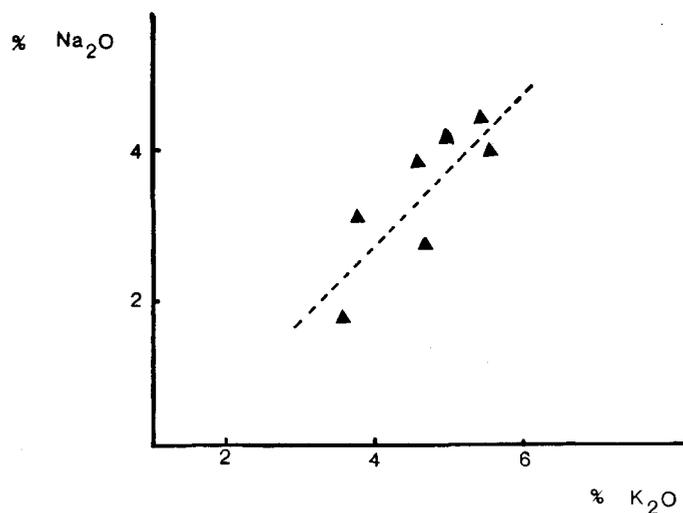


FIG. 11

Variación de los álcalis en las rocas graníticas de Boal

Construidos los diagramas de Peacock y Nockolds y Allen, el primero no mostró ninguna variación significativa mientras que en el segundo (figura 12) se observa una cierta evolución; aunque sin una diferenciación marcada la tendencia de las curvas Fe total - (K+Na) - Mg y K - Na - Ca parece más propia de una serie calcolacalina.

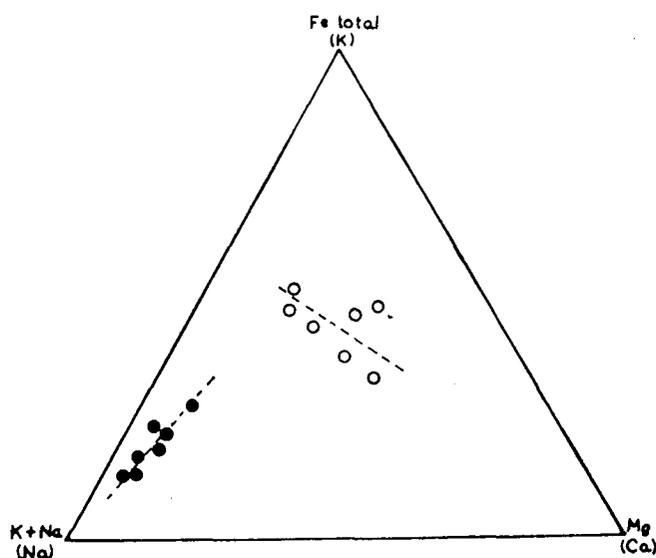


FIG. 12

Diagrama de Nockolds y Allen para los granitos y granodioritas de Boal

En cuanto a los elementos menores destaca el alto contenido en Ba alcanzando en las facies aplíticas y microgranitos valores de 700, 1.650 y 300 p.p. m. frente a 200 - 300 p.p. m. en las facies normales. El estaño también es más abundante en las facies de diferenciación lo cual no es nada raro pues es frecuente la casiterita.

CONSIDERACIONES PETROGENÉTICAS Y CONCLUSIONES

Al analizar las características mineralógicas y químicas de las rocas estudiadas y compararlas con el resto de granitos y granodioritas de la zona occidental Astur-Leonesa (O. Suárez, 1970) y de Galicia Nord-Oriental (R. Capdevila, 1969) quedan patentes una serie de diferencias con los grupos establecidos por el autor citado en último lugar. En efecto según dicho autor el granito de Boal forma parte de los granitos porfiroides intrusivos (G_3) cuyo origen está en la anatexia de zonas siálicas profundas y cuyo emplazamiento sería posterior a la segunda fase hercínica.

Los granitos de este tipo en Galicia Nord-Oriental se caracterizan por una relación Feldes K / Plagioclasa > 1 , por el predominio de moscovita sobre

biotita, presencia de silicatos alumínicos y químicamente por un contenido en CaO inferior o aproximadamente igual al 1 %. Estas mismas características se dan también en granitos de Asturias y León, como en los de Ponferrada, Ancares y Campo de Agua (O. Suárez, 1970) pero no en Boal donde en general las plagioclasas, bastante básicas (hasta un 40 % de an en los núcleos), predominan netamente sobre el feldespato K exceptuando algunas facies con un mayor desarrollo de megacristales, en donde la moscovita puede estar en una proporción similar o ligeramente superior a la biotita; más frecuentemente ocurre lo contrario siendo la biotita la mica dominante. No se han encontrado tampoco silicatos alumínicos y el calcio es tan abundante como en la serie calcoalcalina.

Ahora bien, a pesar de las diferencias tan marcadas no presentan por otra parte caracteres específicos de los otros grupos lo que junto con las condiciones especiales que se dan en su marco geológico creemos que se deben considerar pertenecientes al grupo G₃ indicado más arriba. En efecto el plutón de Boal se halla emplazado siguiendo un mismo arco general dentro de las estructuras hercínicas que los granitos de Ponferrada, Campo de Agua y Ancares. Asociada a dicho arco tenemos la presencia bastante frecuente de andalucita que en principio podríamos pensar fuese de metamorfismo de contacto con una migración notable según las estructuras, aunque la distancia a que aparece lejos del contacto nos parece excesiva, pero tenemos que en la zona de los Oscos aparece también la misma andalucita sin relación visible con ningún tipo de roca plutónica. Dicha parte de Los Oscos corresponden a la zona media del arco que describen los granitos citados, lo que nos hace pensar en la existencia de una elevación térmica en toda esta banda en la que afloran los granitos anteriormente considerados.

La asociación pues de granitos con una banda de gradiente térmico más elevado nos hace admitir sin lugar a dudas un origen anatético debido precisamente al aumento de temperatura. En los otros granitos aparecen minerales, índice de anatexia que faltan en el de Boal de carácter bastante más básico. Para explicar estas diferencias podemos suponer que la fusión tuvo lugar a una profundidad algo mayor a temperaturas también más elevadas de modo que no quedan minerales relictos.

BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. y JUNQUERA, G.: (1916) *Criadores de hierro en Asturias*. Memorias del Instit. Geol. de España. Tomo II.
- BARROIS, Ch.: (1882) *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et la Galicie*. Mem. Soc. Geol. du Nord, t. 2, n.º 1. Lille.

- CAPDEVILA, R.: (1967) *Extension du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, León)*. C. R. Som. Soc. Géol. Fr., 7, 277-279.
- (1969) *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale (N W de l'Espagne)*. These. Univ. Montpellier.
- CLOOS, H.: (1937) *The application of recent structural methods in the interpretation of the crystalline rocks of Maryland*. Maryland Geol. Survey, vol. 13.
- LAMEYRE, J.: (1966) *Leucogranites et muscovitisation des granites du Massif Central français*. Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand, 28, 264 p.
- LLOPIS LLADO, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.: (1961) *Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias*. Brev. Geol. Ast. V, núms. 3-4, pp. 53-73.
- MALLADA, L.: (1895) *Explication del mapa geologico de España*. T. I. Mem. Com. Mapa Geol. de España.
- NOCKLDS, S. R. y ALLEN, R.: (1952) *The geochemistry of some igneous series*. Geochim. Cosmoch. Acta, 4, 105-142.
- PEACOCK, M. A.: (1931) *Classification of igneous rocks series*. J. Geol., 39, 54-67.
- SAMPELAYO, P.: (1828) *Criaderos de Hierros de España*. T. IV (*Hierros de Galicia*). Mem. Inst. Geol. y Min. de España.
- SITTER, L. U. DE: (1949) *The development of the Palaeozoic in the Northwest Spain*. Geol. Mijnb., t. 11, 11.
- SUÁREZ, O.: (1970) *Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental Astur-Leonesa (N W de España)*. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca.
- STREGKEISEN, A. L.: (1967) *Classification and Nomenclature of Igneous Rocks*. N. Jb. Miner. Abh. 107. 2 und 3, 144-240.
- WINKLER, H. G. F.: (1965) *Perogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlog.

(Recibido el 27-IV-71)

ESTUDIO MINERALOGICO DE LA VARISCITA DE PALAZUELO DE LAS CUEVAS, ZAMORA (ESPAÑA)

A. ARRIBAS*
E. GALÁN**
J. M. MARTÍN-POZAS**
J. NICOLAU*
P. SALVADOR***

RESUMEN.—Se describen en este trabajo las condiciones de yacimiento de los afloramientos de variscita que se extienden por el Oeste de la provincia de Zamora, entre Pobladura de Aliste y Carbajales de Alba. En él se incluyen los resultados obtenidos en el estudio mineralógico —propiedades físicas, ópticas, rayos X, análisis químico, termogravimétrico y térmico diferencial— y se discuten las condiciones de formación y las posibilidades gemológicas de los primeros yacimientos de variscita encontrados en España.

SUMMARY.—Deposits of variscite, the first of their kind to be found in Spain, crop out in the western part of Zamora province, between Pobladura de Aliste and Carbajales de Alba. This paper describes the geological features of the deposits and the results of a mineralogical study of the variscite: physical and optical properties, X-ray, chemical analysis, G.T.A. and D.T.A. An opinion about the genesis and gemmological possibilities is given.

INTRODUCCION

La variscita, fosfato alumínico natural de composición $\text{PO}_4\text{Al} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, deriva su nombre de Variscia, antigua denominación del distrito alemán de Vogtland en donde el mineral fue reconocido por primera vez (BREITHAUPT, 1837).

Aparte los depósitos originales de Messbach (Vogtland) en donde la variscita se presenta en forma de nódulos criptocristalinos asociados a pizarras alumínicas, existen yacimientos de este mineral en otras localidades. Entre ellas, destacan en Europa los yacimientos de Brandberg (Austria), en los que la variscita, junto con halloisita, se encuentran en pizarras ricas en

* Dept. Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Salamanca.

** Dept. Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Madrid.

*** Sec. Miner. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C. Madrid.

hierro. En EE.UU. existen importantes yacimientos de variscita en Utah (Fairfield, Lucin, Lewiston y Mercur). Variedades de variscitas ricas en hierro han sido encontradas en Isla Redonda (Antillas) y Geveri Hills (Tanganica).

En España, hay referencias de haberse encontrado variscita en Encantada (Pontevedra) (MARTÍNEZ STRONG et al., 1952), pero su identificación no ha sido confirmada.

Según LARSEN (1942), la variscita se forma en yacimientos supergénicos como consecuencia de la acción de aguas fosfatadas sobre rocas ricas en aluminio. La fuente de los iones fosfato puede ser de muy variada naturaleza, desde materia orgánica hasta lechos de fosforitas meteorizadas en superficie, como es el caso de los yacimientos de Fairfield.

SHALLER (1916) sugirió que el $\text{PO}_4\text{Al} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ podía presentarse también en la naturaleza bajo una variedad polimórfica de la variscita a la que llamó metavariscita. Posteriormente, STRUNZ y VON SZTOKAY (1939) y McCONNELL (1940) confirmaron dicha hipótesis mediante difracción de rayos X, poniendo de manifiesto la existencia de dos series isomórficas de diferente simetría en las que el $\text{PO}_4\text{Al} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ y el $\text{PO}_4\text{Fe} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ constituyen los términos extremos. Una es la serie ortorrómbica "variscita-strengita" y otra la serie monoclinica "metavariscita-metastrengita".

