

LAS ANFIBOLITAS  
DE LA REGION DE BUITRAGO DEL LOZOYA  
(SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

POR

C. CASQUET \* y M. J. FERNÁNDEZ CASALS \*\*

## RESUMEN

Se realiza la descripción de las rocas calco-magnesianas de la región de Buitrago del Lozoya y se interpreta su procedencia en términos de estructura y geoquímica. Se distinguen cuatro tipos principales: el tipo 1 son paraanfibolitas intercaladas en los esquistos y cuarcitas, probablemente del Tremadoc; el tipo 2 son también paraanfibolitas, intercaladas en los gneises de la formación Buitrago; estas rocas contienen minerales relictos de un episodio  $M_1$  de alta presión (granate de tipo grossularia-almándino, zoisita, rutilo); la anfibolitización se desarrolla durante un evento  $M_2$  hercínico; el tipo 3 lo constituyen ortoanfibolitas de probable origen volcánico, intercaladas igualmente en el gneis de Buitrago; se les asocia una mineralización polimetálica; el tipo 4 son paraanfibolitas en el augengneis volcanosedimentario de El Cardoso. Se establece una correlación con anfibolitas de otras áreas de la cadena hercínica española.

## ABSTRACT

Ca-Mg rocks cropping out in the region around Buitrago del Lozoya are classified, described, and their provenance explained in terms of structures and geochemistry. Four types are distinguished here:

\* Departamento de Petrología. Universidad Complutense. Madrid.

\*\* Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Universidad Complutense. Madrid.

Type 1 are para-amphibolites interbedded with schists and quartzites of likely Tremadoc age. Type 2 are also para-amphibolites inside the Buitrago Gneisses. These rocks contain relic minerals pointing to a high pressure  $M_1$  event (grossular-almandine garnet, zoisite, rutile). Amphibolitization took place during an  $M_2$  intermediate low-pressure event of hercynian age. Type 3 are orto-amphibolites in the Buitrago Gneisses of a likely volcanic provenance and showing an associated polymetallic ore. Type 4 are para-amphibolites inside the El Cardoso volcano-sedimentary augengneisses. A correlation with amphibolites from other areas of the Spanish Hercynian Belt is considered.

## 1. INTRODUCCION

El objetivo de este trabajo es clasificar los distintos tipos de rocas calcomagnesianas (excluidos los mármoles) que afloran en la región de Buitrago del Lozoya, interpretarlas genéticamente, situarlas estratigráficamente y, en la medida de lo posible, correlacionarlas con otras semejantes descritas en la zona Centro Ibérica (JULIVERT *et al.*, 1972).

Como se sabe, en esta región del Sistema Central español son relativamente abundantes las intercalaciones de rocas cálcico-magnésicas (mármoles, rocas de silicatos cálcicos y anfibolitas) localizadas entre esquistos, gneises bandeados y algunos glandulares, habiendo sido ya citadas en los trabajos de diferentes autores (CARANDELL, 1914; HEIM, 1952; FEBREL *et al.*, 1958; FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1970; BISCHOFF *et al.*, 1973; GARCIA CACHO, 1973; FERNANDEZ CASALS, 1976; NAVIDAD, 1978; ARENAS *et al.*, 1980).

En la región estudiada se pueden distinguir dos dominios, al este y al oeste de la importante falla dúctil de Berzosa (CAPOTE *et al.*, 1977). Al este de la falla las litologías aflorantes son esquistos estauro-lítico-granatíferos, los cuales pasan hacia arriba a una serie esquistosa con abundantes intercalaciones de cuarcitas equiparable a las capas de Constante, de edad, en parte al menos, Tremadoc (SCHAFER, 1969; BISCHOFF *et al.*, 1973); por encima se localiza un tramo de cuarcita en facies armoricana (Arenig), a la que superpone una monótona serie de esquistos negros de bajo grado del Llanvirn-Llandeilo. La isograda cloritoide (—) estauroлита (+), que marca el límite del grado medio de metamorfismo al bajo, se localiza, en el área investigada, dentro de las alternancias de esquistos y cuarcitas del Tremadoc (GARCIA CACHO, 1973).

