

SIGNIFICADO GEOTECTONICO DE LA FORMACION GNEISES DE LA MORCUERA

M. J. FERNÁNDEZ CASALS*

RESUMEN.—En el Guadarrama Oriental (Sistema Central, España) aflora una formación gneísica, los Gneises de La Morcuera, sobre la que se apoya una serie metasedimentaria preordovícica, la Formación Buitrago, de probable edad cámbrica.

Dentro de los Gneises de La Morcuera se puede distinguir un complejo basal de augengneises recubierto por una sucesión, menos potente, de diversos tipos de gneises procedentes de rocas volcánicas y sedimentarias.

Se estudian los caracteres petrográficos, estratigráficos, tectónicos y químicos de los Gneises de La Morcuera y se determina la existencia de ortogneises derivados de viejos granitos porfídicos, discutiéndose su posible significado geotectónico.

SUMMARY.—In the Eastern Guadarrama (Sistema Central, Spain) crops out a gneissic formation, the Morcuera Gneiss, under metasedimentary preordovician terrains of the Buitrago Formation, probably Cambrian in age. The Morcuera Gneiss is made up of a basal augengneiss complex covered by a succession of several types of gneiss derived from volcanic and sedimentary rocks.

In this paper are studied the petrographic, stratigraphic, tectonic and chemical features of Morcuera Gneiss. The existence of ortogneiss derived from old porphyritic granites is ascertained and the tectonic signification of Morcuera Gneiss is finally discussed.

INTRODUCCION

La formación "Gneises de La Morcuera", que se extiende principalmente al Oeste de Buitrago del Lozoya, constituye la más baja y sobre la que se apoyan el resto de las formaciones preordovícicas aflorantes en la parte oriental del Guadarrama y los materiales paleozoicos de Somosierra que se superponen a aquellas por el Este. Integrada fundamentalmente por augengneises, fue definida y estudiada por nosotros en dos publicaciones anteriores (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970 y 1971). Concretamente en 1971 des-

* Cátedra de Geodinámica Interna. Facultad de Ciencias de la Universidad Complutense de Madrid.

cribíamos sus características y discutíamos su posición estratigráfica y posible correlación con formaciones similares del Sistema Central, Galicia y Zamora.

Desde comienzos de junio de 1972 a finales de mayo de 1973 la "Fundación Juan March" nos concedió una beca para el estudio de la estructura tectónica y el significado de esta misma formación de Gneises de La Morcuera. En esta publicación queremos exponer los datos nuevos y conclusiones obtenidos en el citado trabajo de beca, así como adelantar nuestra opinión actual respecto a este complejo basal de la Sierra del Guadarrama.

Agradecemos a la citada "Fundación Juan March" la subvención del trabajo, así como las facilidades prestadas para la publicación de esta nota.

ANTECEDENTES

Dos son, fundamentalmente, los aspectos que han preocupado a los diferentes autores que han tratado estos gneises: su posición estratigráfica y su origen.

La formación que estudiamos o sus equivalentes en otros macizos del Sistema Central ha sido muy diversamente considerada en lo que respecta a su posición estratigráfica. Aunque anteriormente, y siguiendo las ideas de MACPHERSON (1883), los terrenos antiguos en los que se incluyen los que ahora nos ocupan habían sido considerados como arcaicos, los trabajos de LOTZE (1929) y SCHRÖDER (1930) atribuyeron al Paleozoico Inferior todas las formaciones metamórficas que afloran en el Guadarrama Oriental. Más concretamente, LOTZE dató como silúricos s. l. a los gneises de La Boderá, que en nuestra opinión pueden representar los equivalentes más orientales de los Gneises de La Morcuera. Esta misma datación han mantenido otros autores de la escuela de Münster, como SOMMER (1965). En cambio, para SCHÄFER (1969), los gneises de Hiendelaencina serían de edad preordovícica sin mayor precisión y estarían situados por debajo de los Esquistos de Constante, que él considera de probable edad Cámbrico Superior.

Los autores españoles que realizaron la cartografía geológica de diversas hojas 1/50000 del Guadarrama (DE LA CONCHA, 1962; FEBREL, FUSTER y DE PEDRO, 1958; FUSTER y FEBREL, 1959), atribuyeron al Paleozoico Inferior todo el conjunto gneísico que aflora en estas sierras.

En 1968 CAPOTE y VEGAS hicieron una primera seriación estratigráfica en la región de Avila, equiparando al "Ollo de Sapo" de Galicia (PARGA PONDAL, MATTE y CAPDEVILA, 1964) a unos gneises, similares a los nuestros, que encontraban por debajo de una formación posiblemente cámbrica. BARD, CAPDEVILA y MATTE (1970) generalizaron esta idea para todo el Sistema Cen-

tral, considerando estas formaciones porfiroides como del Precámbrico Superior. De la misma manera son consideradas en la publicación que, junto con A. RIBEIRO, realizan en 1972.

En 1970, FUSTER y GARCÍA CACHO, que estudian la zona de Riaza-La Puebla, dan como preordovícicas a las formaciones que encuentran bajo las cuarcitas de facies armoricana, señalando que no existen datos para precisar si existe sólo Cámbrico o si se halla representado algo de Infracámbrico.

Por nuestra parte (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970 y 1971), en la región de Buitrago del Lozoya, situamos a los Gneises de La Morcuera por debajo de una formación que asimilamos al Cámbrico Inferior, considerándolos por ello como del Precámbrico.

Posteriormente, CAPOTE (1972) describe, bajo los esquistos y cuarcitas del Ordovícico Inferior, una serie de formaciones, con calizas intercaladas de habitus cámbrico, que sitúa en el Cámbrico Inferior, dudando si pueda encontrarse representado algo de Cámbrico Medio. Considera las formaciones inferiores glandulares como precámbricas.

En el mismo año E. SOERS publica su tesis, en la cual hace un estudio estratigráfico y estructural de la parte oriental del Sistema Central. Para este autor, los gneises de las formaciones de Hiendelaencina y de La Bodega son de edad Precámbrico Superior y sobre ellos se apoyan las capas microconglomeráticas y esquistoarenosas de la formación del Bornova, que atribuye al Cámbrico Superior.

Hemos de señalar, por último, los trabajos de GARCÍA CACHO (1973) y PEINADO MORENO (1973) en el sector oriental del Sistema Central y en el Macizo El Escorial-Villa del Prado, respectivamente. Aunque ambos en principio no parecen decidirse por la edad de sus materiales preordovícicos se inclinan, finalmente, por incluir a todos ellos en el Cámbrico.

Resumiendo, podemos decir que si bien todos los autores modernos están de acuerdo en considerar a los Gneises de La Morcuera o sus equivalentes como anteordovícicos, hay diversidad de opiniones respecto a la posición estratigráfica precisa de los mismos.

En lo que se refiere al origen de los Gneises de La Morcuera o sus equivalentes en el Sistema Central han sido también muy diversas las opiniones emitidas. Para LOTZE (1929), SCHRÖDER (1930) y SOMMER (1965), los gneises glandulares de La Bodega y Hiendelaencina provendrían de rocas sedimentarias afectadas no sólo por metamorfismo regional hercínico, sino también por el metamorfismo de contacto producido por un granito sintectónico.