El estudio roentgenográfico de los fosfatos de Isla Redonda (Antillas) y Geveri Hills (Tanganica) realizado por MCKIE (1958) parece demostrar que los materiales de ambas localidades, aún respondiendo a la misma composición química que la variscita y metavariscita, poseen características estructurales que los diferencian de las muestras originales.

ČECH y SLÁNSKÝ (1965, 1968), tras realizar un estudio por difracción de rayos X, A. T. D. y A. T. G. de 26 muestras procedentes de diversos yacimientos, concluyen que las muestras estudiadas pueden agruparse en tres grupos diferentes. Un primer grupo, constituido por siete de los ejemplares estudiados, incluye las muestras nodulosas procedentes de Lucin (Utah), a la que denominan variscita tipo "Lucin"; un segundo grupo, que comprende muy pocas muestras, posee las características reconocidas para la metavariscita; y un tercer grupo, en el que se agrupan la mayoría de las muestras, incluye los ejemplares de Isla Redonda —la variedad llamada redondita— y algunos de la localidad original, por lo que le denominan tipo "Messbach".

En el presente trabajo se realiza un estudio mineralógico por medios ópticos, difracción de rayos X, ATD y ATG, y microsonda electrónica de la variscita procedente de un yacimiento situado entre Palazuelo de las Cuevas y San Vicente de la Cabeza, en la provincia de Zamora (España), y del que hicieron una descripción geológica previa ARRIBAS, BURG y NICOLAU (1970).

DESCRIPCION DEL YACIMIENTO

Los afloramientos de variscita localizados hasta ahora en la provincia de Zamora se extienden en dirección SE a lo largo de casi 30 km. (figura 1), desde Pobladura de Aliste hasta la zona comprendida entre Bermillo y Carbajales de Alba. Las rocas encajantes son principalmente esquistos grises y pizarras arcillosas de color amarillento, a veces rojizas por la abundancia de óxidos de hierro, en los que aparecen intercalados delgados bancos de cuarcitas blancas.

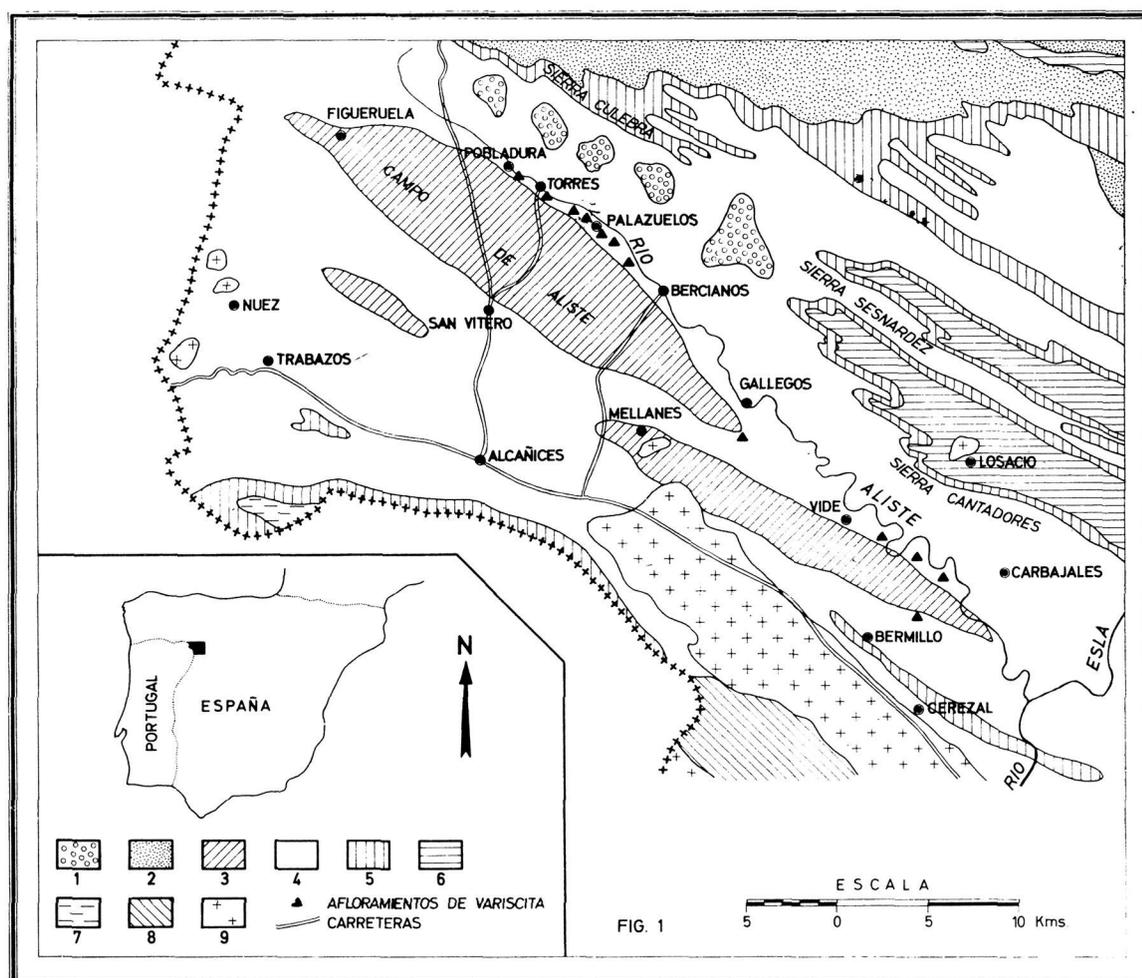


FIG. 1

Esquema geológico del SW de la provincia de Zamora donde aparecen los afloramientos de variscita. 1. Rañas; 2. Mioceno; 3. Silúrico; 4. Ordoviciense superior; 5. Cuarcitas ordovicienses; 6. Ordoviciense inferior; 7. Cámbrico; 8. Metamórfico; 9. Granito.

Las pizarras ordovicienses son típicas pelitas. Están formadas por granos detríticos de cuarzo reunidos por una matriz de grano fino constituida por

cuarzo y minerales de la arcilla, caolín e illita principalmente, dependiendo del grado de metamorfismo la proporción de sericita y otros minerales micáceos.

Los bancos de cuarcita no son continuos pero, debido a su mayor resistencia a la erosión, forman una serie de cerros alineados a lo largo del río Aliste, de extensión variable, que constituyen las pequeñas elevaciones situadas al sur de las Sierras de la Culebra, Sesnárdez y Cantadores.

Los materiales ordovicienses en los que se encuentra la variscita —especialmente las cuarcitas— representan además el límite septentrional de los dos grandes afloramientos silúricos que existen al N. de Alcañices. El mayor constituye los llamados Campos de Aliste y pasa en su mitad oriental por Figueruela, Pobladura, Las Torres de Aliste, Palazuelo de las Cuevas, Bercianos y Gallegos del Río. El menor va desde Mellanes hasta las proximidades de Bermillo de Alba, pasando por Vide de Alba. Los materiales silúricos de esta zona son análogos a los del Cámbrico-Ordoviciense: esquistos grises, sericíticos y cloríticos, a veces negros por la abundancia de materia orgánica, pizarras arcillosas y arenosas, liditas, riolitas y grauvacas.

Todos los materiales paleozoicos muestran un grado de metamorfismo muy bajo pero con esquistosidad marcada que buza entre 50 y 70° al SO. Están plegados principalmente por la primera fase de la orogenia hercínica la cual afectó a todo el NO de la Península dando lugar aquí a deformaciones relativamente profundas, de pliegues apretados, isoclinales, que presentan dirección N. 50° O. y vergencia al NE. La segunda fase, menos frecuente que la primera, es responsable de la crenulación que generalmente muestran las pizarras.

El yacimiento que ha sido objeto de estudio está localizado al SO de Palazuelo de las Cuevas. Se encuentra en la hoja número 336 (Alcañices) del mapa topográfico de España 1:50.000, entre las coordenadas 41°50' -41°48' lat. N y 2°17' -2°34' long. O, en los cerros llamados "Las Cercas" y "Techo del diablo", en la margen derecha del río Aliste. Al S y SO, la topografía de la zona se inclina suavemente hacia el SO, mientras que por el N cae bruscamente hacia el río Aliste. Los accesos son difíciles, pudiendo llegarse por el camino de San Vitero, desde la carretera comarcal que une Puente de Tera con Alcañices, o por Bercianos, desde la carretera nacional que va de Zamora a Alcañices.

En lo alto de los cerros se reconocen todavía dos grandes excavaciones alargadas en dirección NO (figura 2) rellenas por derrubios de pizarras y cuarcitas que contienen abundantes venillas y concreciones de variscita.

Se trata indudablemente de antiguas explotaciones que han sido atribuidas a la época árabe, en cuyo caso tendrían más de 700 años de antigüedad*.

Las muestras estudiadas se seleccionaron de acuerdo con sus diferentes tonalidades, desde verde muy claro a verde muy oscuro. Para su descripción se ha adoptado la siguiente nomenclatura.



FIG. 2

Aspecto de los cerros de las Cercas y del Diablo, en Palazuelos de las Cuevas (Zamora), donde se encuentran las antiguas explotaciones, probablemente árabes, de variscita.

* En este sentido y teniendo en cuenta (ARRIBAS, BURG y NICOLAU, 1970) que la variscita de Zamora fue considerada inicialmente como turquesa, es interesante destacar la referencia que PUIG Y LARRAZ (1883) hace en su estudio geológico de la provincia de Zamora sobre la posible existencia en ella de turquesas o esmeraldas. En él, dicho autor recoge la opinión de Florián de Ocampo que deriva la palabra Zamora de las voces arábigas *zamaz* o *zamotras*, en castellano turquesa. Dado que él no había encontrado este mineral en sus detallados recorridos por la provincia, piensa se debería dar más crédito a la referencia existente en el "Lapidario de Alfonso X" que se conserva en el Monasterio de El Escorial, en el que se afirma que la piedra llamada en latín turquesa es *feirucech* en árabe, mientras que esmeralda es *zamorat*. Pensaba por ello Puig y Larraz que Zamora podría significar *ciudad de las esmeraldas*, no de las turquesas, ya que los árabes pudieron haber encontrado berilos o apatitos verdes en los yacimientos de casiterita que hay en la provincia y que quizá tomaron por esmeraldas. De esta forma, el redescubrimiento en 1969 de los afloramientos con variscita de color verde esmeralda vendría a resolver las dudas que se habían planteado hasta ahora en este sentido.

CO L O R	MUESTRA	T E X T U R A
Verde muy claro	V.M.C.	Filoncillos y concrecciones irregulares, tipo Messbach.
Verde claro n.º 1	V.C. 1	Filoncillos y concrecciones irregulares, tipo Messbach.
Verde claro n.º 2	V.C. 2	Concrecciones nodulares zonadas, tipo Lucin.
Verde claro n.º 3	V.C. 3	Filoncillos y concrecciones irregulares, tipo Messbach.
Verde oscuro	V.O.	Filoncillos y concrecciones irregulares, tipo Messbach.
Verde muy oscuro	V.M.O.	Filoncillos y concrecciones irregulares, tipo Messbach, zonadas.

METODOS Y RESULTADOS EXPERIMENTALES

1. PROPIEDADES FÍSICAS

La variscita de Zamora se presenta bajo dos aspectos: en nódulos y agregados botroidales, cuyos tamaños varían de uno a doce centímetros, aunque lo normal es que no pasen de 6 ó 7 centímetros, y, lo que es más frecuente, en vetas, filoncillos y costras cuyo espesor oscila entre algunas décimas de milímetro y excepcionalmente varios centímetros.