Al oeste de la falla de Berzosa, dentro de los grados medio y alto (zonas de distena, sillimanita y feldespató potásico), las litologías incluyen un conjunto de ortogneises (gneises de La Morcuera, FERNAN-

DEZ CASALS y CAPOTE, 1970) y una serie esencialmente paraderivada constituida por un tramo inferior de gneises micro y macroglándulares (posibles metavulcanitas) que pasan hacia arriba a gneises bandeados migmatíticos y esquistos con metasamitas de la formación Buitrago (FERNANDEZ CASALS, 1974). Entre los gneises inferiores son abundantes los leucogneises, algunos de grandes dimensiones, y que, al menos en parte, deben representar cuerpos graníticos.

Tectónicamente, las rocas de esta zona muestran la acción de tres fases de deformación hercínica principales (FERNANDEZ CASALS, 1976 y 1979; CAPOTE *et al.*, en prensa), además de otras menos importantes. Las dos primeras generaron esquistosidad y/o foliación, gran número de pliegues y *boudins* y fuerte deformación interna; son submeridianas y vergentes al este. Durante la segunda fase se produjeron zonas de cizalla dúctil en las que  $S_2$  pudo obliterar a  $S_1$  y cabalgamientos como el de la falla de Berzosa. La tercera fase es responsable de la vergencia oeste que hoy se observa en gran parte de la región y que en algunas zonas da lugar a esquistosidad  $S_3$  de crenulación menos penetrativa. Tardi-fase 3 o en una etapa posterior se desarrollaron cabalgamientos retrovergentes como el de Piñuécar.

## 2. LOCALIZACION Y DESCRIPCION DE LAS ROCAS CALCOMAGNESIANAS

En la región estudiada hemos distinguido cuatro tipos de rocas calcomagnesianas (Fig. 1):

*Tipo 1:* Cuarzoanfibolitas intercaladas en la alternancia samitas-esquistos inferiores a la cuarcita armoricana.

Se trata de cuarzoanfibolitas que, en niveles centi a decimétricos, forman un tramo intercalado en las cuarcitas y esquistos, probablemente del Tremadoc, constituyendo un verdadero nivel guía. Se encuentran junto al límite de las zonas de estaurolita y cloritoide y son petrográficamente rocas granoblásticas formadas mayoritariamente por cuarzo, plagioclasa, hornblenda (análisis C-27; cuadro I) en metablastos cribosos, granate y, a veces, biotita, encontrándose como accesorios opacos, circón, esfena y, en ocasiones, algo de feldespato potásico. Es importante la transformación retrógrada del anfíbol, granate y biotita a clorita y la saussuritización de la plagioclasa.

*Tipo 2:* Rocas de silicatos cálcicos y anfibolitas (tipo Paredes).

Constituyen cuerpos lenticulares de dimensiones muy variables, tanto en longitud como en potencia, que van desde decimétricas a hectométricas. Se observan intercaladas, siempre al oeste de la falla de