En cambio, DE WAARD (1950) considera como ortogneises a los gneises glandulares de los macizos de Peñalara y Miraflores, por observar contactos intrusivos entre éstos y los paragneises más pelíticos. Para este autor los

ortogneises corresponderían a intrusiones hercínicas precoces, afectadas y deformadas luego por la fase paroxismal de la misma orogenia.

SCHÄFER (1969) y SOERS (1972) suponen un origen volcansedimentario (tobas y lavas riolíticas, con intercalaciones más o menos detríticas) a los gneises de La Boderá y de Hiendelaencina, de forma similar a lo que piensa RIEMER (1965) respecto del porfiroide "Ollo de Sapo" de Galicia.

BARD et al. (1970 y 1972) consideran a los gneises basales del Sistema Central como metagrauvas feldespáticas, aunque piensan que algunos gneises de Santa María de la Alameda podrían ser ortoderivados.

En nuestras anteriores publicaciones (1970 y 1971) respecto a los Gneises de La Morcuera no nos decidimos por la existencia o no de ortogneises dentro de esa formación intensamente metamorfozada y migmatizada, aunque señalamos la existencia de caracteres ortoderivados en los gneises del Oeste de Lozoyuela.

CAPOTE (1972) en la región de Avila ve, dentro del complejo gneísico basal, caracteres que recuerdan a granitos gneisificados, pero por otra parte observa intercalaciones rítmicas que podrían apuntar más bien hacia un conjunto estratificado. Piensa por ello en la posibilidad de que dentro del mismo complejo se encuentren materiales volcansedimentarios apoyados sobre un zócalo granítico.

GARCÍA CACHO (1973) y PEINADO MORENO (1973), al igual que los autores de varias hojas 1/50000 (DE LA CONCHA, 1962; FEBREL, FUSTER y DE PEDRO, 1958; FUSTER y FEBREL, 1959), consideran que todos los materiales preordovícicos tienen su origen en formaciones sedimentarias metamorfozadas, si bien PEINADO MORENO no descarta la posibilidad de que existan materiales ortoderivados dentro de los de mayor grado metamórfico.

CARACTERES ESTRATIGRAFICOS Y PETROGRAFICOS

Las formaciones gneísicas de La Morcuera se encuentran situadas por debajo de los materiales ordovícicos que, hacia el Este y formando un amplio sinclinorio, constituyen las sierras de las inmediaciones de El Atazar (Fig. 1). Forma la base de dicho Ordovícico un tramo de unos 100 metros de cuarcitas blancas y grises en las que se han encontrado Cruzianas y que se continúan por el Norte y Este con las llamadas Cuarcitas de Alto Rey por SCHÄFER (1969), razones por las cuales han sido atribuidas al Ordovícico Inferior (Skiddawiense).

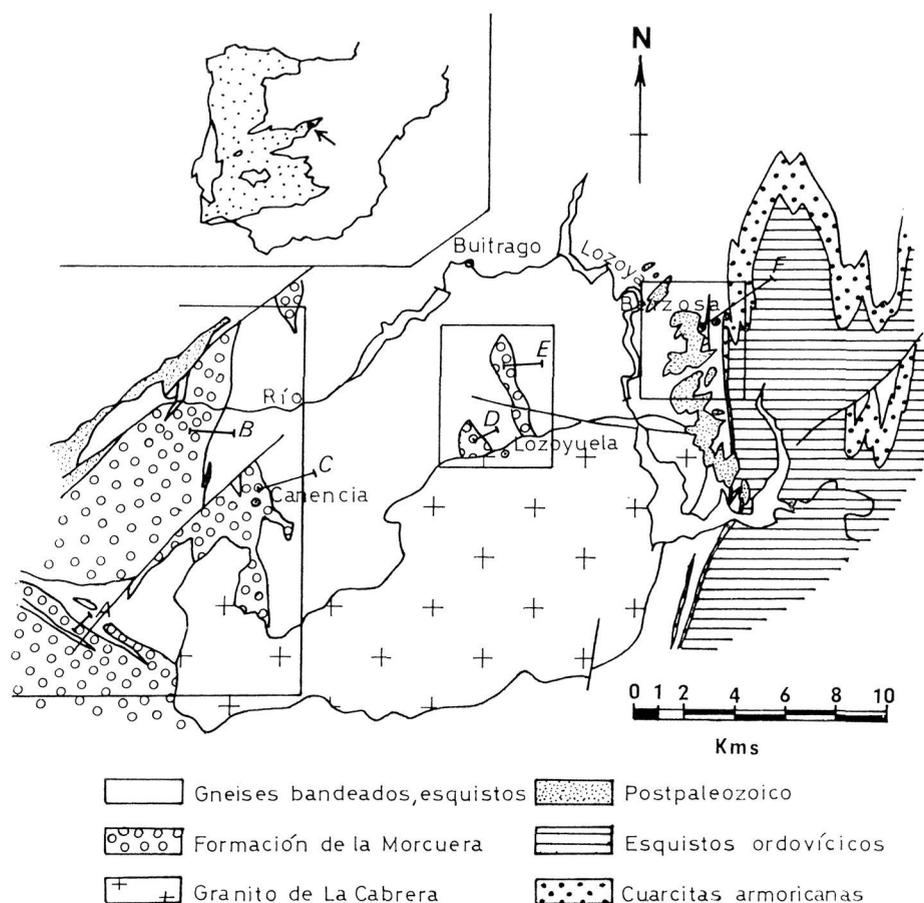


FIG. 1

Afloramientos de la formación Gneises de La Morcuera en la región de Buitrago del Lozoya y situación de ésta dentro del Macizo Hespérico. Las áreas recuadradas corresponden a las de la Figura 2. Los segmentos A, B, C, D, E y F indican la posición de las columnas esquemáticas de la Figura 3

Entre las cuarcitas ordovícicas y los augengneises de La Morcuera aparece una formación, progresivamente más metamórfica hacia el Oeste, de esquistos con cuarcitas y alguna intercalación de samitas feldespáticas y, todavía por debajo, paragneises biotíticos bandedos con capas discontinuas de anfibolitas. HEIM (1952) describe estas anfibolitas al Sur de Paredes y las considera paraderivadas, a partir de calizas dolomíticas, citando incluso la presencia de una capa de 30 cms. de mármol. FEBREL, FUSTER y DE PEDRO (1958) consideran también a estas rocas como paraanfibolitas.

Al Este de Prádena hemos encontrado entre las micacitas una intercalación de un gneis leptinitico de facies microglandular, semejante por su aspecto a algunas de las rocas que se encuentran en el techo de la formación de La Morcuera. Como más adelante veremos, este gneis podría interpretarse como derivado de una roca volcánica ácida.

Esta formación preordovícica, a la que en adelante nos referiremos como "Formación Buitrago" y cuyo espesor puede estimarse entre unos 700 y 1000 metros, está pues constituida por una sucesión metamorfizada de rocas pelíticas y samíticas en menor proporción con intercalaciones de rocas calcáreas y de algún posible nivel volcánico ácido.

La equiparación de las paraanfibolitas con las capas calcáreas del Cámbrico Inferior y la correlación con otros sectores de la Península nos hacen dar a esta formación en conjunto una edad cámbrica (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970 y 1971).

