

MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS METAPELITAS DEL LÍMITE ENTRE LAS ZONAS DE OSSA-MORENA Y CENTROIBÉRICA EN EL ÁREA EXTREMEÑA DEL MACIZO HESPÉRICO

A.López-Munguira(1), E.Sebastián Pardo(2) y F.Nieto García(2)

(1) U.E. Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias. Universidad.- 06071-BADAJOS

(2) Departamento Mineralogía y Petrología. I.A.G.M. Facultad de Ciencias. Universidad.- 18002-GRANADA

RESUMEN

Las metapelitas que constituyen los materiales precámbricos de las zonas Centroibérica y Ossa-Morena (Macizo Hespérico Meridional) presentan una mineralogía muy similar, formada fundamentalmente por cuarzo, feldspatos y filosilicatos (mica y clorita). Sin embargo, las proporciones en las que se encuentran varían en cada una de las tres formaciones estudiadas. Así, los feldspatos y el cuarzo son más abundantes en la "Serie Negra" (Zona de Ossa-Morena), mientras que los filosilicatos lo son en el "Complejo Esquisto Grauváquico" (Zona Centroibérica) y en la "Formación Azuaga" (situada en el límite entre ambas zonas).

La composición química revela diferencias significativas tanto en el contenido de elementos mayoritarios como minoritarios, sobre todo si se comparan los valores de la Serie Negra con los de la Formación Azuaga.

Consecuentemente se puede afirmar que la Formación Azuaga está más próxima en sus características al Complejo Esquisto Grauváquico siendo netamente diferente a la Serie Negra.

Palabras clave: Mineralogía, Geoquímica, Metapelitas, Zona Centroibérica, Zona de Ossa-Morena.

ABSTRACT

The Metapelites that constitute the precambrian materials of the Central-Iberian and Ossa-Morena zones (Southern Hesperian Massif) are mainly composed of quartz, feldspars and phyllosilicates (mica and chlorite), but their proportions are different in the three formations studied. Thus, while quartz and feldspars are more abundant in the Serie Negra (Ossa-Morena Zone), phyllosilicates are more abundant both in the Esquisto Grauváquico Complex (Central-Iberian Zone) and the Azuaga Formation (cropping out along the boundary between the two zones).

Chemical composition shows significant differences in the contents of major elements as well as in the contents of minor elements, particularly when the Serie Negra is compared with the Azuaga Formation.

Both, mineralogical and geochemical analyses show that it is possible to affirm that the Azuaga Formation presents similar characteristics to the Esquisto Grauváquico Complex being quite different from the Serie Negra.

Key Words: Mineralogy, Geochemistry, Metapelites, Central-Iberian Zone, Ossa-Morena Zone.

López-Munguira, A., Sebastián Pardo, E. y Nieto García, F. (1990): Mineralogía y geoquímica de las metapelitas del límite entre las zonas de Ossa-Morena y Centroibérica en el área extremeña del Macizo Hespérico. *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 43-51.

López-Munguira, A., Sebastián Pardo, E. y Nieto García, F. (1990): Mineralogy and geochemistry of the metapelites of the boundary between Ossa-Morena and Central-Iberian zones in Hesperian Massif extremaduran area. *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 43-51.

1. OBJETIVOS

Este trabajo se ha planteado con una doble finali-

dad. En primer lugar, la identificación y caracterización de los diferentes minerales que constituyen los materiales pelíticos de las zonas de Ossa-Morena y Cen-

troibérica en el área estudiada, que por otra parte viene a constituir el primer trabajo de investigación centrado en aspectos mineralógicos. El segundo objetivo ha consistido en la comparación, en sus aspectos mineralógicos y geoquímicos, de los materiales que forman ambas zonas. Por ello se han elegido litologías similares para que las diferencias o semejanzas mineralógicas observadas fueran lo más significativas posibles.

Uno de los problemas más relevantes en relación con la geología regional es esclarecer la posible afinidad de la Formación Azuaga con la Zona Centroibérica o con la Zona de Ossa-Morena, ya que dicha formación se encuentra en el límite entre ambas zonas y las investigaciones realizadas hasta el momento en este sentido no lo han resuelto todavía. Por lo tanto, otro de los objetivos de este trabajo es intentar establecer, por medio de criterios mineralógicos y geoquímicos, si esta formación presenta características del tipo Ossa-Morena o bien del tipo Centroibérica.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO Y SITUACIÓN GEOGRÁFICA

Geológicamente, el área de estudio, se incluye en las zonas de Ossa-Morena y Centroibérica meridional, dentro de la división clásica del Macizo Hespérico (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974; Robardet *et al.*, 1976), cuya estructura se dispone en bandas de dirección aproximada NW-SE (Figura 1).