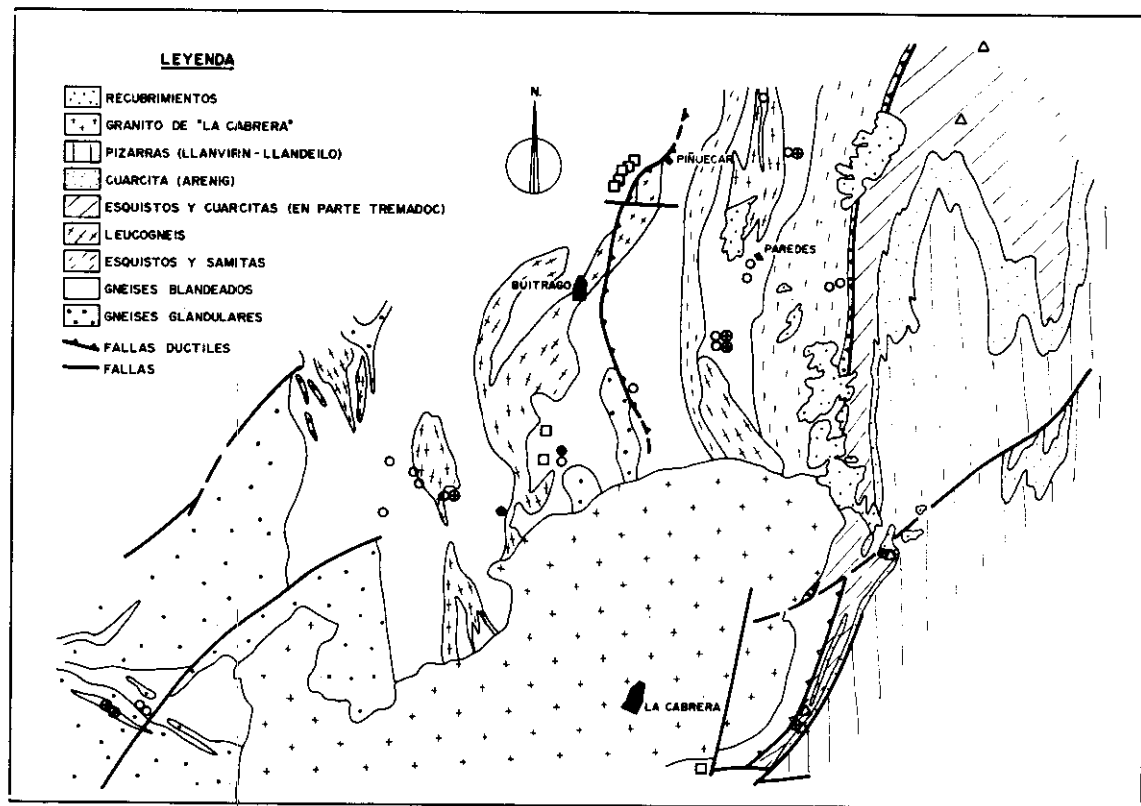


FIG. 1.—Esquema geológico de la región de Buitrago del Lozoya sobre el que se han situado los diferentes tipos de rocas calcomagnesianas estudiadas. Triángulos: Paraamfibolitas del Tremadoc.—Círculos abiertos: Paraamfibolitas tipo Paredes.—Cuadrados: Anfibolitas tipo Piñuecar.—Círculos con cruz: Skarns sobreimpuestos.—Círculos negros: Rocas de adscripción dudosa.

CUADRO I

	ANFIBOLES				CLINOPIROXENOS			GRA-NATE
	A-1	A-4	C-27	C-328	A-4	A-2	S-328	S-328
SiO <sub>2</sub>	44,98	39,18	42,94	44,52	48,20	51,81	50,23	35,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,50	13,65	18,34	11,45	0,71	0,37	1,32	22,96
FeO	16,06	22,74	17,67	15,69	16,24	18,35	10,28	22,09
MnO	0,53	1,02	0,51	0,20	1,25	0,35	0,37	3,52
MgO	9,88	4,62	6,25	12,21	6,24	6,21	11,90	0,84
CaO	12,33	11,92	12,08	11,84	23,22	24,24	23,51	11,83
Na <sub>2</sub> O	1,07	1,31	1,11	0,79	0,24	0,09	0,37	—
K <sub>2</sub> O	1,11	1,88	0,51	0,48	0,01	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	1,42	1,22	—	n.d.	0,77	—	n.d.	n.d.
	96,88	97,54	99,41	97,20	96,88	101,42	98,00	96,84

A-1: Anfibolita de Piñuécar.

A-2: Dioritoide de Piñuécar.

A-4: Para-anfibolita tipo Paredes.

C-27: Para-anfibolita del Tremadoc.

S-328: Analista, Julia de la Puente (C.S.I.C.).

Berzosa, tanto entre los gneises bandeados inferiores como en los esquistos con metasamitas.

En los cuerpos grandes es patente la estratificación relicta, que desaparece en función del grado de «anfibolitización», del que más adelante hablaremos, y que aumenta en los cuerpos más pequeños y con el grado metamórfico hacia el oeste.