Los colores corresponden a diversos tonos de verde: pálido, amarillento, azulado, y también verde intenso o verde esmeralda. La coloración no es uniforme en ningún caso, salvo en pequeñas áreas, y el material se manifiesta comúnmente zonado o con manchas de diferentes tonos, así como atravesado por vetillas irregulares de color blanco o castaño (Lám. I).

Las variedades verdes más oscuras son generalmente opacas, aunque translúcidas en los bordes cuando están talladas en láminas de poco espesor. Las muestras menos compactas y terrosas tienen brillo apagado. Este pasa a céreo, opalino, o incluso vítreo, a veces aterciopelado, en las más compactas, las cuales son más suaves al tacto y presentan fractura astillosa o concoidea.

La dureza varía según la compacidad, textura y contenido en sílice, entre 4,5 y 5,5 de la escala de Mohs. La densidad oscila entre 2,50 y 2,57.

Puesto que aún no se ha podido analizar ningún cristal aislado, los valores del índice de refracción se refieren al valor medio, único que se puede obtener en un agregado micro o criptocristalino de esta clase. Esta medida

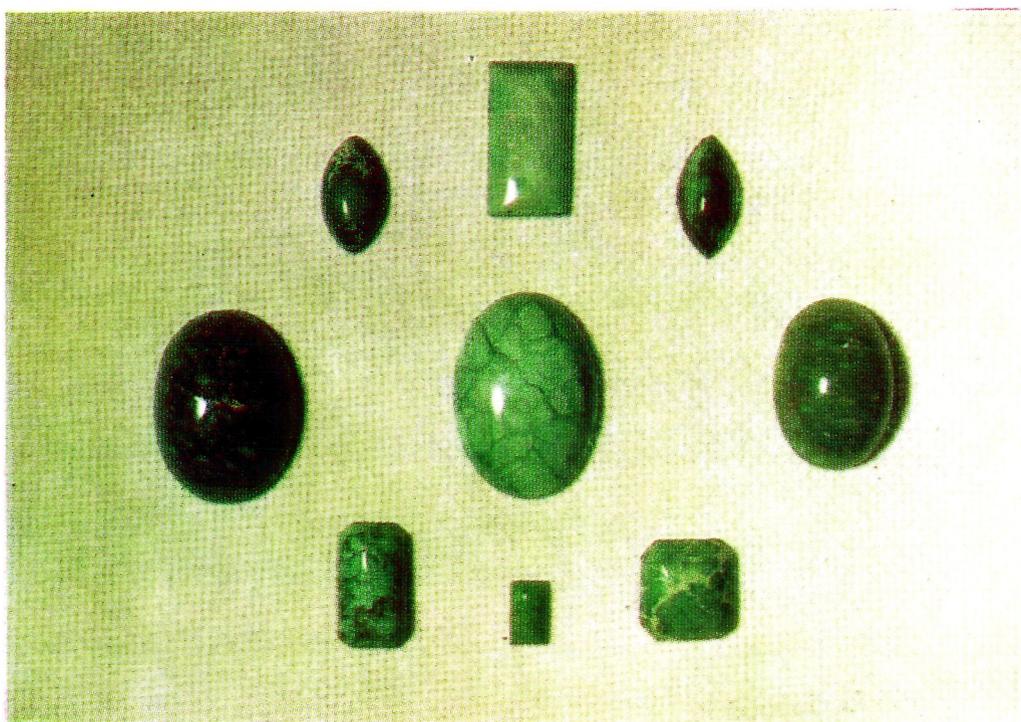
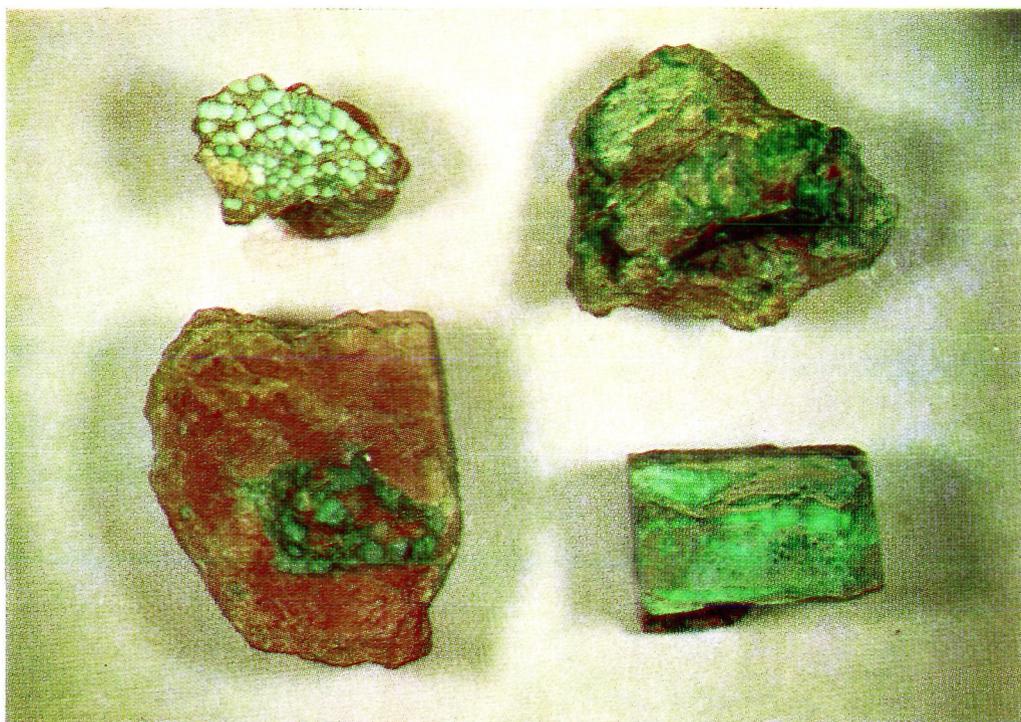


LÁMINA I

Aspecto de la variscita de Palazuelos de las Cuevas (Zamora)
1. Al natural ($\times 1/3$) y 2. Tallada ($\times 1$)

se ha efectuado solamente para las variedades más compactas y translúcidas, todas las cuales dan un valor bastante aproximado a 1,58.

Si se observan las muestras con un filtro de Chelsea, el color se aclara considerablemente, apreciándose en las partes más verdes un ligero tinte rosado que está probablemente de acuerdo con un mayor contenido en cromo.

Para el ensayo espectroscópico con luz reflejada se utilizó una muestra de variscita de color verde oscuro, un espectroscopio Beck de visión directa, con escala graduada, y una fuente luminosa de gran potencia que tenía como filtro azul una solución concentrada de sulfato de cobre para eliminar toda posible radiación roja procedente de la lámpara de iluminación. De esta manera se han podido observar tres rayas fluorescentes en el rojo, centradas aproximadamente en los 6.300, 6.600 y 6.900 Å, de las cuales, las dos últimas, son las más discernibles. Dichas rayas corresponden a la emisión de luz provocada por la excitación de los átomos de cromo. El resto del espectro, estudiado ya sin filtro, no presenta características especiales, salvo la absorción general y lógica en sus extremos rojo y azul-violeta.

Al microscopio, la variscita de Palazuelos forma agregados micro o criptocristalinos que dan lugar a venillas irregulares, discordantes o más o menos paralelas con los planos de esquistosidad de pizarras y cuarcitas (figura 3), o a concreciones nodulosas y esferulíticas, de hasta 4 mm. de sección (figuras 3 y 4), intercaladas en las pizarras y unidas por una matriz silicolimonítica (figura 5). Tanto las venillas como los nódulos, especialmente estos últimos, aparecen frecuentemente zonados (figura 6), pero sin que se hayan podido apreciar por ahora diferencias sensibles de composición.

Junto con la variscita se encuentran frecuentemente cristales aislados o agregados fibrosoradiados de cuarzo calcedonioso (figura 8), los cuales se depositaron al mismo tiempo o inmediatamente antes que los fosfatos de aluminio y a veces han sido corroídos y reemplazados por estos últimos (figura 7).

FIG. 3. N.C. $\times 30$. Sección transparente.—Aspecto de las pizarras arcillosas atra-
vesadas por venillas de variscita microcristalina.

FIG. 4. N.C. $\times 30$. Sección transparente.—Sección transversal de un esferulito de
variscita. La parte central, con textura micro y criptocristalina, aparece rodeada por
una costra exterior fibrosoriada.

FIG. 5. N.C. $\times 30$. Sección transparente.—Textura zonada de un nódulo pseudo-
hexagonal de variscita.

FIG. 6. N.C. $\times 30$. Sección transparente.—Nódulos de variscita microcristalina
reunidas por una matriz silicolimonita.

FIG. 7. N.C. $\times 30$. Sección transparente.—Restos de cristales de cuarzo corroídos
por variscita microcristalina que muestra aquí una clara estructura coloidal, concén-
trica y zonada.

FIG. 8. N.C. $\times 30$. Sección transparente.—Aspecto del cuarzo calcedonioso fibro-
soradiado que acompaña a la variscita.