La Zona de Ossa-Morena, debido a su excesiva complejidad estructural respecto a las zonas colindantes, ha sido uno de los elementos más controvertidos de la Cadena Herciniana Ibérica. La discusión se centra en el significado geotectónico, límites, unidades principales, estratigrafía y correlaciones, tanto entre las unidades de la propia Ossa-Morena como con otras zonas (Quesada *et al.*, 1989).

Numerosos autores (Garrote, 1976; Pérez Lorente, 1979; Chacón, 1979; Pascual, 1981; Eguiluz y Quesada, 1980; etc.) han reconocido la existencia de un ciclo orogénico polifásico al final del Precámbrico, cuyas características son conocidas parcialmente, como consecuencia de la dispersión sufrida a lo largo de la evolución paleozoica.

Las rocas precámbricas de la Zona de Ossa-Morena constituyen diversas sucesiones que pueden subdividirse de manera sintética, en relación con los eventos tectónicos que sufrió la región al final del Precámbrico terminal, en dos grandes conjuntos: Series preorogénicas y Series sinorogénicas s.l. (Quesada *et al.*, 1987). Ambos conjuntos constan, a su vez, de un número de series cuyas relaciones mutuas no se conocen por el momento.

En las **Series preorogénicas** se distinguen tres conjuntos diferentes, con desigual representación areal y con contactos tectónicos entre ellas.

La sucesión más ampliamente representada corresponde al conjunto Valencia de las Torres-Cerro Muriano que, a su vez, consta de dos partes: la Formación

Blastimilonítica en la base (Delgado, 1971), formada por material gneísico probablemente vulcanoderivado y anfíbolitas y la Serie Negra (Carvalhosa, 1965).

Esta última formación constituye la unidad superior y se dispone sobre la Formación Blastimilonítica. Está ampliamente representada en toda la Zona de Ossa-Morena, pero donde mejor se conoce es en el sector central del antiformal Olivenza-Monesterio; aquí, Eguiluz (en prep.) ha distinguido dos tramos: el tramo basal (Sucesión Montemolín) de 1-2 km de espesor, consta principalmente de pelitas y cuarzowackas grafitosas y abundantes anfíbolitas hacia la parte alta, además hay frecuentes lentejones de cuarcitas negras y mármoles. El tramo superior (Sucesión Tentudía) de 2-3 km de potencia, concordante con el tramo anterior, se diferencia por la escasez de anfíbolitas y el carácter vulcanoderivado de los niveles arenosos. Basándose en las características de las cuarcitas negras (*cherts* grafitosos) y en los escasos lentejones de carbonatos con restos de algas cianofíceas, Eguiluz (op. cit.) propone un ambiente sedimentario somero, restringido, como el más probable para el depósito de la Serie Negra.

El segundo conjunto preorogénico, con escasa representación y difícil interpretación, está constituido por pequeños afloramientos de serpentinitas (Quesada *et al.*, 1989).

El tercer conjunto preorogénico de la Zona de Ossa-Morena lo forma el Grupo de Sierra Albarrana (Apalategui *et al.*, 1985; Quesada *et al.*, 1987). Es la unidad más controvertida de la zona, debido al desconocimiento de su estratigrafía y sus relaciones con otras series.

Las Series sinorogénicas están formadas por un complejo vulcanosedimentario y un complejo flyschoides (Quesada *et al.*, 1989). Las relaciones entre ambos se establecen a través de cambios de facies, siendo numerosas las localidades en que aparecen los dos en una sección vertical.

El complejo vulcanosedimentario consiste en rocas piroclásticas, epiclásticas, sedimentarias vulcanoderivadas y carbonatos en facies estromatolíticas, de los cuales se puede deducir un ambiente de deposición marino poco profundo.

El complejo flyschoides corresponde a series generalmente turbidíticas. Se trata de una potente sucesión (varios kilómetros) de gran monotonía, en la cual alternan grauvacas y lutitas, reconociéndose facies turbidíticas de abanicos submarinos, facies de talud y de plataforma (Formación Azuaga, Delgado, 1971). La falta de datos estratigráficos y sedimentarios suficientes impiden la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca. Donde más extensamente aflora esta formación es en el antiformal Badajoz-Córdoba, en el cual Chacón (1982) sitúa el límite entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Centroibérica.