La Formación Buitrago debe ser equivalente a la que, conteniendo capas de calizas fuertemente metamórficas, aflora en El Escorial-Villa del Prado (PEINADO MORENO, 1973). En la región de Avila (CAPOTE y VEGAS, 1968 y CAPOTE, 1972) parte de estas formaciones con calizas aparecen en zonas de menor intensidad metamórfica, mostrando entonces una facies muy similar a la del Cámbrico Inferior del centro de la Península. Dicha facies es semejante a la de las formaciones cámbricas de Salamanca en las que GARCÍA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA (1972) han encontrado fauna de Trilobites del Cámbrico Inferior. Por todo ello pensamos que en la Formación Buitrago se incluye el Cámbrico Inferior.

Como puede verse en el esquema de la figura 1, los esquistos y paragneises bandeados afloran desde el meridiano de Canencia hacia el Este, hasta las cuarcitas ordovícicas. Se encuentran únicamente interrumpidos por tres pequeños afloramientos de la formación inferior augengneísica, el grueso de la cual, y distribuido en otros tres afloramientos de mayores dimensiones, aparece al Oeste del citado meridiano de Canencia.

La formación de La Morcuera está constituida en su mayor parte por *gneises ocelares gruesos* (augengneises), con megacristales de feldespato potásico de hasta 8-10 cms. englobados en una mesostasia cuarzofeldespática y con foliación marcada por bandas irregulares micáceas. (Para una descripción más detallada ver FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1971). Los fenocristales varían de subidiomorfos a redondeados y siempre están rodeados por la foliación, con sombras de presión desarrolladas y, a veces, huellas claras de tectonización. Como indicábamos en 1971, consideramos a la mayor parte de estos megacristales feldespáticos heredados.

Dentro de los augengneises se encuentran escasas intercalaciones decimétricas de otros gneises de grano fino y de textura granoblástica.

En el extremo sudoccidental de nuestra zona de estudio (Fig. 2) aparecen tres afloramientos de gneises bandeados entre los augengneises. Los dos meridionales están formados por gneises de caracteres similares a los que se sitúan por encima de la formación glandular, encontrándose incluso en ellos intercalaciones de anfibolitas. El afloramiento más sententrional está cons-

tituido por unos gneises bandeados finos, muy oscuros y esquistosos, con grandes cristales de biotita y otros esqueléticos de granate destacando sobre los demás, y sin anfibolitas. Pensamos que su localización obedece a causas estructurales, correspondiendo a sinclinales, como los de La Morcuera y Los Hoyos.

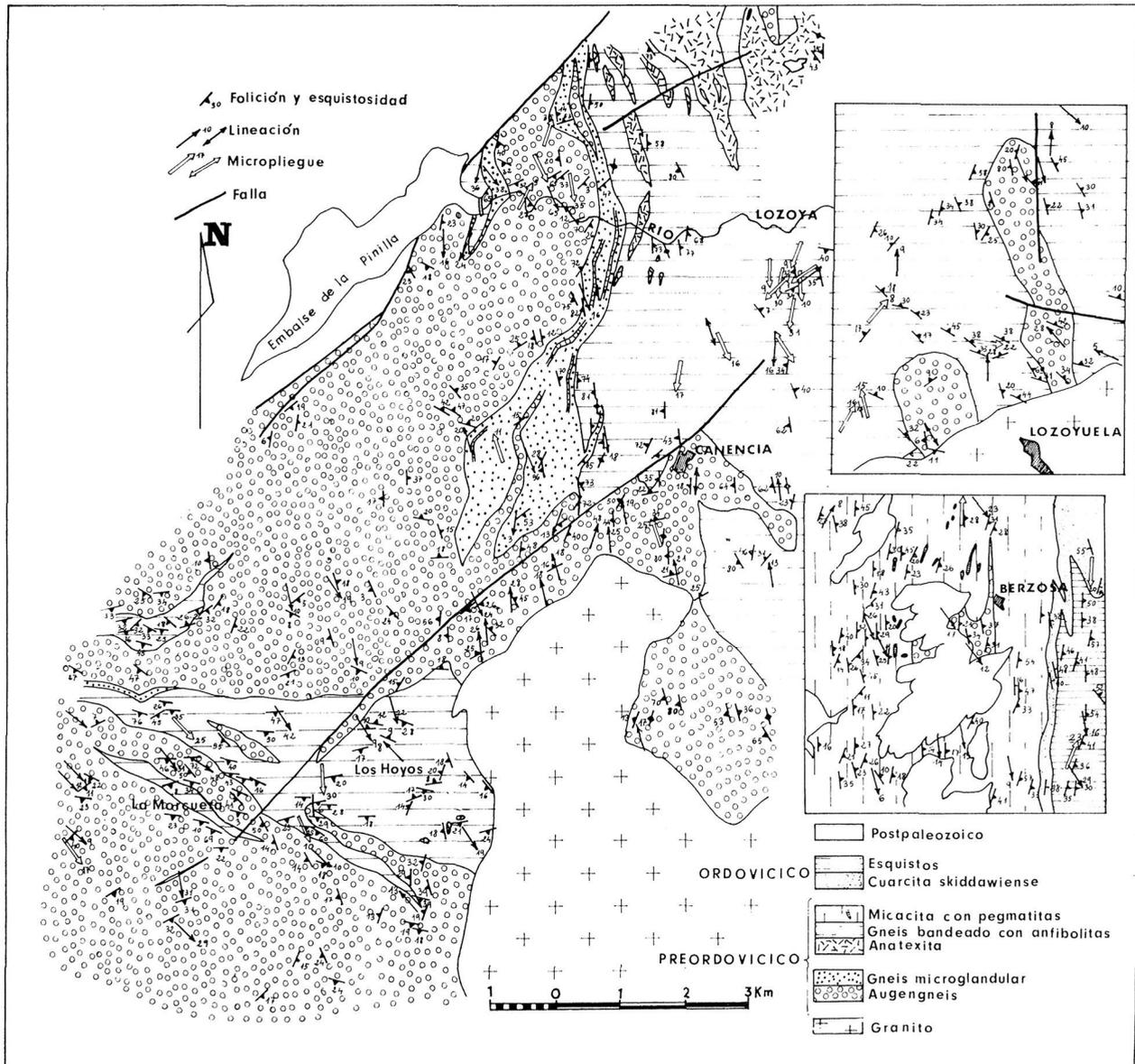


FIG. 2

Mapa geológico de los afloramientos de Gneises de La Morcuera estudiados

Puede afirmarse que la potencia de la formación macroglandular, aun cuando no pueda establecerse en su totalidad por no llegarse a ver nunca otra inferior, supera los 1000 metros.