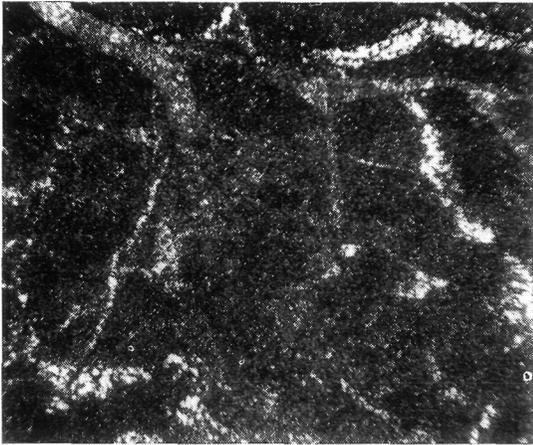


FIG. 3

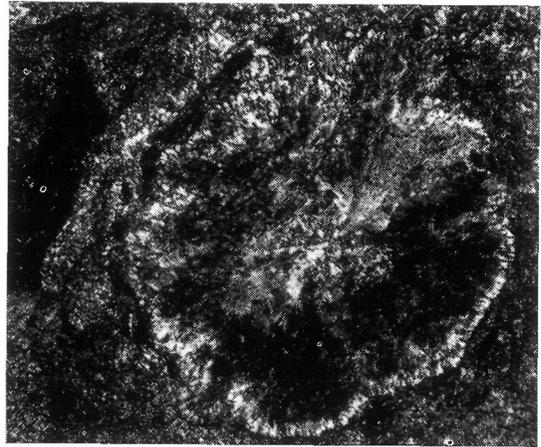


FIG. 4

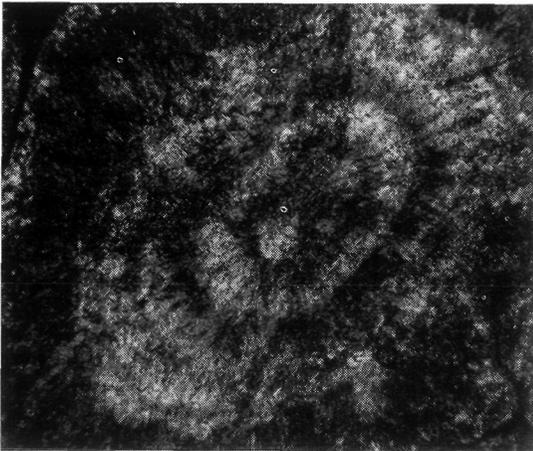


FIG. 5

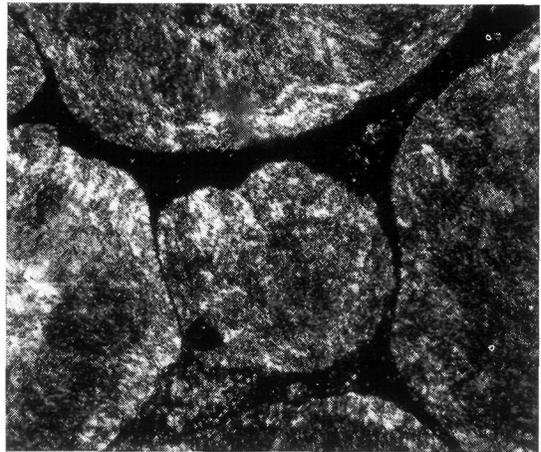


FIG. 6

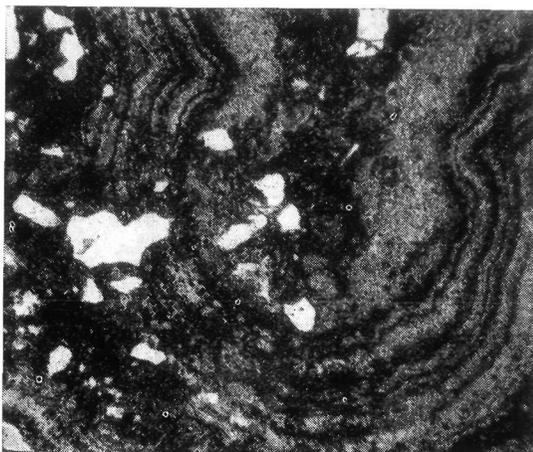


FIG. 7

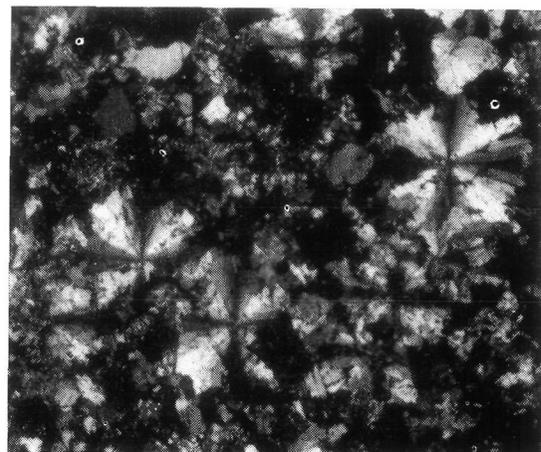


FIG. 8

En sección transparente, la variscita es incolora o ligeramente verdosa, no pleocroica, y de birrefringencia normalmente baja, con colores de polarización grises. En cualquier caso, medidas más precisas de las constantes ópticas no se podrán efectuar mientras no se encuentren cristales mayores.

2. DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Se obtuvieron difractogramas de polvo de todas las muestras seleccionadas utilizando un difractómetro Philips PW 1010, con goniómetro automático y registrador gráfico de impulsos. Como radiación se usó la producida por un anticátodo de Cu filtrada con Ni. El goniómetro se calibró utilizando ClNa como patrón interno.

En la tabla I se indican los espaciados e intensidades relativas obtenidos para las seis muestras de variscita estudiadas. La interpretación de estos datos, de acuerdo con ČECH y SLÁNSKÝ (1965), conduce a los resultados que se indican a continuación.

En todas las muestras se observan los espaciados correspondientes a los diagramas de variscita tipo "Messbach" (Vm), variscita tipo "Lucin" (VI) y metavariscita (M), tal y como se indica a la izquierda de la columna de espaciados.

Las intensidades relativas de las reflexiones características en las muestras VMC, VC, VC3, VO y VMO coinciden con las dadas por estos autores para la variedad tipo "Messbach", en el que se incluiría la variedad redonda, mientras que las correspondientes a la muestra VC2 son identificables con las del tipo "Lucin". Igualmente, puede observarse que los espaciados correspondientes a esta última muestra son ligeramente inferiores a los de las anteriores.

Mediante un análisis estadístico comparativo de las intensidades relativas de las reflexiones correspondientes a los dos tipos de variscita y la metavariscita de Zamora con las señaladas por otros autores, se ha intentado establecer, de manera aproximada, la proporción variscita/metavariscita existente en cada una de las muestras. Tales resultados se indican en la parte superior de la tabla I.

Es común a todas las muestras, y de modo más acusado en la VMC, la existencia de espaciados a 4,25 y 3,34 Å que indican la presencia de cuarzo.

3. ANÁLISIS QUÍMICO

Con el fin de detectar los elementos minoritarios con número atómico superior al del Ti presentes en las muestras de variscita, fueron éstas estudiadas por fluorescencia de rayos X, utilizando un espectrógrafo universal de vacío Philips con anticátodo de Mo y cristal analizador de LiF.

TABLA I
DIFRACCION DE RAYOS X DE LA VARISCITA DE PALAZUELOS
DE LAS CUEVAS (ZAMORA)

V/M	3:1	1,5:1	6:1	13:1	10:1	8:1
d (Å)	Intensidades relativas					
	VMC	VC1	VC2	VC3	VO	VMO
V _m 6,42	14	18		11	12	14
M 6,32	14	23	2		3	4
V _m 5,39	60	55		59	54	55
V ₁ 5,36			74			
V ₁ 4,90			6			
V _m 4,83	60	45		48	58	60
V ₁ 4,81			35			
M 4,76	25	28	3	6	8	9
M 4,55	34	42	5	3	8	5
M+V _m 4,41	48	50	3	48	46	47
V _m 4,29	100	100		100	100	100
Q+V ₁ 4,26	60		76			
M 4,23		54		4	8	8
M 4,15		1				
M 4,02	4	1				
M 4,00	7	1	2			
V _m 3,92	26	26		27	24	26
V ₁ 3,90			25			
M+V ₁ 3,86			4			
V _m 3,65	10	10		10	8	10
V ₁ 3,63			16			
M 3,51	28	28	3	6	5	5
V _m 3,46	28	27		32	31	33
V ₁ 3,44			1			
Q 3,35	100	9	10	4	12	16
M 3,24	7	1				2
M+V ₁ 3,23			7			
V _m 3,22	10	11		10	10	11
V ₁ 3,19			6			
M 3,16	4					
M 3,11	11	1				
M+V ₁ 3,10			2			
V _m 3,06	40	36		41	36	40
V ₁ 3,04			100			
M 2,98				3		
V _m 2,94	14	11		15	12	11
V ₁ 2,915			39			

TABLA I (continuación)

V/M		3:1	1,5:1	6:1	13:1	10:1	8:1
d (Å)		Intensidades relativas					
		VMC	VC1	VC2	VC3	VO	VMO
V _m	2,885	28	20		23	25	24
V ₁	2,87			37			
V _m	2,74	30	27		31	30	28
V ₁	2,74			2			
M+V	2,70	94	82	21	58	56	61
V _m	2,64	10	8		8	6	7
V ₁	2,636			12			
M+V _m	2,60	5	5		3	3	4
M+V _m	2,58	10	11	5	10	10	11
M+V ₁	2,57			5			
M	2,535	8					
M+V _m	2,495	14	4	3	10	9	10
M+V ₁	2,482			19			
V _m	2,475	14	16		17	16	17
V ₁	2,467			5			
V ₁	2,453			12			
V _m	2,41		1		2	2	2
M+V	2,405	14	11	3	8	8	8
M+V ₁	2,395			4			
M+V ₁	2,38			3			
V ₁	2,36	4		2			
V _m	2,348	8	6		5	5	5
V ₁	2,336			11			
V _m	2,32	10	8		10	10	11
V _m	2,31	6	6		6	6	6
V ₁	2,29			7			
Q+M+V _m	2,285	26	9		4	5	8
M+V ₁	2,275			3			

V_m = variscita tipo Messbach

M = metavariscita

V₁ = variscita tipo Lucin

Q = Cuarzo

V/M = relación variscita/metavariscita

Los análisis cuantitativos de los elementos detectados, así como el análisis del P y Al presentes en dichas muestras, fueron realizados con una microsonda electrónica Cameca modelo MS-46. Los resultados de dichos análisis se muestran en la tabla II.

TABLA II

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LA VARISCITA DE PALAZUELOS DE LAS CUEVAS (ZAMORA)

	VMC	VC1	VC2	VC3	VO	VMO
Al ₂ O ₃	31,60	31,20	32,22	32,13	32,05	31,02
Fe ₂ O ₃	0,59	0,74	0,37	0,27	0,30	0,31
Cr ₂ O ₃	0,30	0,37	0,38	0,35	0,45	0,51
Cu ₂ O	0,01	0,03	0,01	0,10	0,02	0,03
NiO	—	—	0,01	—	0,01	0,01
P ₂ O ₅	44,02	45,15	44,53	43,73	44,82	45,00

La muestra VC2, del tipo "Lucin", diferenciable por su marcado carácter nodular y zonado, fue estudiada con mayor detalle con el fin de ver si la zonalidad era debida a diferencias de composición. Ninguna de las tentativas realizadas en este sentido pusieron de manifiesto diferencias apreciables en la concentración de los elementos presentes (Fe, Cr, Cu, Ni). Sin embargo, hay que señalar que los análisis realizados sobre los microcristales presentes en dicha muestra pusieron de manifiesto su mayor pureza en comparación con el resto de la masa criptocristalina.

4. ANÁLISIS TERMOGRAVIMÉTRICO Y TÉRMICO DIFERENCIAL

Se utilizaron equipos de la "Technical Equipment Corporation" con sendas unidades básicas Deltatherm D-2000 y Termobalanza D-4000. El porta-muestras utilizado en ATD fue de "Inconel" con termopares de cromel-alumel. Para el A.T.G. se usó una cápsula de plástico de 1,5 cc., siendo en ambos casos la velocidad de calentamiento de 10°C/min.

En la figura 9 se muestran las curvas termogravimétricas de los seis ejemplares de variscita y los valores porcentuales de pérdida de peso después de calentadas aquéllas a 250°C, temperatura a la que se alcanza el equilibrio en el proceso de descomposición.

A excepción de la muestra VMC, los valores del contenido en agua encontrados son muy similares al determinado teóricamente para el PO₄Al.2H₂O (22,80 %). POPOVA (1963) encuentra valores análogos a los nuestros, mientras que ČECH y SLÁNSKÝ (1965) hallan valores ligeramente superiores.