Estas rocas son mineralógicamente complejas. Están constituidas por clinopiroxeno, granate, anfíbol, plagioclasa y cuarzo mayoritarios. En algún caso hay flogopita, siendo los accesorios comunes opacos, apatito y esfena. Excepcionalmente hay rutilo y agujas de zoisita proterógenas. Los minerales secundarios son clorita, prehnita, calcita y sericita. En el cuadro I se han recogido las composiciones determinadas por microsonda de dos clinopiroxenos, dos anfíboles y un granate de estas rocas. Los primeros son tipos salíticos y ferrosalíticos; el anfíbol es una hornblenda ferrotschamakítica de composición variable de unos puntos a otros, y el granate es una disolución sólida de tipo Gros 35,9; Alm + Spess 60,6; Py 3,5.

Esta composición apunta hacia un granate de alta presión que, proyectado en el diagrama Gros-Alm + Spess-Py de LOVERING y WHITE (1969), se sitúa en el campo de las eclogitas. Aunque disponemos por el momento de un único análisis, está en curso un estudio más detallado para relacionar esta paragénesis relictiva en las rocas calcomagnesianas con el metamorfismo  $M_1$  de tipo barrowiense con distena-almandino observado en esta región (FUSTER *et al.*, 1974). Son significativos también, en este sentido, los relictos zoisita y rutilo, que apuntan igualmente hacia condiciones de alta presión.

Lo más significativo de estas rocas es que muestran una clara evolución paragenética. Tanto el clinopiroxeno como el granate constituyen una primera asociación anhidra, con textura granoblástica y estructura bandeada paralela a  $S_0$ , a la que se superpone una «anfibolitización» caracterizada por el desarrollo de metablastos, a veces de varios centímetros, de anfíbol y plagioclasa. El granate se presenta generalmente con texturas esqueléticas y en atolón, mientras que el anfíbol y la plagioclasa muestran texturas de intercrecimiento (Figuras 2a y 2b). El cuarzo parece mayoritariamente de recristalización tardía. La «anfibolitización» sigue generalmente los planos  $S_0$ , o bien zonas de fracturas frágiles tardías (Fig. 2c). Hemos podido observar en zonas favorables que parte de los metablastos tienden a dar una lineación paralela al eje  $b_2$  (Fig. 2d) y a crecer miméticamente sobre los planos  $S_2$ , lo que indica que la etapa de «anfibolitización» es, al menos en parte, sincrónica con  $F_2$ . El crecimiento de poiquiloblastos desorientados de anfíbol y plagioclasa, tanto sobre  $S_0$  como sobre  $S_2$ , sugiere que la cristalización se prolonga a la interfase  $F_2$ - $F_3$ . La «anfibolitización» a lo largo de zonas de fractura frágil que cortan a los pliegues de la segunda fase puede interpretarse como tardi-fase 3, lo cual significa que la recristalización en condiciones de anfibolitas se extiende hasta después de esta fase.

### *Tipo 3: Anfibolitas tipo Piñuécar.*

Se encuentran en afloramientos discontinuos de dimensiones variables a lo largo de una línea aproximadamente norte-sur, que comienza en el cerro Cabeza de Piñuécar y termina al sur del plutón de La Cabrera (Fig. 1).

---

FIG. 2.—a) Granate relictivo con textura en atolón, reemplazado por cuarzo, en las paraanfibolitas tipo Paredes. L.N.,  $\times 100$ .—b) Granates en atolón y esqueléticos, reemplazados por intercrecimientos de anfíbol y plagioclasa, en las paraanfibolitas tipo Paredes. L.N.,  $\times 40$ .—c) Pliegue en seta producido por interferencia de las dos primeras fases al que se superpone una fracturación frágil a lo largo de la cual se produce la anfibolitización. Al pie de la presa de Puentes Viejas (sur de Paredes).—d) Lineación mineral  $L_2$ , marcada por el alargamiento de fenoblastos de plagioclasa, plegada por  $b_3$ . La misma localidad que la anterior.



FIGURA 2

El afloramiento donde pueden estudiarse mejor es en el del cerro de Piñuécar. Allí se observa que las anfibolitas se asocian a una roca granoblástica de clinopiroxeno y plagioclasa (dioritoide) y a delgados niveles de mármoles con calcita y clinopiroxeno. En conjunto hay una disposición zonal, situándose el dioritoide entre la anfibolita y el mármol. Al microscopio se aprecia cómo el dioritoide avanza por reemplazamiento sobre los otros dos tipos recosos, lo que permite clasificarlo como una roca producto de la reacción metasomática entre el mármol y la anfibolita.