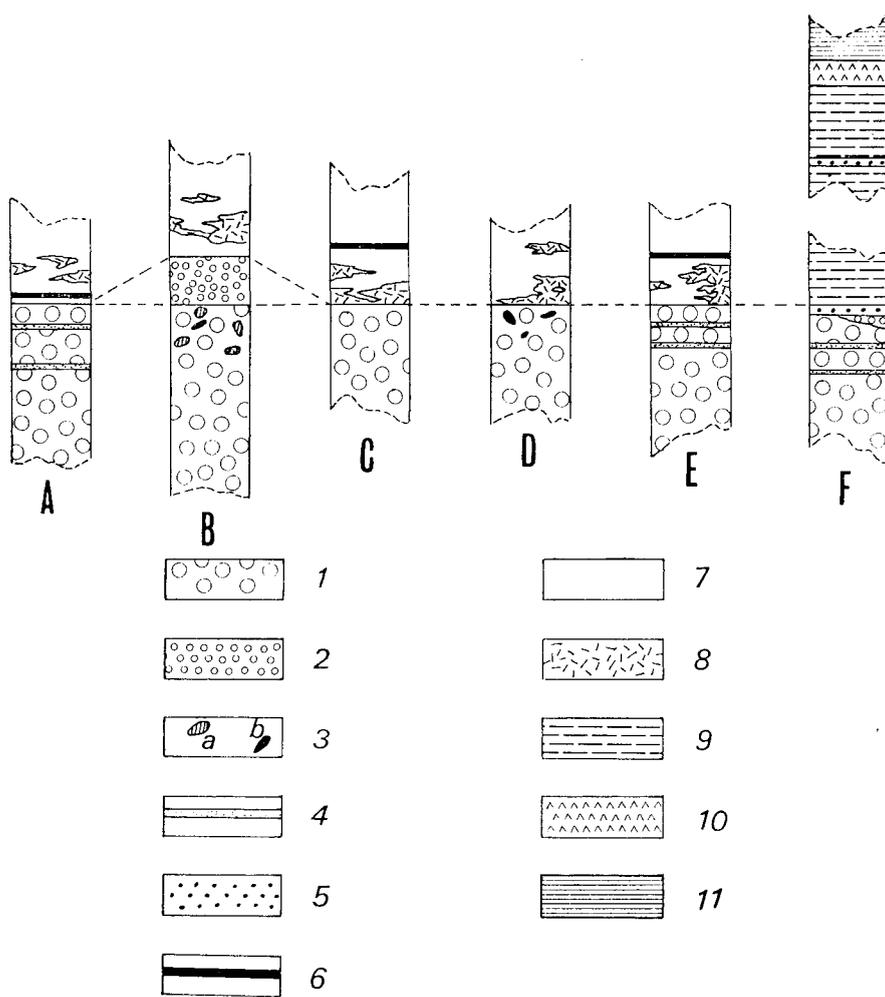


FIG. 3

Columnas estratigráficas esquemáticas mostrando los elementos más destacables de los Gneises de La Morcuera, así como sus relaciones con las formaciones que se le superponen. 1, augengneis grueso. 2, alternancia de gneis microglandular, gneis bandeado y algo de augengneis grueso. 3, enclaves dentro de los augengneises; a, samitas feldespáticas; b, mesócratos. 4, intercalaciones granoblásticas. 5, gneises leptiniticos microglandulares. 6, anfibolitas. 7, paragneises bandeados. 8, anatexitas. 9, serie fundamentalmente esquistosa. 10, cuarcita skiddawiense. 11, esquistos azulados del Ordovícico Medio. La situación de las columnas se indica en la Figura 1

Un hecho que interesa destacar, con vistas a su posterior interpretación, es el haber hallado enclaves dentro de los augengneises, enclaves que son de dos tipos principales: Mesócratos y de samitas feldespáticas. Los primeros están constituidos por una roca oscura, fina, bastante micácea, compuesta fundamentalmente por cuarzo y biotita y con marcada esquistosidad de flujo. Han sido vistos hasta el momento al SE de Navarredonda y en el pequeño afloramiento situado al Oeste de Lozoyuela (Figs. 2 y 3). Son de forma ovalada o redondeada y están aplanados según la foliación del gneis.

Sus dimensiones según este plano oscilan entre varios centímetros y 2 dms. (Fig. 4).



FIG. 4

Aspecto, en el afloramiento, de los enclaves mesócratos en los augengneises de la Formación de La Morcuera. Junto al Km. 5,300 de la carretera de Gargantilla del Lozoya a San Mamés

El segundo tipo de enclaves se caracteriza por poseer, además de cuarzo y biotita, cristales equigranulares de plagioclasa de pequeño tamaño. Presentan una esquistosidad que a veces aparece cruzada respecto a la foliación del gneis encajante. Se han encontrado junto al río Lozoya, cerca de 1 km. aguas abajo de la presa de La Pinilla.

Sobre la formación ocelar gruesa y flanqueándola por el Este (Figs. 2 y 3) existe una banda, de unos 8 ó 9 kms. de largo, en la que aparece una formación compleja constituida fundamentalmente por gneises microglandulares, gneises bandeados migmatíticos y alguna hilada de gneis macroglandular. Los *gneises bandeados* son en todo semejantes a los de la formación superior. Los *microglandulares* se caracterizan por poseer, destacando sobre la matriz de grano muy fino, glándulas monominerales de cuarzo y de feldespato cuyo tamaño varía, por término medio, entre unos milímetros y 1 cm.

La formación microglandular debe tener una potencia del orden de unos 200 metros. No puede precisarse este espesor debido a que, como en el

resto de la serie, aparecen señales de gran estiramiento según la foliación, la cual, además, está fuertemente plegada.

En los gneises de facies microglandular las glándulas no son sólo de feldespato potásico, como ocurre en los ocelares gruesos normalmente, sino que las hay también de plagioclasa y de cuarzo. Todos estos cristales, según revela el análisis microtextural, son anteriores a la primera foliación visible, puesto que ésta los rodea, existen sombras de presión, muestran señales de tectonización y no aparecen restos de otra esquistosidad o foliación dentro de ella. Estos datos texturales nos llevan a pensar que se trata de cristales premetamórficos heredados. Algunos de los cristales de cuarzo muestran incluso, perfectamente visibles, golfos de corrosión (Fig. 5) y pueden ser interpretados como cristales magmáticos, probablemente volcánicos.

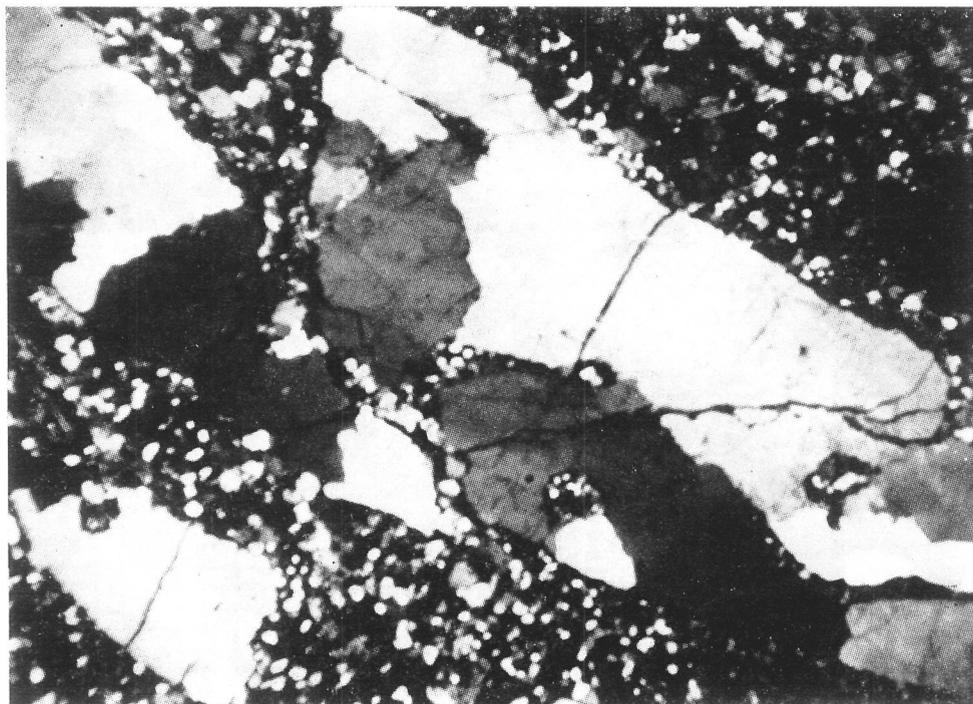


FIG. 5

Cristales proterógenos de cuarzo con huellas de tectonización y golfos y pozos de corrosión magmática. Gneis microglandular, al Sur de la carretera de Lozoyuela a El Paular, a la altura del Km. 12