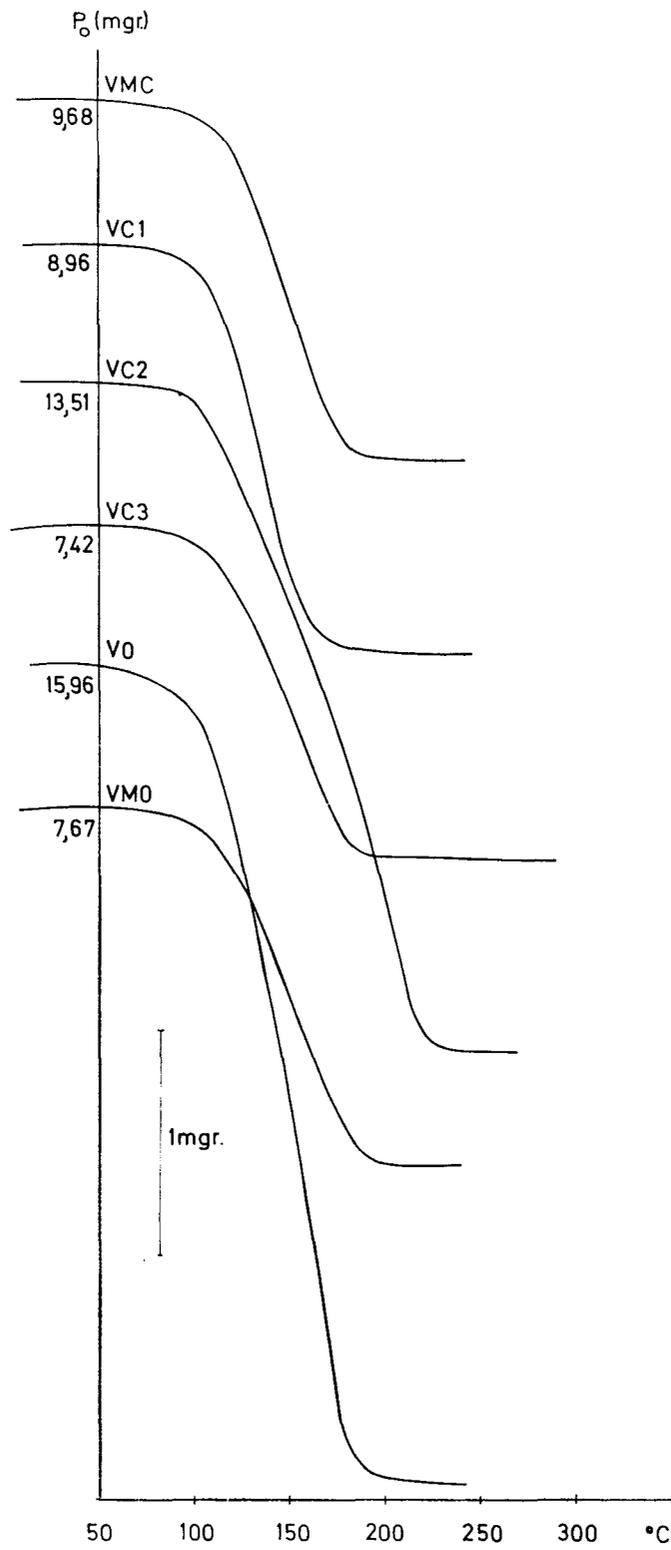


FIG. 9

Curvas termogravimétricas de la variscita de Palazuelos de las Cuevas (Zamora)

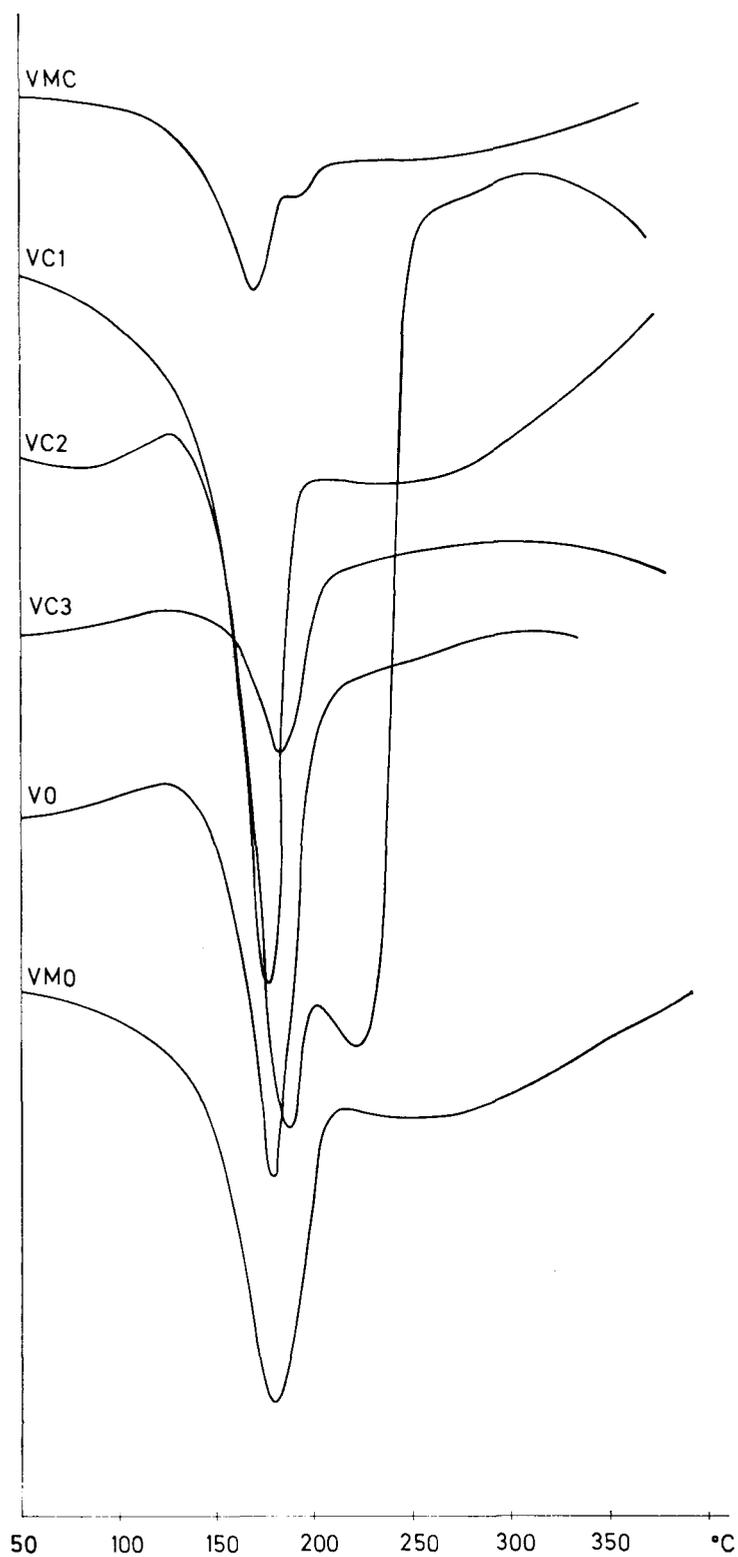


FIG. 10

Diagramas A.T.D. de la variscita de Palazuelos de las Cuevas (Zamora)

El bajo valor de la muestra VMC es achacable a su alto contenido en cuarzo, tal y como se pudo comprobar por los estudios óptico y röntgenográfico.

Los diagramas de ATD de los ejemplares estudiados se recogen en la figura 10. Las muestras VC2, VC3, VO y VMO presentan un efecto endotérmico muy acusado alrededor de los 184°C. En la muestra VC2 hay un segundo efecto alrededor de los 225°C. La muestra VMC presenta además otro efecto endotérmico a los 202°C. De acuerdo con los resultados de ATG, dichos efectos deben corresponder a un fenómeno de deshidratación.

MANLY (1950), IVANOVA (1961) y POPOVA (1963) citan un solo efecto endotérmico para la variscita. No obstante, ČECH y SLÁNSKÝ (1965) atribuyen a la variscita tipo "Messbach" y a la metavariscita un solo efecto endotérmico, mientras que en la variscita tipo "Lucin" encuentran dos efectos endotérmicos. Según esto, los resultados obtenidos concuerdan con los de difracción de rayos X, salvo para la muestra VMC, que presenta un diagrama térmico anómalo a pesar de haber sido identificada como una mezcla de variscita tipo "Messbach", metavariscita y cuarzo.

CONDICIONES DE FORMACION

Dado que los afloramientos de variscita (figura 1) se encuentran alineados a lo largo de casi 30 kilómetros y siguiendo fielmente el límite entre las formaciones ordovicienses y silúricas, es evidente la estrecha relación que existe entre el origen de este mineral y las rocas paleozoicas encajantes.

Por ello, teniendo en cuenta el alto contenido en aluminio de los materiales pelíticos en los que arma la mineralización, se debe admitir que el fósforo necesario para la formación de los fosfatos —variscita y wavellita— de Palazuelos tuvo que proceder de alguna serie rocosa que, formando parte de los materiales ordovicienses o silúricos, se extendía en dirección NO paralelamente a los afloramientos de rocas paleozoicas.

Considerando el origen marino de estas rocas y la existencia de riolitas y tobas riolíticas en zonas próximas a Palazuelos, no es extraño que la fuente del fósforo fuera algún estrato rico en materiales fosfatados o, lo que es más probable, alguna corrida de rocas volcánicas.

Por otra parte, admitiendo con d'YVOIRE (1961) que el pH influye notablemente en la precipitación selectiva de variscita o metavariscita, cabe suponer que la zonalidad típica de algunas muestras sea debida a la alternancia de capas de variscita y metavariscita con distinta orientación, sin olvidar la influencia de posibles pequeñas diferencias del contenido en Cr, a pesar de que éstas no hayan podido ser detectadas con la microsonda electrónica.

En cuanto a la edad de la mineralización, esta es evidentemente post-paleozoica. En el estado actual de conocimientos puede decirse que su formación, claramente epigenética, debió estar relacionada con los procesos de oxidación y alteración superficial que tuvieron lugar en la Meseta herciana durante el Terciario, y a los cuales hay que atribuir también la formación de los yacimientos de manganeso, igualmente epigenéticos, que presentan una distribución especial análoga a la de los afloramientos de variscita.

POSIBILIDADES GEMOLOGICAS

Desde el punto de vista gemológico, la variscita de Zamora presenta posibilidades interesantes, aunque sin grandes pretensiones, y puede ser empleada en joyería y ornamentación. Dada su relativa poca dureza, se corta y conforma fácilmente con la sierra de diamante, si bien es delicado su trabajo debido a los distintos grados de dureza y compacidad que puede presentar una misma muestra.

Por tratarse de un material opaco que centra su atractivo en el color y abigarramiento puestos de manifiesto mediante la talla y el pulido, las formas de talla más adecuadas serán los cabuchones —redondos, ovalados, en lanzadera, etc.—, de los cuales pueden verse diferentes ejemplos en la lámina I. En el caso de nódulos o agregados botroidales de suficiente tamaño, una cara plana y pulida puede dar una superficie sumamente atractiva.

El pulido es más difícil que la preforma, dada la poca dureza de esta variscita y las diferencias que muestra entre las diversas fracciones que constituyen los nódulos y placas. No obstante, puliendo con óxido de cerio y alúmina de grano muy fino sobre paño de billar se obtienen buenos resultados.

Por lo que se refiere al teñido se han ensayado varias técnicas según la naturaleza del material. Así, las grietas y fisuras o las partes de distinto color y mayor porosidad de la matriz toman el tinte con mucha facilidad, pero no así la propia variscita que requiere un tratamiento más enérgico. Para el mejor brillo final es aconsejable un cocido en grasa de ballena, repuliendo después con paño seco.

En resumen, se trata de un material muy agradable a la vista, especialmente la variedad de color verde esmeralda, que presenta mayor compacidad y dureza, tacto suave y brillo vítreo, ligeramente aterciopelado, consecuencia de ser translúcida y de tener un índice de refracción más elevado. Las otras variedades son también atractivas y su mejor efecto dependerá, en gran parte, de la destreza de la persona que las trabaje.

Agradecimientos. Los autores agradecen al Dr. López Ruiz, del Instituto Geológico y Minero, su colaboración en los análisis con la microsonda electrónica. Igualmente, al Dr. Lima de Faria, de la Junta de Investigações, d'Ultramar, Lisboa, su interés al proporcionar un diagrama de la redondita del Cole Shaft, Bisbee (Arizona), que permitió a los autores comprobar su identidad con la variscita tipo "Messbach" de Zamora.

BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, A.; BURG, J. y NICOLAU, J. (1970): *New occurrence of precious variety of variscite in Spain*, Lapid. Jour., 764.
- BREITHAUPT, A. (1837): *Bestimmung neuen Mineralien*, Journ. prakt. Chemie, 10, 501.
- ČECH, F. y SLÁNSKÝ, E. (1965): *X-ray powder study and thermal investigation of $AlPO_4 \cdot 2H_2O$ minerals*, Act. Univ. Carol. Geol., 1, 1.
- (1968): *Infrared spectra of the polymorphous of $AlPO_4 \cdot 2H_2O$* , Act. Univ. Carol. Geol., 4, 287.
- IVANOVA (1961): *Thermograms of minerals*, Mem. All-Union Min. Soc., 90, 50.
- LARSEN, E. S. (1942): *The mineralogy and the paragenesis of variscite nodules from near Fairfield, Utah*, Am. Min., 27, 281.
- MANLY, R. L. (1950): *The differential thermal analysis of certain phosphates*, Am. Min., 35, 108.
- MARTÍNEZ STRONG, P.; PÉREZ MATEOS, J. y GARCÍA-BAYÓN, P. (1952): *Mineralogía descriptiva*, C.S.I.C., Madrid.
- MCCONNELL, D. (1940): *The isodimorphous series, variscite-metavariscite*, Am. Min., 25, 719.
- MCKIE, D. (1958): *Notes on some minerals from Tanganyika*, Rec. Geol. Sur. Tanganyika, 5, 81.
- POPOVA, Z. D. (1963): *Variscite, the main ore-forming mineral from deposit Sarysai*, Izvestiya Acad. Sci. Kasakh. S.S.R. ser. Geol., 1, 64.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1883): *Descripción física y geológica de la provincia de Zamora*, Mem. y Com. Mapa Geol. España, Madrid, 425.
- SCHALLER, W. T. (1916): *Mineralogical notes III. Lucinite, a new mineral, a dimorphous form of variscite*, U.S. Geol. Sur. Bull., 610, 56.
- STRUNTZ, H. y VON SZTROKAYK (1939): *Isodimorphie zwischen Metavariscit, Variscit, Phosphosiderit und Strengit*, Zentralbl. Min. Geol. Pal., 272.
- D'YVOIRE, F. (1961): *Etude des phosphates d'aluminium et de fer trivalent. I-L'orthophosphate neutre d'aluminium*, Bull. Soc. Chim. France, 372, 1762.

ALGUNOS GENEROS NUEVOS DE POLEN
PROCEDENTES DE LA FORMACION GUADUAS
(MAASTRICHTIENSE - PALEOCENO)
DE COLOMBIA

N. SOLÉ DE PORTA*

RESUMEN.—En el presente trabajo se dan a conocer cuatro géneros nuevos: *Baculamonocolpites* n. fgen., *Bacumorphomonocolpites* n. fgen., *Crusafontites* n. fgen. y *Foveomorphomonocolpites* n. fgen.; dos nuevas especies: *Bacumorphomonocolpites tausae* n. fsp., *Crusafontites grandiosus* n. fsp.; y tres nuevas combinaciones: *Leiotriletes guaduensis* (VAN DER HAMMEM) nov. comb., *Baculamonocolpites multispinosus* (VAN DER HAMMEM) nov. comb., *Foveomorphomonocolpites humbertoides* (VAN DER HAMMEM) nov. comb.

SUMMARY.—In the present study four news genera are described: *Baculamonocolpites* n. fgen., *Bacumorphomonocolpites* n. fgen., *Crusafontites* n. fgen. and *Foveomorphomonocolpites* n. fgen.; two news species: *Bacumorphomonocolpites tausae* n. fsp., *Crusafontites grandiosus* n. fsp.; and three nov. comb.: *Leiotriletes guaduensis* (VAN DER HAMMEN) nov. comb., *Baculamonocolpites multispinosus* (VAN DER HAMMEN) nov. comb., *Foveomorphomonocolpites humbertoides* (VAN DER HAMMEN) nov. comb.

INTRODUCCION

La Formación Guaduas de la Sabana de Bogotá es una unidad importante desde el punto de vista palinológico. El estudio detallado de las Esporas y Polen hallados en ella constituye el tema de la tesis del autor, actualmente en vías de publicación.

La Formación Guaduas es una unidad litoestratigráfica comprendida entre la Formación Guadalupe y la Formación Cacho. De acuerdo con la estratigrafía de HUBACH (1957), la presencia de dos niveles importantes de areniscas permiten dividir a la Formación Guaduas en tres conjuntos. Un Conjunto Inferior que comprende desde la parte alta de la Formación Guadalupe hasta la base de la Arenisca Guía; un Conjunto Medio que comprende desde la base de la Arenisca Guía al techo de la Arenisca Lajosa y un Con-

* Departamento de Paleontología. Universidad de Barcelona.
(Dirección actual: Depto. de Paleontología. Universidad de Salamanca).

junto Superior desde el techo de la Arenisca Lajosa a la base de la Formación Cacho. Litológicamente la Formación Guaduas consta de lutitas, arcillas, areniscas y numerosas capas de carbón, algunas de ellas de importancia económica.

Anteturma *SPORITES* H. POT. 1893.

Turma *TRILETES* (REINSCH 1881) R. POT. & KREMP 1954.

Género *Leiotriletes* (NAUMOVA 1937) R. POT. & KREMP 1954.

Leiotriletes guaduensis (VAN DER HAMMEN) nov. comb.

Lám. I, Figs. 1 a 4.

1954 — *Triletes guaduensis* VAN DER HAMMEN.

1956 — *Psilatriletes guaduensis* (VAN DER HAMMEN) VAN DER HAMMEN.

Descripción original: VAN DE HAMMEN 1954, p. 100, pl. 16. VAN DER HAMMEN 1956b, p. 106, fig. 4.

DESCRIPCIÓN: Espora trilete. Contorno de forma triangular a subcircular. Lados convexos. Presenta la marca Y bien visible. Uno de los brazos es más alargado que los otros dos y se halla rodeado por un doblez o pliegue bien destacado y de color más oscuro que el resto de la espora. El grosor de este pliegue no se mantiene constante en toda su longitud sino que varía ensanchándose más o menos fuertemente al llegar al extremo del brazo. La escultura de las paredes de la espora es lisa; exosporio poco grueso, alcanzando hasta 1.5 micras de espesor.

Diámetros: alto 36.7 (27-45) micras; ancho 38.4 (30-43) micras.

COMENTARIO: Es una especie muy característica, en especial por la forma y posición de los pliegues. Se encuentra con gran abundancia en todas las muestras pertenecientes a los Conjuntos Inferior y Medio de la Formación Guaduas y disminuye sensiblemente al llegar al Conjunto Superior de la misma formación, aunque se hallan siempre presentes.

RELACIÓN NATURAL: Esta especie presenta afinidades morfológicas con las esporas pertenecientes a la familia de las Cyatheaceas.

UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA: Formación Guaduas; Conjunto Inferior, Conjunto Medio, Conjunto Superior.

EDAD: Maastrichtiense-Paleoceno.

Anteturma *POLLENITES* R. POT. 1931.

Turma *MONOCOLPATES* IVERSEN & TROELS - SMITH 1950.

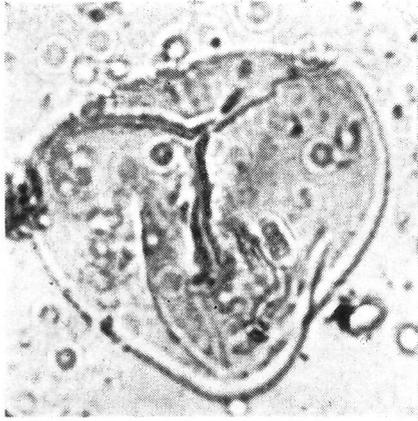
Género *Baculamocolpites* nov. fgen.

LÁMINA I →

FIGS. 1 a 4. *Leiotriletes guaduensis* (VAN DER HAMMEN) nov. comb.

FIGS. 5 y 6. *Baculamocolpites multispinosus* (VAN DER HAMMEN) nov. comb.

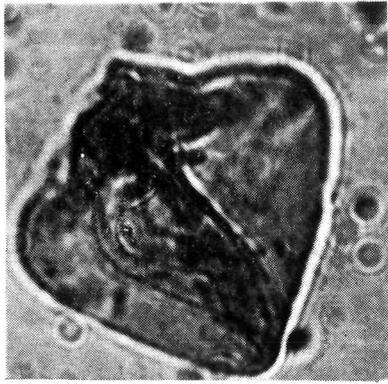
LAM. I



1



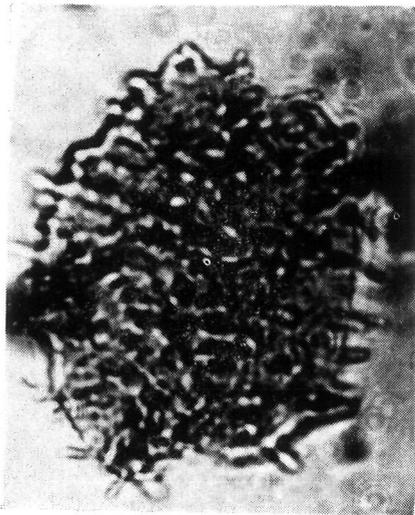
2



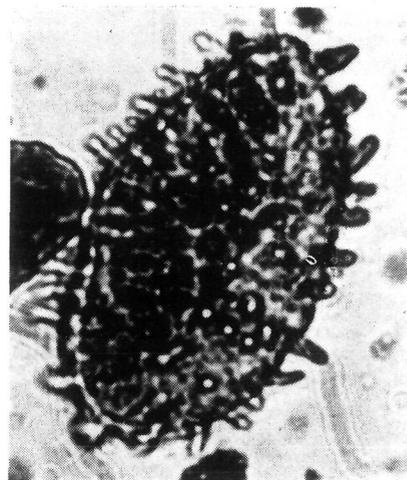
3



4



5



6

0 20 μ

DIAGNOSIS: Se agrupan en este género morfológico todos aquellos granos de polen que presentan un solo colpo alargado cuya escultura está formada por báculos que en su extremo distal se insinúa a veces una ligera constricción que da una apariencia de terminación en forma de maza. Estas báculos no se hallan ordenadas en forma de retículo. Y que no se pueden relacionar con ningún género natural.

ESPECIE TIPO: *Baculamonocolpites multispinosus* (VAN DER HAMMEN) nov. comb.

COMENTARIO: Este género se diferencia fundamentalmente de *Spinizonocolpites* MULLER (1968) por la forma del colpo, el cual no es paralelo al contorno del grano. Según MULLER (1968) el género *Spinizonocolpites* presenta el colpo del tipo observado en el género *Nypa* actual. El género *Baculamonocolpites* se diferencia del género *Echimonocolpites* VAN DER HAMMEN & GARCÍA 1966, por presentar báculos en vez de equinas.

Baculamonocolpites multispinosus (VAN DER HAMMEN) nov. comb.

Lám. I, Figs. 5 y 6. Lám. II, Fig. 3.

1954 — *Monocolpites multispinosus* VAN DER HAMMEN.

Descripción original: VAN DER HAMMEN 1954, p. 86, pl. 3.

DESCRIPCIÓN: Grano de polen monocolpado. La forma del contorno del grano es variable: elipsoidal, circular y a veces con los extremos polares más o menos rectilíneos. Presenta un colpo largo y estrecho que llega a los extremos del grano. Exina con escultura baculada. En la exina se distinguen bien dos partes, una más interna, continua, que varía de lisa a ligeramente granulada de 1 micra de espesor como máximo. La externa formada por las báculos cuya altura es variable; por lo general ésta oscila entre 4 y 6 micras con una anchura máxima de 2 micras. Estas báculos se presentan distribuidas de una manera bastante regular por toda la superficie del grano y son numerosas. El espesor máximo de la exina es de 6 micras.