Localmente se observa un *skarn* granatífero tardío cerca del contacto entre el mármol y el dioritoide, con desarrollo de cavidades dru-siformes rellenas por minerales de baja temperatura (prehnita, calcita, clinzoisita).

Todo el conjunto muestra una estructura estratoide.

La anfibolita es una roca ultramáfica y ultrabásica (análisis A.1, cuadro II), formada casi exclusivamente por hornblenda magnésica

CUADRO II

	A-1	A-2	A-4
SiO <sub>2</sub>	42,10	44,08	56,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,38	9,21	15,56
FeO *	13,02	10,07	8,48
MnO	0,23	0,14	0,17
MgO	9,14	4,48	3,08
CaO	16,04	20,03	10,22
Na <sub>2</sub> O	0,91	0,89	1,48
K <sub>2</sub> O	0,66	2,37	1,32
TiO <sub>2</sub>	3,05	2,02	0,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,23	0,74	0,21
S	0,54	1,28	inap.
P.C. **	1,46	3,79	1,18
	98,76	99,10	99,27

\* Todo el hierro como FeO.

\*\* Pérdida por calcinación.

A-1: Anfibolita de Piñuécar.

A-2: Dioritoide de Piñuécar.

A-4: Para-anfibolita tipo Paredes. Analista IGME.



y algo de clorita procedente de la transformación retrógrada de flo-gopita. A veces hay pequeñas cantidades de plagioclasa y quizá clinopiroxeno relicto. Los accesorios corrientes son apatito y esfena muy abundante, en ocasiones con inclusiones de rutilo y en parte, como una segunda generación, asociada a la cloritización de la mica.

Estas rocas están bastante orientadas, con texturas granolepidoblásticas y nematolepidoblásticas.

El dioritoide es una roca granoblástica de grano medio formada por clinopiroxeno verde (ferrosalita, análisis A.2, cuadro I) y plagioclasa dominante, pudiendo llegar a conservarse junto a los niveles anfibolíticos relictos de anfíbol y mica blindados en los anteriores.

Los accesorios son apatito y esfena, también muy abundantes. Composicionalmente son rocas con contenidos muy altos de Ca (ver el citado análisis A.2), lo que las aleja de un quimismo ígneo y confirma su interpretación como rocas producto de la reacción entre mármol y anfibolita.

Estas rocas presentan una intensa alteración retrógrada consistente en la saussuritización de la plagioclasa [Plag ( $<$  An) como una segunda generación que reemplaza a la primera, más básica, + czoisita + sericita] y uralitización del clinopiroxeno. Asociada a esta alteración de bajo grado se produce una feldespatización variable de unos puntos a otros (son abundantes las pegmatitas anfibólicas) y se encuentran rellenos y reemplazamientos de calcita y prehnita.

En relación con estas rocas calcomagnesianas es de destacar la presencia local de abundantes sulfuros diseminados, tanto en la anfibolita como en el dioritoide. La mineralización comprende arsenopirita, pirrotina muy abundante alterada a marcasita, y calcopirita. En la pirrotina se han detectado exoluciones de petlandita. Asimismo, se observan localmente granos de sheelita.

#### *Tipo 4: Anfibolitas de El Cardoso.*

Se encuentran fuera de la zona de estudio, pero constituyen un grupo especial que merece la pena destacar en esta clasificación. Se presentan como delgados niveles y *boudins* intercalados en el gneis volcanosedimentario de El Cardoso y han sido estudiadas en detalle por SCHAFFER (1969), GARCIA CACHO (1973) y NAVIDAD (1978), a cuyos trabajos remitimos al lector.

Con esta descripción no se agotan los diferentes tipos de «anfibo-litas» que se encuentran en el Sistema Central español. Así, por ejemplo, FÜSTER *et al.* (en prensa) describen más al oeste, en la región de El Caloco, anfibolitas procedentes de gabros y dioritas. Igualmente, TORNOS (1981) cita dioritoides que interpreta como rocas de procedencia plutónica en la región de Peñalara.