El estudio microscópico pone de manifiesto que, desde el punto de vista mineralógico, los distintos tipos de gneis de la formación poseen, en proporciones algo variables de uno a otro, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita como minerales principales. Esta composición mineralógica se encuentra en todos los afloramientos de augengneises ex-

cepto en el más oriental, en el que aparece moscovita y no se encuentra sillimanita. En los afloramientos más extensos del Oeste los gneises poseen, además, cordierita, en general bastante pinnitizada. Como minerales accesorios tienen apatito, circón, turmalina y opacos principalmente.

Tanto la formación de La Morcuera como la de paragneises bandeados que se le superpone están, en sus partes más profundas, afectadas por una fuerte migmatización, apareciendo ampliamente difundidas las facies embrechíticas y epibolíticas, con leucosomas de carácter pegmatítico y granítico. Son también frecuentes las masas anatexíticas de carácter leucócrato, las cuales forman cuerpos de dimensiones considerables, como puede apreciarse en la figura 2.

CARACTERES TECTONICOS

Todas las formaciones de este sector se encuentran afectadas por una tectónica compleja de edad hercínica. La deformación se realizó en varias fases superpuestas de plegamiento, las cuales generaron diversas familias de micro y macroestructuras. Dichas fases son de edad postdevónico inferior y preestefanienses, dado que en la región oriental del Sistema Central las últimas capas afectadas por ellas son los Esquistos y Calizas de Cercadillo del Devónico Inferior (BULTYNCK y SOERS, 1971; CARLS, 1969; SOERS, 1972), mientras que las más antiguas capas postorogénicas, atribuidas al Estefaniense, son unas series detríticas con carbón que afloran en Retiendas y Tamajón (PÉREZ COSSIO, 1920; DE LA CONCHA, 1962).

La formación que estudiamos se deformó según mecanismos y estilos propios del nivel estructural inferior. Salvo en el afloramiento más oriental, situado ya en la parte más externa del complejo de migmatitas, con sólo migmatitas heterogéneas (leucosomas pegmatoides aislados en el paleosoma) y por encima de la isograda de la sillimanita, en los demás afloramientos de los Gneises de La Morcuera el fuerte metamorfismo y migmatización acompañante provocaron que la resistencia a la deformación fuera muy baja, por lo que ésta es principalmente de tipo fluidal.

En las áreas donde la formación de La Morcuera aflora bajo la isograda de la sillimanita, es decir, en los afloramientos de Lozoyuela y en los del Oeste, el elemento microtectónico más importante es la foliación, que afecta a todas las rocas. Está marcada por la presencia de bandas claras granudas cuarzofeldespáticas alternantes con otras más ricas en biotita y sillimanita.

En los cristales anteriores a la foliación, rodeados siempre por ella y con sombras de presión, se aprecian abundantes señales de deformación mecánica: aplastamiento, microfisuración, extinción ondulante en el cuarzo, per-

titización según bandas orientadas en el feldespatos potásico, etc. Estos hechos indican un aplastamiento generalizado perpendicularmente al plano de foliación y un estiramiento según una dirección dentro del mismo.

Esta deformación penetrante es contemporánea con el proceso metamórfico aunque cesó antes que él, dado que se reconocen recristalizaciones posteriores incluso a los pliegues que afectan a la foliación.

La posición de esta foliación es variable como resultado, por una parte, del carácter inhomogéneo de la deformación en estas zonas profundas, realizada con un mecanismo de flujo, y debido por otra al efecto de plegamientos posteriores. En la figura 6A, la foliación lleva una posición media de $114^{\circ}-20^{\circ}$ S, pero hacia el Norte gira en un amplio periclinal y adopta una disposición general submeridiana, a la vez que se extienden los polos (Fi-

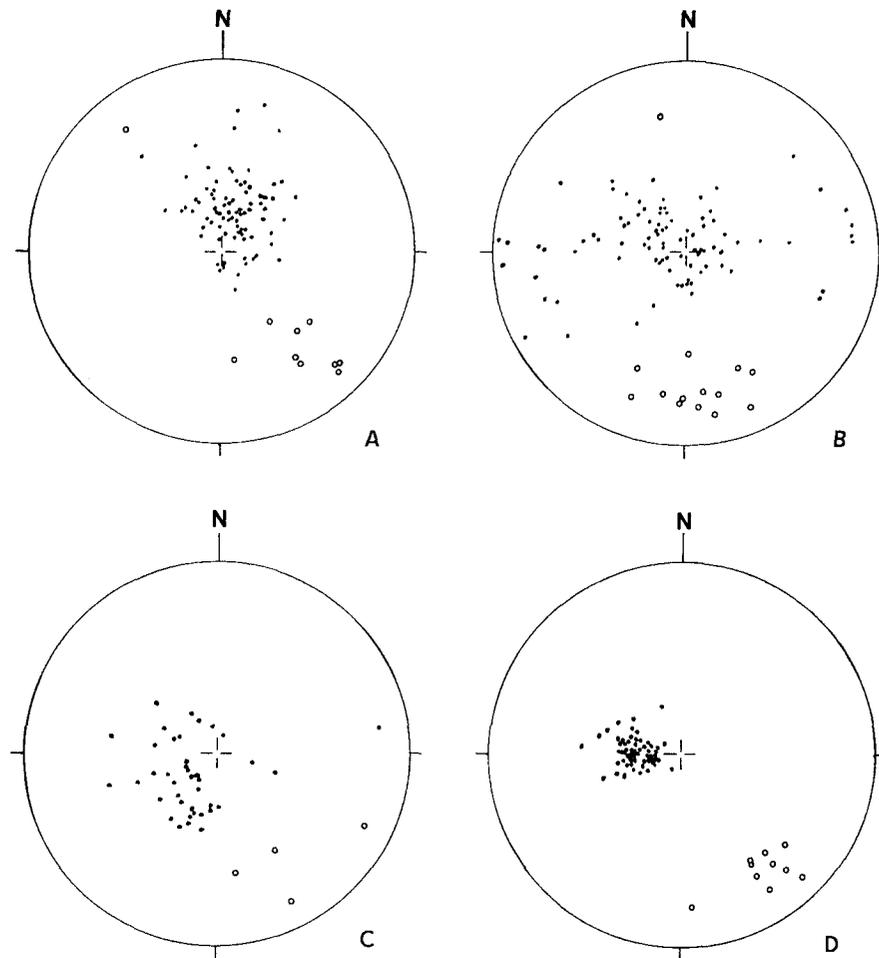


FIG. 6

Diagramas estereográficos indicando la posición de la foliación y lineaciones en distintos sectores del área estudiada. A, afloramientos occidentales, al Sur del sinclinal de gneis bandeado de Los Hoyos. B, afloramientos occidentales al Norte del mismo sinclinal. C, afloramientos de las inmediaciones de Lozoyuela. D, afloramiento de Berzosa. Puntos, polos de foliación. Círculos abiertos, lineación

gura 6B) según una corona, la cual muestra claramente los efectos de un plegamiento posterior a la foliación dominante. Las lineaciones minerales varían sólo ligeramente de posición. En las inmediaciones de Lozoyuela la foliación buza hacia el NE (Fig. 6C) y, como en la parte más occidental ya mencionada, se muestra claramente plegada.