Diámetros: (desde la base de las báculos) máximo 41.8 (40-43.5) micras; mínimo 30.1 (25.5-33) micras.

COMENTARIO: VAN DER HAMMEN cita esta especie del Conjunto Inferior de la Formación Guaduas, pero es muy abundante en el Conjunto Superior de esta formación.

RELACIÓN NATURAL: Desconocida.

UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA: Formación Guaduas; Conjunto Inferior, Conjunto Medio, Conjunto Superior.

EDAD: Maastrichtiense-Paleoceno.

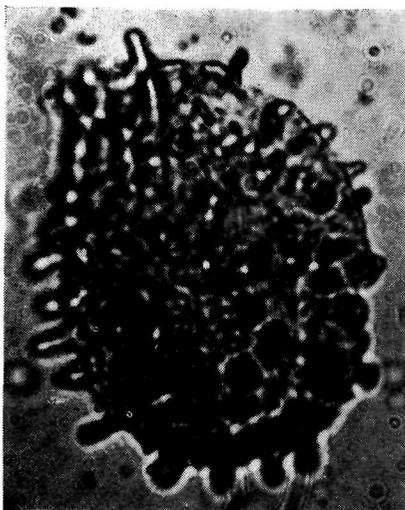
LAM. II



1



2



3



4

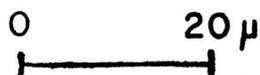


LÁMINA II

FIGS. 1, 2 y 4. *Foveomorphomonocolpites humbertoides* (VAN DER HAMMEN) nov. comb.
FIG. 3. *Baculamonomolpites multispinosus* (VAN DER HAMMEN) nov. comb.

Género *Bacumorphomonocolpites* nov. fgen.

DIAGNOSIS: Incluimos en este género morfológico todos aquellos granos de polen monocolpados con escultura formada por grandes clavas, gemas y báculas. Las báculas que son la escultura predominante presentan con frecuencia una bifurcación en su parte superior. Y que no se pueden relacionar con ningún género natural.

ESPECIE TIPO: *Bacumorphomonocolpites tausae* nov. fsp.

COMENTARIO: Del Eoceno Inferior y Medio de Colombia GONZÁLEZ (1967, págs. 49 y 50) describe y figura el género *Echimorphomonocolpites* caracterizado por presentar un colpo normal asociado a dos o tres tipos de escultura con predominio de la escultura equinada y el género *Racemonocolpites* también con un colpo normal y una escultura gemada-baculada-clavada. El género *Bacumorphomonocolpites* se diferencia de los dos anteriores por la asociación de esculturas y esencialmente por la presencia de báculas bifurcadas de gran tamaño.

Bacumorphomonocolpites tausae nov. fsp.

Lám. III, Fig. 2.

Coordenadas: Labolux 96,6 × 33,3. Preparación n.º 578, Salto del Tequendama.

DESCRIPCIÓN: Grano de polen monocolpado. La forma del contorno del grano es bastante circular. Colpo poco destacado, el ancho medido en uno de sus extremos es de 9.7 micras, luego se va estrechando hasta llegar al extremo opuesto. El largo del colpo llega a los extremos del grano. La exina presenta una escultura formada por grandes báculas y clavas visibles en número de 30, que algunas alcanzan 25 micras de alto, y distribuidas irregularmente, posiblemente en grupos, por la superficie del grano, en algunos casos las báculas se bifurcan en su mitad superior.

Diámetros: (desde la base de las báculas) máximo 82 micras; mínimo 75 micras.

RELACIÓN NATURAL: Desconocida.

UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA: Formación Guaduas; Conjunto Inferior, Conjunto Medio.

EDAD: Maastrichtiense.

Género *Crusafontites* nov. fgen.

DIAGNOSIS: Se agrupan en este género morfológico todos aquellos granos de polen que presentan la escultura de la exina formada por verrugas de tamaño grande, distribuidas predominantemente en una zona alrededor del

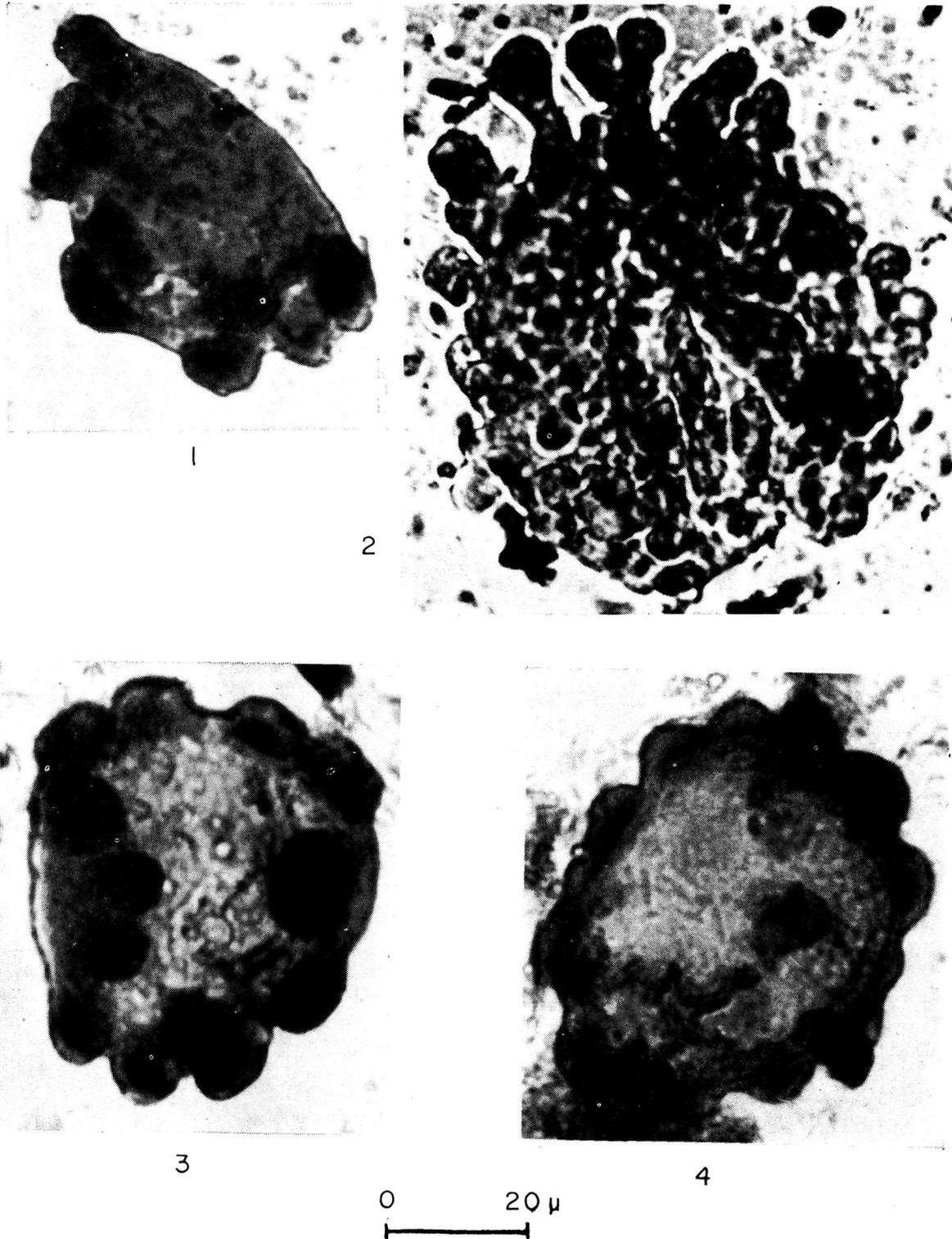


LÁMINA III

FIGS. 1, 3 y 4. *Crusafontites grandiosus* nov. fsp.

FIG. 2. *Bacumorphomonocolpites tausae* nov. fsp.

grano. Existe un posible colpo circular del mismo tipo que se presenta en el reciente género *Nypa* (Palmae). En muchos casos los granos se hallan doblados dando una falsa apariencia de colpo alargado. Y que no se puede relacionar con ningún género actual.

ESPECIE TIPO: *Crusafontites grandiosus* nov. fsp.

COMENTARIO: Este género se diferencia fundamentalmente de *Verrumonocolpites* PIERCE 1961 por el número y tamaño de las verrugas y por la forma del colpo. Según PIERCE (1961) el género *Verrumonocolpites* se caracteriza por un "polen monocolpado y verrugado". Al dar la descripción de *Verrumonocolpites conspicuus*, especie tipo del género, considera a esta especie con escultura verrugada y gemada, con un espesor máximo de la exina de 3 micras, las verrugas son muy numerosas y la mayoría de los ejemplares presentan un grueso margo. El tamaño de las verrugas en el género *Crusafontites* es grande, con un mínimo de 5 micras de alto, en algunos casos llegan a 11 micras de alto, y muy anchas en su base, como consecuencia se presentan en poco número, y nunca el colpo se encuentra rodeado por un margo.

Crusafontites grandiosus nov. fsp.

Lám. III, Figs. 1, 3 y 4.

Holotipo: Lám. III, Fig. 4.

Coordenadas: Labolux 107,9×39,7. Preparación n.º 755, Tausa.

DESCRIPCIÓN: Grano de polen monocolpado. La forma general del grano es bastante circular, aunque irregular según su posición, ya que se presenta en muchos casos doblado, dando una falsa apariencia de colpo alargado con las verrugas a su alrededor. Consta de un colpo mal destacado, posiblemente de forma circular a manera del que presenta el reciente género *Nypa* (Palmae). La exina presenta escultura formada por grandes verrugas. La distribución de estas verrugas es tal que se encuentran predominantemente en una zona circular alrededor del grano. Estas verrugas tienen una altura aproximada que va de 6 a 7.6 micras por 9.5 a 12.5 micras de ancho en su base, y su número, entre los ejemplares estudiados varía de 8 a 14. El resto del grano presenta una exina delgada, de 1 micra de espesor y lisa.

Diámetros: (incluyendo las verrugas) máximo 58.1 (53-62.7) micras; mínimo 44.4 (42.8-46) micras.

COMENTARIO: Esta especie, por el tamaño de las verrugas y la distribución de estas se diferencia completamente de las restantes especies conocidas.

RELACIÓN NATURAL: Desconocida.

UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA: Formación Guaduas; Conjunto Medio.

EDAD: Maastrichtiense.

Género *Foveomorphomonocolpites* nov. fgen.

DIAGNOSIS: Incluimos en este género morfológico todos aquellos granos de polen monocolpados, con el colpo de forma alargado, muy ancho hasta circular, con escultura formada por foveolas y fósulas. Las foveolas son la escultura predominante. Y que no se pueden relacionar con ningún género natural.

ESPECIE TIPO: *Foveomorphomonocolpites humbertoides* (VAN DER HAMMEN) nov. comb.

COMENTARIO: El género *Foveomorphomonocolpites* se caracteriza por la escultura foveolada-fosulada, diferencia que lo separa de los restantes géneros.

Foveomorphomonocolpites humbertoides (VAN DER HAMMEN) nov. comb.

Lám. II, Figs. 1, 2 y 4.

1954 — *Monocolpites humbertoides* VAN DER HAMMEN.

Descripción original: VAN DER HAMMEN 1954, p. 89, pl. 5.