### 3. PROCEDENCIA DE LAS DISTINTAS ANFIBOLITAS

Las anfibolitas de tipo 1 son probablemente paraderivadas a partir de samitas con cementos margosos. Son rocas muy ricas en cuarzo para una litología ígnea y muestran en afloramiento rasgos sedimentarios claros (estratificación y bandeados composicionales rápidos).

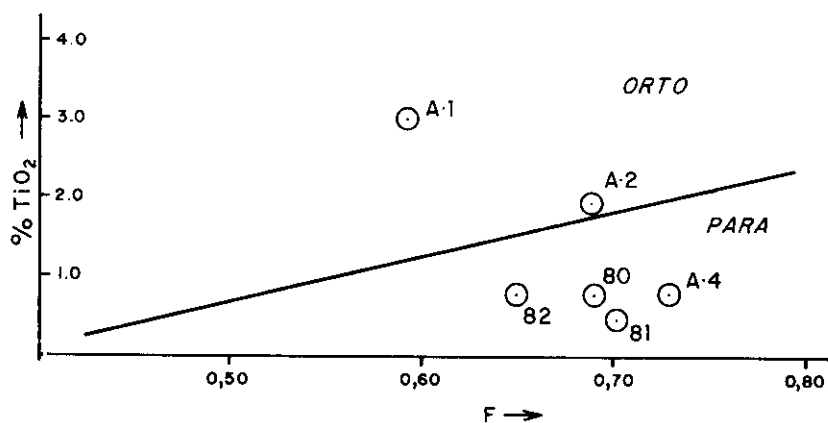
Las anfibolitas de «tipo Paredes» son, como se ha dicho, el resultado de la «anfibolitización» de una roca anhidra con clinopiroxeno y granate, probablemente de alta presión, formada durante un evento metamórfico pre-F<sub>2</sub>. Estas rocas (ver análisis A.4 del cuadro II) poseen un contenido bajo en MgO y FeO y muy bajo en TiO<sub>2</sub>, lo que las sitúa claramente dentro del campo paraderivado en los diagramas TiO<sub>2</sub>-F (= FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO) (Fig. 3a) y en el MnO-TiO<sub>2</sub> de MISRA (1971). Ello coincide con los rasgos estructurales visibles en campo en los cuerpos mayores (estratificación marcada, intercalaciones de mármoles y bandeados composicionales rápidos).

Por lo que se refiere a las rocas de Piñuécar, los dioritoides (análisis A.2, cuadro II) son, como ya se ha dicho, litologías de origen metasomático, intermedias entre el mármol y la anfibolita.

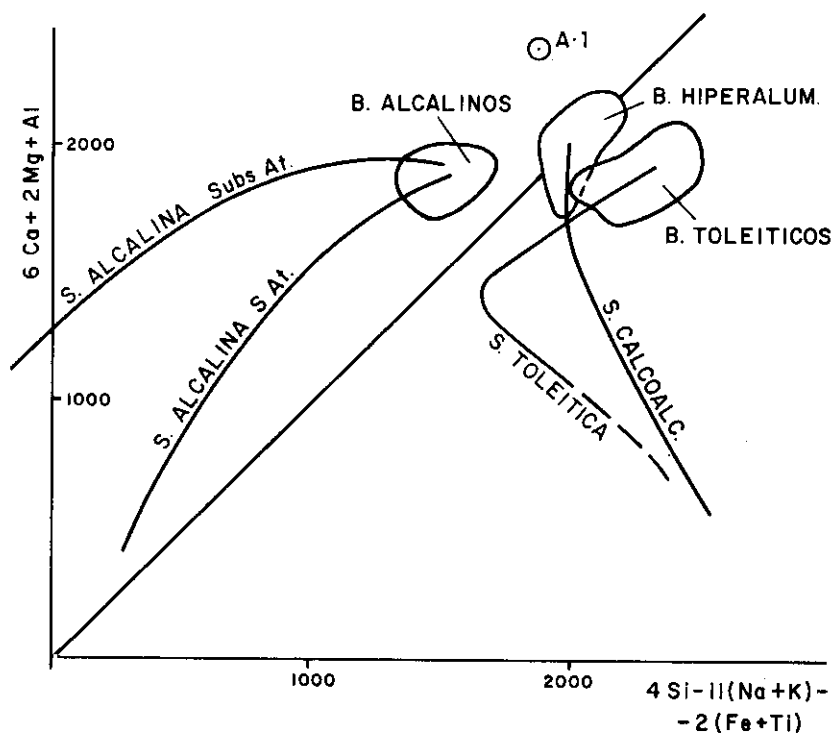
Respecto a esta última, su quimismo es más próximo al ígneo. Como puede verse en la figura 3a, se sitúa claramente en el campo ortoderivado, dado su alto contenido en TiO<sub>2</sub> mencionado con anterioridad. Los altos contenidos en fémcicos de estas anfibolitas abundan en esta idea. No obstante, estas rocas subsaturadas que muestran olivino y nefelina normativos se sitúan en el diagrama de La ROCHE-LETERRIER (1973) ligeramente por encima del campo de los basaltos alcalinos (Fig. 3b), debido al contenido algo elevado de CaO. En nuestra opinión, las anfibolitas de Piñuécar son probablemente rocas ortoderivadas a partir de un quimismo basáltico. Los rasgos de campo (estratificación y asociación con mármoles), junto con la abundancia de sulfuros, apuntan hacia el origen volcánico, con depósitos exhalativos removilizados. El contenido en CaO sería debido a la mezcla con algo de material carbonatado sedimentario en el medio donde se produjo la emisión.