Se reconocen dos tipos fundamentales de micropliegues, pertenecientes a fases postfoliación principal, puesto que ambos afectan a ésta. Unos tienden a ser isoclinales, con plano axial acostado en general y direcciones cambiantes. La dirección de alargamiento de las lineaciones minerales visibles parece coincidir con la de estos micropliegues (ver figura 2).

El segundo tipo de micropliegues presenta su plano axial más erguido que los anteriores e inclinado hacia el Este. Su geometría varía desde kink-folds asimétricos a pliegues abiertos con zona de charnela suavemente curvada. Poseen dirección submeridiana.

En lo que a las macroestructuras se refiere, ninguna de las cartografiadas puede atribuirse a la fase que generó la foliación, puesto que ésta siempre gira en los periclinales. En cambio, se reconocen diversas sinformas y anti-formas cuya posición y geometría parece coincidir con las fases que generaron los dos tipos de micropliegues descritos.

En el afloramiento de augengneises de Berzosa la deformación, realizada principalmente por aplastamiento, es más homogénea y la dispersión de los polos de foliación y lineaciones es menor (Fig. 6D). No sólo se reconoce una foliación dominante que buza al Este y está plegada, sino que se aprecia la existencia de otra foliación. Ambas son visibles dentro de los augengneises al SW de Berzosa. La primera es más tendida que la segunda y ambas se encuentran más hacia el Este tanto en los materiales preordovícicos como en los esquistos ordovícicos, marcadas como esquistosidad de flujo y esquistosidad de crenulación (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970).

No es objeto de este trabajo la determinación de las relaciones exactas que existen entre las esquistosidades y micropliegues de estos niveles menos metamórficos y la foliación y micropliegues de las zonas más profundas, puesto que el estudio tectónico de este área constituye el objeto de nuestra tesis doctoral de próxima presentación, pero queremos hacer destacar el hecho de que las deformaciones descritas que observamos en los augengneises de La Morcuera son las mismas que se encuentran en el resto de las formaciones preordovícicas y en las ordovícicas de más al Este. Todas ellas en conjunto han sido igualmente afectadas por la orogenia hercínica, no encontrándose restos de deformaciones anteriores en los augengneises. Las variaciones que pueden apreciarse en el estilo de las estructuras corresponden únicamente a variación del tipo de la deformación, el cual, hacia el Oeste, pasa a ser el propio de las zonas profundas. Los Gneises de La Mor-

cuera, pues, forman parte de la infraestructura hercínica y se encuentran deformados solidariamente junto con los metasedimentos paleozoicos.

DATOS DE COMPOSICION QUIMICA

Dados los caracteres expuestos, en la formación de La Morcuera se pueden distinguir dos conjuntos de diferente significado: el inferior, de augengneises, y el superior, en el que se encuentran las facies microglandulares. Este último conjunto puede ser interpretado como una alternancia de rocas pelíticas y otras más feldespáticas con participación volcánica (lavas o tobas ácidas), como demuestra la presencia de cuarzos con huellas de corrosión magmática en los gneises microglandulares. Esta serie volcano-sedimentaria superior se apoya sobre el potente conjunto de augengneises inferiores, pero en muchos casos falta, de tal manera que los gneises ocelares gruesos se ponen directamente en contacto con los paragneises bandeados de la Formación Buitrago.

La morfología, tamaño, distribución homogénea y carácter heredado de los megacristales feldespáticos de los augengneises, así como la presencia de enclaves mesócratos totalmente similares a los que se encuentran en las rocas graníticas, permiten reconocer entre los Gneises de La Morcuera la existencia de ortogneises. Dichos ortogneises derivarían de granitos porfídicos, de indudable edad prehercínica, con enclaves.

Aunque sería importante la realización de más detallados estudios petrográficos y mineralógicos de estas rocas para comprobar su posible origen ortoderivado, hemos tratado por nuestra parte de averiguar si su composición química es compatible con dicho origen. Hemos realizado varios análisis químicos tanto de los posibles ortogneises como de los paragneises bandeados y otros tipos de rocas, para compararlos entre ellos y con los resultados de GUITARD (1970) respecto a la separación entre rocas de origen granítico y rocas paraderivadas. Según este autor, la línea G-D señalada sobre el diagrama de la figura 7 separa, a la izquierda, el dominio de las rocas graníticas del de las no graníticas, que se sitúa a la derecha.

A partir de los porcentajes en peso de óxidos obtenidos en los análisis químicos que se presentan en la Tabla I, hemos calculado los índices Si, Fe+Mg+Mn, Na+K+Ca y proyectado sobre el diagrama triangular de GUITARD (Fig. 7). Según puede apreciarse, todos los gneises bandeados (5, 6 y 8) se proyectan dentro del campo de los paragneises. Los macroglandulares 1, 2, 10 y 11 caen en el dominio de las rocas graníticas, excepto el 7, que lo hace en el de las no graníticas. Los gneises microglandulares se sitúan bien a la derecha (3) bien a la izquierda (9) del límite G-D, al igual que

TABLA I

Oxidos	PORCENTAJES EN PESO											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	74,26	70,80	66,48	77,37	66,64	66,36	69,06	59,54	75,86	69,20	72,94	76,04
Al ₂ O ₃	13,00	15,02	16,51	11,16	15,98	16,91	16,14	19,12	12,03	16,00	14,83	13,48
Fe ₂ O ₃	1,24	1,28	1,54	0,93	1,28	3,32	1,57	1,75	0,56	1,62	1,84	1,60
FeO	1,42	1,98	3,55	1,44	4,22	2,13	2,43	6,41	1,71	1,27	0,42	0,27
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,11	0,04	0,16	0,00	0,00	0,06	0,07
MgO	0,22	0,10	1,32	0,00	1,78	1,42	1,22	2,38	0,11	0,53	0,03	0,00
CaO	0,00	0,12	0,98	0,00	0,90	1,06	0,80	0,51	0,06	0,52	0,15	0,00
Na ₂ O	2,68	3,04	2,91	2,21	2,74	3,18	2,78	1,97	3,75	3,01	2,75	3,00
K ₂ O	4,57	5,34	3,60	5,53	4,26	3,42	3,61	3,88	4,54	5,02	4,72	4,53
TiO ₂	0,14	0,22	0,32	0,12	0,46	0,40	0,28	0,64	0,08	0,18	0,07	0,00
P ₂ O ₅	0,23	0,22	0,20	0,13	0,12	0,09	0,01	0,15	0,11	0,24	0,16	0,13
H ₂ O+	2,11	1,88	2,46	1,09	1,41	1,54	2,00	2,79	0,87	2,37	1,89	0,79
H ₂ O—	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,08	0,02	0,00	0,11	0,06