DESCRIPCIÓN: Esta especie se presenta siempre de contorno algo elipsoidal, bastante alargado, de lados desiguales y sobre todo, de extremos desiguales, uno de ellos más redondeado y el otro mucho más estrecho, con una abertura descentrada colocada hacia uno de los lados y generalmente con un extremo más saliente que es la continuación de uno de los lados de la abertura. Consta de una zona central alargada y ancha, hasta circular según los granos, donde la exina es menos espesa, más transparente, formando un colpo que se continúa por el extremo más estrecho, presentando a veces una constricción a modo de cuello de botella antes de llegar al extremo. La escultura es foveolada-fosulada, bien marcada y grande. Se caracteriza también por su color bastante oscuro y de una manera especial por su gran tamaño. En el ejemplar tipo el tamaño es de 141 micras.

Diámetros: (En los ejemplares hallados en el Conjunto Superior) máximo 118.9 (99-131.5) micras; mínimo 75.3 (61.2-85.6) micras.

Diámetros: (En los ejemplares hallados en el Conjunto Medio) máximo 84 micras; mínimo 47.5 micras.

Diámetros: (En los ejemplares hallados en el Conjunto Inferior) máximo 135 (128-142) micras; mínimo 118.5 (109-128) micras.

COMENTARIO: Es una forma que se separa de todas las demás conocidas. Su forma general es completamente asimétrica y la especie de abertura que

presenta en uno de sus extremos a pesar de ser redondeada no se relaciona con un poro en el sentido clásico. Es muy abundante en las capas de la Formación Guaduas, Conjunto Superior, en la localidad de La Calera (Departamento de Cundinamarca) pero también la encontramos en el Conjunto Medio y Conjunto Inferior.

RELACIÓN NATURAL: Por la morfología y por el tamaño presenta afinidades con las Annonaceas.

UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA: Formación Guaduas; Conjunto Inferior, Conjunto Medio, Conjunto Superior.

EDAD: Maastrichtiense-Paleoceno.

BIBLIOGRAFIA

- CODE INTERNATIONAL DE LA NOMENCLATURE BOTANIQUE (1961): Edité par D. Lanjow *et al.*, pp. 69-124, Utrecht.
- COUPER, R. A. (1953): *Upper Mesozoic and Cainozoic Spores and Pollen Grains from New Zealand*, Paleont. Bull., New Zeal. Geol. Survey, vol. 22, pp. 1-77, 9 pl., 3 figs., Wellington.
- (1958): *British Mesozoic Microspores and Pollen grains. A Systematic and Stratigraphic study*, Palaeontographica, Band 103, Abt. B., pp. 75-179, pl. 15-31, 11 figs., 12 tabl., Stuttgart.
- DRUGG, W. S. (1967): *Palynology of the Upper Moreno Formation (Late Cretaceous-Paleocene) Escarpada Canyon, California*, Palaeontographica, Band 120, Abt. B., pp. 1-71, 9 pl., Stuttgart.
- ERDTMAN, G. (1947): *Suggestions for the classification of fossil and recent pollen grains and spores*, Sv. Bot. Tidskr., n.º 1, pp. 104-114, Uppsala.
- GERMERAAD, J. H.; HOPPING, C. A. & MULLER, J. (1968): *Palynology of Tertiary sediments from tropical areas*, Rev. Paleobot. Palynol., vol. 6, n.º 3-4, pp. 189-348, 18 pl., 17 figs., May.
- GONZÁLEZ, E. (1967): *A palynological study on the Upper Los Cuervos and Mirador Formations (Lower and Middle Eocene; Tibú Area, Colombia)*, pp. 1-68, 30 pl., 10 figs., Leiden.
- HOEKEN-KLINKENBERG, P. M. J. VAN (1964): *A palynological investigation of some Upper Cretaceous sediments in Nigeria*, Pollen et Spores, vol. VI, n.º 1, pp. 209-231, 7 pl., 2 figs., París.
- (1966): *Maestrichtian Paleocene and Eocene pollen and spores from Nigeria*, Leid. e Geol. Mededel., vol. 38, pp. 37-48, 3 pl., Leiden
- HUBACH, E. (1957) (escrito en 1951): *Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y sus alrededores*, Bol. Geol., Inst. Geol. Nal., vol. 5, n.º 2, pp. 93-112, 2 láms., Bogotá.
- JARDINE, S. & MAGLOIRE, L. (1965): *Palynologie et stratigraphie du Crétacé des Bassins du Sénégal et Côte D'Ivoire*, Memoir. B.R.G.M., n.º 32, Coll. Inst. de Micropal. Dakar 1963, pp. 187-245, 1 tab., 11 pl., París.
- MULLER, J. (1968): *Palynology of the Padawar and Plateau Sandstone Formations (Cretaceous-Eocene) in Sarawak, Malaysia*, Micropaleontology, vol. 14, n.º 1, pp. 1-37, 5 pl., 10 t. f., 2 tab., New York.

- PIERCE, R. L. (1961): *Lower Upper Cretaceous Plant Microfossils from Minnesota*, Minnes. Geol. Surv., Bull. 42, pp. 1-86, 2 tab., 3 pl., Minneapolis.
- POTONIE, R. (1956): *Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. I Teil-Sporites*, Beih. Geol. Jb., Heft. 23, pp. 1-103, 11 pl., Hannover.
- (1958): *Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. II Teil: Sporites, Saccites, Aletes, Praecolpates, Polypliates, Monocolpates*, Beih. Geol. Jb., Heft. 31, pp. 1-114, 11 pl., Hannover.
- (1960): *Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. III Teil*, Beih. Geol. Jb., Heft. 39, pp. 1-189, 9 pl., Hannover.
- SRAVASTAVA, S. K. (1966): *Upper Cretaceous Microflora (Maastrichtian) from Scollard, Alberta, Canada*, Pollen et Spores, vol. 8, n.º 3, pp. 497-552, 11 pl., París.
- VAN DER HAMMEN, TH. (1954): *El desarrollo de la flora colombiana en los períodos geológicos. I Maestrichtiano hasta Terciario más inferior (Una investigación Palinológica de la Formación Guaduas y equivalentes)*, Bol. Geol., Inst., Geol. Nal., vol. 2, n.º 1, pp. 49-106, pl. I-VII, y 1-21, Bogotá.
- (1956a): *Nomenclatura palinológica sistemática*, Bol. Geol., Inst. Geol. Nal., vol. 4, n.º 2-3, pp. 23-62, 12 pl., Bogotá.
- (1956b): *Descripción de algunos géneros y especies de polen y esporas fósiles*, Bol. Geol., Inst. Geol. Nal., vol. 4, n.º 2-3, pp. 103-109, 2 pl., Bogotá.
- (1958a): *Periodicidad climática y evolución de floras suramericanas del Maestrichtiano y del Terciario*, Bol. Geol., Inst. Geol. Nal., vol. 5 (1957), n.º 2, pp. 5-48, 9 figs., 1 pl., Bogotá.
- (1958b): *Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá (Cordillera Oriental)*, Bol. Geol., Inst. Geol. Nal., vol. 5 (1957), n.º 2, pp. 187-203, 3 pl., Bogotá.
- VAN DER HAMMEN, TH. & GARCÍA, C. (1966): *The Paleocene pollen flora of Colombia*, Leidse. Geol. Mededel., vol. 35, pp. 105-116, 20 figs., Leiden.

INDICE

	Págs.
E. JIMÉNEZ FUENTES, J. SAAVEDRA ALONSO: <i>Contribución al conocimiento del Silúrico de la Sierra de Tamames (Salamanca)</i>	7
L. E. NABAIS CONDE: <i>Existencia em Portugal de uma serie superior a "Formação Xistosa da Beira" e inferior ao Ordovícico</i>	25
O. SUÁREZ: <i>Petrología de los afloramientos graníticos de Linares (Pola de Allande, Asturias)</i>	27
L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA: <i>Una estructura interesante: El sinclinal Ordovícico-silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros</i>	45
E. JIMÉNEZ FUENTES: <i>Nuevos yacimientos de quelonios fósiles en Coca (Segovia), y su significado estratigráfico</i>	57
J. SAAVEDRA, M. ^a T. MARTÍN PATINO, A. ARRIBAS: <i>Alteración química y mineralógica de rocas no ígneas de la Sierra de Francia (Salamanca) bajo diferentes condiciones externas</i>	83
O. SUÁREZ: <i>Estudio petrológico del plutón de Boal (Asturias, NW de España).</i>	93
A. ARRIBAS, E. GALÁN, J. M. MARTÍN-POZAS, J. NICOLAU, P. SALVADOR: <i>Estudio mineralógico de la variscita de Palazuelo de las Cuevas, Zamora (España).</i>	115
N. SOLÉ DE PORTA: <i>Algunos géneros nuevos de polen procedentes de la Formación Guaduas (Maastrichtiense-Paleoceno) de Colombia</i>	133

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 figuren 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.

DIRECTIONS FOR AUTHORS

Authors who send originals to be published in this journal should comply with the general conventions for all scientific publications. However we feel obliged that some of these instructions ought to be stressed.

The bibliography must be set out in alphabetical order of surnames, and, following the christian names, the year of publication should appear, small letters should be added in alphabetical order, when more than one paper by the same author or authors is inserted in the same year. Afterwards the title of the paper and the journal in which it was published must be given, as well as the first and last pages of the contribution. In the case of books, the name of the publishing house and place where it was edited should be indicated.

Quotations from other authors within the text will be doubly underlined and the year must be shown immediately afterwards, in brackets. Any maps, drawings, diagrams and photographs ought to be originals, and under no circumstances copies of any kind; these should come apart from the text but with indications as to where they must be inserted. Owing to reasons of reduction, it is desirable that maps should have a graphic scale. On reducing, the instructions that the author writes alongside the maps, drawings, etc., in the margin, will be taken into account as far as possible.

The papers can be published in Spanish, Portuguese, French, German and English. Following the name of the author(s) the centre or organization to which they belong will be specified. The study will be introduced by a short summary in English and the original language.

The authors will receive 50 free copies of their work. If anyone might require a greater number, it is necessary for him to indicate it on the original and his gratification should follow.

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

INDICE

	Págs.
E. JIMÉNEZ FUENTES, J. SAAVEDRA ALONSO: <i>Contribución al conocimiento del Silúrico de la Sierra de Tamames (Salamanca)</i>	7
L. E. NABAIS CONDE: <i>Existencia em Portugal de uma serie superior a "Formação Xistosa da Beira" e inferior ao Ordovícico</i>	25
O. SUÁREZ: <i>Petrología de los afloramientos graníticos de Linares (Pola de Allande, Asturias)</i>	27
L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA: <i>Una estructura interesante: El sinclinal Ordovícico-silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros</i>	45
E. JIMÉNEZ FUENTES: <i>Núevos yacimientos de quelonios fósiles en Coca (Segovia), y su significado estratigráfico</i>	57
J. SAAVEDRA, M. ^a T. MARTÍN PATINO, A. ARRIBAS: <i>Alteración química y mineralógica de rocas no ígneas de la Sierra de Francia (Salamanca) bajo diferentes condiciones externas</i>	83
O. SUÁREZ: <i>Estudio petrológico del plutón de Boal (Asturias, NW de España)</i> .	93
A. ARRIBAS, E. GALÁN, J. M. MARTÍN-POZAS, J. NICOLAU, P. SALVADOR: <i>Estudio mineralógico de la variscita de Palazuelo de las Cuevas, Zamora (España)</i> .	115
N. SOLÉ DE PORTA: <i>Algunos géneros nuevos de polen procedentes de la Formación Guaduas (Maastrichtiense-Paleoceno) de Colombia</i>	133