Estas anfibolitas tipo Piñuécar se encuentran en posición estratigráfica bastante similar a la de parte de las paraanfibolitas de tipo Paredes, concretamente las intercaladas entre los gneises bandeados migmatíticos; en estos dos casos se sitúan próximas a los gneises glandulares. A título de hipótesis se puede aventurar la posible existencia de un vulcanismo en relación con bajos fondos (¿zócalo?) donde habría sedimentación carbonatada.

Por último, las anfibolitas del tipo 4 o de El Cardoso, de las que se han proyectado tres análisis tomados de NAVIDAD (1978) en la



a)



b)

FIG. 3.—a) Diagrama  $TiO_2/F$  de MISRA (1971), en el que se incluyen las anfibolitas de El Cardoso (80, 81 y 82) de NAVIDAD (1978).—b) Diagrama de LA ROCHE-LETERRIER (1973) con posición de la ortoanfibolita de Piñuecar (A.1).

figura 3a, coinciden con paraanfíbolitas, como ya propuso esta autora, al igual que previamente hiciera GARCIA CACHO (1973). Nosotros nos inclinamos también por este origen.

#### 4. CORRELACION CON OTROS SECTORES DE LA CADENA

Revisando las descripciones que algunos autores han realizado de rocas calcomagnesianas en niveles semejantes o correlacionables, como en la prolongación hacia Zamora y Lugo del área por nosotros investigada, podemos señalar algunas similitudes con las que CAPDEVILA (1969) cita dentro de la serie de Villalba, de edad Precámbrico Superior; concretamente tienen parecido sus anfíbolitas de grano fino con las de tipo Piñuécar y sus gneises con anfíboles «en gerbe» con las de El Cardoso (afinidad esta última ya señalada por NAVIDAD en 1978). CAPDEVILA considera a las anfíbolitas de grano fino provenientes de tobas o de rocas básicas «remaniés», mientras que las de anfíboles «en gerbe», por su alto contenido en sílice, las considera paraderivadas.

Las semejanzas son aún mayores con las que MARTINEZ (1975) estudia en la región de Fermoselle, al SW de Zamora. Allí este autor describe la presencia de anfíbolitas en la base del complejo esquisto-grauváquico, muy cerca de su contacto con los gneises glandulares tipo Ollo de Sapo; estudia y diferencia dos tipos de anfíbolitas, unas ortoderivadas, de quimismo basáltico o andesítico; el segundo tipo lo forman anfíbolitas en delgados niveles, a veces ligados a rocas calcosilicatadas, zonadas, y que considera para derivadas y de diferenciación metamórfica. Estas últimas son, por su descripción y evolución paragenética, semejantes a las de tipo Paredes, mientras que las primeras podrían equivaler a las de Piñuécar.