- 1 y 2. Augengneises de los Altos de La Morcuera.
3. Gneis microglándular, Sur del Km. 12 de la carretera Lozoyuela-El Paular.
4. Gneis granoblástico de los Altos de La Morcuera.
- 5, 6 y 8. Gneises bandeados de la Formación Buitrago.
7. Augengneis de El Picazuelo (NE de Lozoyuela).
9. Gneis microglándular de Berzosa.
10. Augengneis de Berzosa.
11. Augengneis del Oeste de Lozoyuela.
12. Gneis leptinitico intercalado en la Formación Buitrago, al Este de Prádena del Rincón.

ocurre con el gneis leptinítico 12. Por último, el gneis granoblástico (4) se proyecta también dentro del dominio de las rocas ortoderivadas.

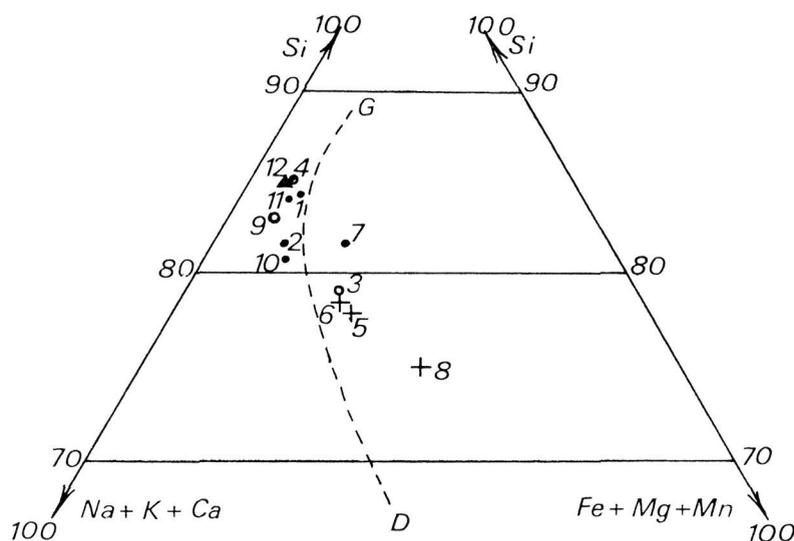


FIG. 7

Diagrama Si, Na+K+Ca, Fe+Mg+Mn. La curva a trazos (G-D) separa el dominio de los granitos (a la izquierda) del dominio de las rocas no graníticas (a la derecha). Puntos, gneises microglandulares. Círculos abiertos, augengneises gruesos. Círculos abiertos con punto central, gneises granoblásticos. Triángulos, gneises leptiníticos. Cruces, gneises bandeados

Como según GUITARD las rocas de composición arcósica pueden pasar a la derecha de la línea G-D, mientras que las riolitas pueden desbordarla hacia la izquierda, los resultados de los análisis químicos están de acuerdo con nuestra idea de un origen híbrido, volcanosedimentario, para la formación microglandular.

En lo que a los gneises ocelares gruesos se refiere los resultados confirman también la participación de rocas ígneas graníticas que habíamos supuesto en la formación inferior de La Morcuera. La determinación de la cuantía de dicha participación deberá obtenerse a partir de un más exhaustivo estudio geoquímico de la formación. Como parece indicar el resultado del análisis 7, dentro del conjunto inferior existen también rocas paraderivadas. Puede tratarse de un nivel que provenga directamente de la alteración in situ de un granito porfídico o bien de una toba con mayor o menor participación sedimentaria.

El resultado obtenido para el gneis granoblástico y el gneis leptinítico podría explicarse suponiendo que el primero derivase de un dique de com-

posición aplítica encajado dentro del granito porfídico del que proceden los augengneises y que el gneis leptinítico, al igual que alguno de los gneises microglandulares, fuera de origen riolítico.

INTERPRETACION Y CONCLUSIONES

Parece quedar claro, dados los caracteres petrográficos y de composición química, que dentro de la formación que denominamos Gneises de La Morcuera existen representados unos ortogneises derivados de granitos porfídicos con algunos enclaves y diques aplíticos. Como ya hemos mencionado, para una interpretación más precisa serían necesarios, además de una mayor cantidad de datos geoquímicos y petrográficos (para ver si toda la serie augengneísica proviene de estos granitos o si, por el contrario, se trata sólo de afloramientos aislados dentro del resto de la formación), datos de determinación de edad absoluta de dichos ortogneises.

En efecto, aunque la homogeneidad petrográfica de los augengneises parece avalar un idéntico origen para todo el conjunto, debemos volver a destacar que uno de los análisis de augengneises cae en el dominio no granítico.

Si todos los augengneises de La Morcuera son granitos y parte de sus productos de erosión poco transportados, resulta de primera importancia para su interpretación el hecho de que se superponga sobre ellos el tramo de gneises microglandulares en algunos afloramientos.

Fuera de este área, en el macizo de El Vellón (BABIN VICH, 1970), se encuentra esta misma disposición: Sobre un complejo de augengneises muy migmatizados, en el que hemos encontrado también enclaves mesócratos microgranudos, se apoya una formación microglandular de facies similar a la descrita por nosotros. Parece, pues, que a los viejos granitos porfídicos les recubría, de manera discontinua dado que hay afloramientos donde no los hemos encontrado, una formación volcanosedimentaria. La interpretación de esta disposición puede ser similar a la que GUITARD (1970) da para los gneises G_2 del Canigou, en el Pirineo.

En la región de Buitrago los Augengneises de La Morcuera representarían un basamento precámbrico constituido por granitos porfídicos con diques aplíticos y el tramo con gneis microglandular la envuelta de sus productos de erosión, acompañada por rocas volcánicas ácidas, tobas principalmente. La Formación Buitrago representaría a los sedimentos cámbricos con los que aquí se inicia la deposición de la pila sedimentaria hercínica.

Faltan las formaciones pelítico arenosas del Precámbrico Superior que se encuentran en las ramas Nord-Ibérica (domo de Lugo, anticlinal del Narcea) y Sud-Ibérica (anticlinal de Valdelacasa, anticlinal de Trujillo), por lo

que se ha de admitir que dicho zócalo constituiría un umbral, el cual probablemente se prolongó hacia el NW, hasta Galicia (BARD et al., 1972; PARGA y VEGAS, 1971).

La ausencia de vulcanismo básico en las restantes formaciones paleozoicas del Sistema Central está de acuerdo con este carácter siálico de la corteza sobre la que se apoya la sedimentación hercínica en este sector.