#### AGRADECIMIENTOS

A don Fernando Tornos, por su ayuda en la identificación de los minerales opacos.

Al doctor don Ramón Capote, por sus sugerencias respecto a las implicaciones estratigráficas y tectónicas.

Nuestro agradecimiento a los doctores Paloma Vega y Miguel Aballe del CENIM por las facilidades prestadas en el empleo de la minsonda.

## BIBLIOGRAFIA

- ARENAS, R.; CASQUET, C., y PEINADO, M. (1980): «El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas». *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 117-146.
- BISCHOFF, L.; SCHAFER, G.; SCHMIDT, K., y WALTER, R. (1973): «Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien)». *Münster. Forsch. Geol. Palaönt.*, 28, 27 págs.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Oriental (NW de l'Espagne)*. Thèse Fac. Sc. Montpellier, 430 págs.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1981): «La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central español». *VII Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular*, Madrid (en prensa).
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R. (1977a): «The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif». *Estudios Geol.*, 33, 343-355.
- CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1975): «Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. y Min.*, LXXXVI-VI, 581-596.
- CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F., e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977b): «El límite entre las zonas asturoccidental-leonesa y galaico-castellana en el Sistema Central». *Bol. Geol. y Min.*, LXXXVIII-VI, 517-520.
- CARANDELL, J. (1914): «Las calizas cristalinas del Guadarrama». *Trab. Mus. Nac. Ciencias Nat., Sec. Geol.*, 8, 70 págs.
- FEBREL, T.; FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F. (1978): *Explicación de la hoja número 484, Buitrago del Lozoya (Madrid-Segovia)*. Inst. Geol. y Min. de España, Madrid.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1974): «Significado geotectónico de la formación gneises de La Morcuera». *Studia Geologica*, VII, 87-106.
- (1976): *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central, España)*. Tesis Fac. Ciencias Geol., Universidad Complutense de Madrid, 305 págs.
- (1979): «Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama (Sistema Central)». *Estudios Geol.*, 35, 169-191.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J., y CAPOTE, R. (1970): «La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya». *Bol. Geol. y Min.*, LXXXI-VI, 562-568.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M. (1974): «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central español». *Bol. Geol. y Min.*, LXXXV-V, 595-600.
- FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M., y VILLASECA, C. (1981): «Dioritoides precoces en las series metamórficas del macizo de El Caloco (Guadarrama Central)». *VII Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular*, Madrid (en prensa).
- GARCÍA CACHO, L. (1973): *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesivo en el sector oriental del Sistema Central español*. Tesis Fac. Ciencias Geol., Universidad Complutense de Madrid, 319 págs.

- HEIM, R. C. (1952): *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama*. Tesis Universidad de Utrecht, 69 págs.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972-74): *Mapa y memoria del «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares» a escala 1 : 1.000.000*. Inst. Geol. y Min. de España.
- LA ROCHE, H., y LETERRIER, J. (1973): «Transposition du tétraedre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 276, D, 3115-3118.
- LOVERING, J. F., y WHITE, A. J. R. (1969): «Granulites and eclogites inclusions from basic pipes at Delegate, Australia». *Contr. Mineral. Petrol.*, 21, 9-52.
- MARTÍNEZ, F. J. (1975): «Composición y origen de las anfibolitas de Fermoselle (SW de Zamora, España)». *Breviora Geol. Asturica*, XIX, 4, 59-63.
- MISRA, S. N. (1971): «Chemical distinction of high-grade-ortho- and parametabasites». *Norsk. Geologisk Tidsskrift*, 51, 311-316.
- NAVIDAD, M. (1978): «Las series glandulares "Ollo de Sapo" en los sectores nordoccidental y centro-oriental del macizo Ibérico». *Estudios Geol.*, 34, 511-528.
- SCHAFFER, G. (1969): «Geologie und Petrographie in ostliche Kastilichen Haupts Scheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien)». *Münster Forsch. Geol. Palaönt.*, 10, 207 págs.
- TORNOS ARROYO, F. (1981): *Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central español)*. Tesis de licenciatura, Fac. Ciencias Geol., Universidad Complutense de Madrid, 138 págs.