Otra interpretación alternativa se puede discutir en el supuesto de que no toda la formación de augengneises fuera derivada de granitos. Dichos granitos podrían ser intrusiones dentro de un complejo de lavas y tobas porfídicas gruesas, del cual derivarían los restantes augengneises (que se proyectarían en el campo de los paragneises, mientras que los derivados de las intrusiones graníticas caerían en el dominio de los granitos), recubierto por tobas finas y sedimentos. En este caso, las intrusiones graníticas podían no estar sólo confinadas al complejo volcánico sedimentario, sino que podrían haber intruido en los sedimentos de los que deriva la Formación Buitrago. Ya en 1970 (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE) suponíamos que el augengneis del Oeste de Lozoyuela podía ser un granito prehercínico intruido entre las rocas cámbricas. Esto explicaría la ausencia de los gneises microglandulares entre los augengneises y los paragneises bandeados en algunos afloramientos. Esta disposición premetamórfica del complejo del que derivan los Gneises de La Morcuera es similar a la que se encuentra en los arcos islas volcánicos (MITCHELL y READING, 1971), esto es, un complejo lávico de base, una corteza piroclástica y de productos de erosión y una serie de intrusiones graníticas posteriores. Dado que los augengneises se prolongan según una banda hasta Galicia, dicha banda podría representar el arco isla, el cual sería de edad precámbrica por ser recubierto posteriormente por el Cámbrico.

En el estado actual de conocimientos nos inclinamos por la primera solución, es decir, la del zócalo granítico, si bien no descartamos la existencia de intrusiones prehercínicas posteriores que alcanzarían hasta la Formación Buitrago.

En cualquier caso, los granitos porfídicos de la Formación de La Morcuera están deformados por los plegamientos hercínicos, e incluidos en la infraestructura migmatítica de este sector de la cadena hercínica.

BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M. y FERRAGNE, A. (1969): *Réflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations oeillées dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique*. C. R. Acad. Sc. Paris, 269, 136-141.
- BABIN VICH, R. (1971): *Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico de El Vellón*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 69, 5-27, Madrid.

- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1970): *Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Central)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 270, 2630-2633.
- (1971): *La structure de la chaîne hercynienne de la Méséta Ibérique: Comparaison avec les segments voisins*. "Histoire structurale du Golfe de Gascogne". Pub. Inst. Fr. Petr., 22, 1, 14.1-14.68.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1972): *Le Précambrien de la Méséta Ibérique*. Notes M. Serv. géol. Maroc., 236, 315-335.
- BISCHOFF, L. (1972): *Das variszische Orogen des Kastilischen Hauptscheidegebirges (Zentralspanien)*. III Regionale Geologie. Zbl. Geol. Palaönt., I (9/10), 708-746. Stuttgart.
- BULTYNCK, P. y SOERS, S. E. (1971): *Le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)*. Première partie: stratigraphie et tectonique. Bull. Inst. R. Sc. Nat. Belg., 47 (1), 1.22. Bruxelles.
- CAPOTE, R. (1972): *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila*. Tesis Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, 289 pgs.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1971): *Rasgos tectónicos de las formaciones metamórficas de Ojos Albos-La Cañada (prov. de Avila)*. Com. Pres. I Centenario R. Soc. Española Hist. Nat. Madrid.
- CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1968): *El Paleozoico de los alrededores de Avila*. Est. Geol., 24, 181-189. Madrid.
- CARANDELL, J. (1914): *Las calizas cristalinas del Guadarrama*. Trab. Mus. Nac. C. Nat. Serv. Geol., 8, 69 pgs., Madrid.
- CARLS, P. (1969): *Zur Einstufung des Devon der östlichen Guadarrama (Spanien)*. Senck. leth., 50 (1), 67-79, Frankfurt.
- DE LA CONCHA, S. (1962): *Explicación de la hoja n.º 485, Valdepeñas de la Sierra (Madrid-Guadalajara)*. Inst. Geol. y Min. de Esp., Madrid.
- FEBREL, T.; FUSTER, J. M. y DE PEDRO, F. (1958): *Explicación de la hoja n.º 484, Buitrago de Lozoya (Madrid-Segovia)*. Inst. Geol. y Min. de Esp., Madrid.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. y CAPOTE, R. (1970): *La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya*. Bol. Geol. y Min., 81 (6), 562-568, Madrid.
- (1971): *Los gneises glandulares del Guadarrama Oriental*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 60 (1), 69-80, Madrid.
- FONTEILLES, M. y GUITARD, G. (1964): *L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées*. C. R. Acad. Sc. Paris., 258, 4299-4302.
- FUSTER, J. M. y FEBREL, T. (1959): *Explicación de la hoja n.º 509, Torrelaguna (Madrid)*. Inst. Geol. y Min. de Esp., Madrid.
- FUSTER, J. M. y GARCÍA CACHO, L. (1970): *Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español)*. Est. Geol., 26, 327-329, Madrid.
- GARCÍA CACHO, L. (1973): *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis. Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, 319 pgs.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): *El Cámbrico Inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central)*. Stvd. Geol., 3, 33-41, Salamanca.
- GUITARD, G. (1970): *Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oeillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales)*. Mém. B. R. G. M., 63, 350 pgs. Paris.

- HEIM, R.C. (1952): *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama*. Tesis Univ. Utrecht, 69 pgs.
- LOTZE, F. (1956): *Das Präkambrium Spaniens*. N. Jb. Geol. Palaönt., 8, 373-380, Stuttgart.
- MACPHERSON, J. (1883): *Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos en España*. Anal. Soc. Española Hist. Nat., 12, 341-378, Madrid.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973): *Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria*. Stvd. Geol., 5, 7-106, Salamanca.
- MITCHELL, A. H. y READING, H. G. (1971): *Evolution of Island arcs*. Journ. Geol., 79 (3), 253-284, Chicago.
- PARGA PONDAL, J.; MATTE, Ph. y CAPDEVILA, R. (1964): *Introduction à la géologie de l'Ollo de Sapo. Formation porphyroïde antésilurienne du nord-ouest de l'Espagne*. Not. Com. Inst. Geol. y Min. de Esp., 76, 119-154, Madrid.
- PARGA, J. R. y VEGAS, R. (1971): *Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)*. Geol. Rundschau, 61 (1), 44-69, Stuttgart.
- PEINADO MORENO, M. (1973): *Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)*. Tesis Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, 199 pgs.
- PÉREZ COSSÍO, L. (1920): *El terreno carbonífero de Tamajón, Retiendas y Valdesotos, en la provincia de Guadalajara*. Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp., 1, Madrid.
- RIEMER, W. (1966): *Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia*. Not. Com. Inst. Geol. y Min. de Esp., 81, 7-20, Madrid.
- SCHÄFER, G. (1969): *Geologie und Petrographie in östlichen Kastilichen Haupt. Scheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien)*. Geol. Palaönt., 10, 1075, Münster.
- SCHRÖDER, E. (1930): *Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentralspanien)*. Sond. Agh. d. Gess. Wissensch. Göttingen, Math.-Phys.-Kl., 16 (3), 689-748, Berlin.
- SOERS, E. (1972): *Stratigraphie et Géologie Structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)*. Stvd. Geol., 4, 7-94, Salamanca.
- SOMMER, W. (1965): *Stratigraphie und Tektonik im östlichen Guadarrama Gebirge (Spanien)*. Geol. Palönt., 1, Münster.
- WAARD, D. DE (1950): *Palingenetic structures in augengneis of the Sierra de Guadarrama, Spain*. Bull. Com. Geol. Finlande, 150, 23, Helsinki.

(Recibido el 9 - I - 74)