Estas series flyschoides han sido correlacionadas recientemente con el Complejo Esquisto Grauváquico, de la Zona Centroibérica, interpretando que ambos forman parte del relleno de la cuenca de antepais que se originaría como consecuencia de los eventos tectónicos

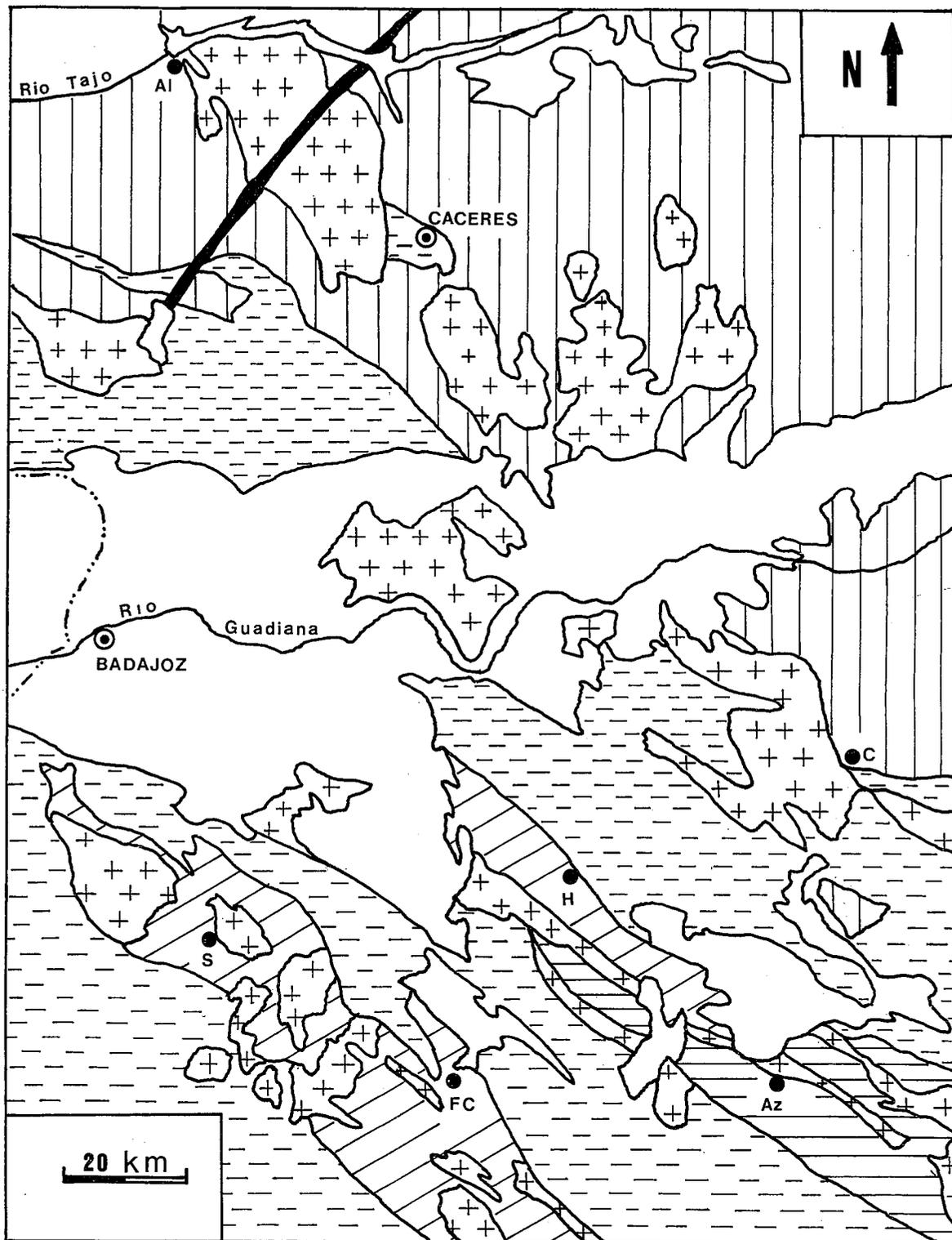


Fig. 1.-Esquema Geológico y localización geográfica del área de estudio. a) rocas ígneas; b) Serie Negra; c) Formación Azuaga; d) Complejo Esquisto Grauwáquico; e) Paleozoico; f) Terciario.

Fig. 1.-Simplified geological map and geographic location of the studied area. a) igneous rocks; b) Serie Negra; c) Azuaga Formation; d) Esquisto Grauwáquico Complex; e) Paleozoic; f) Tertiary.

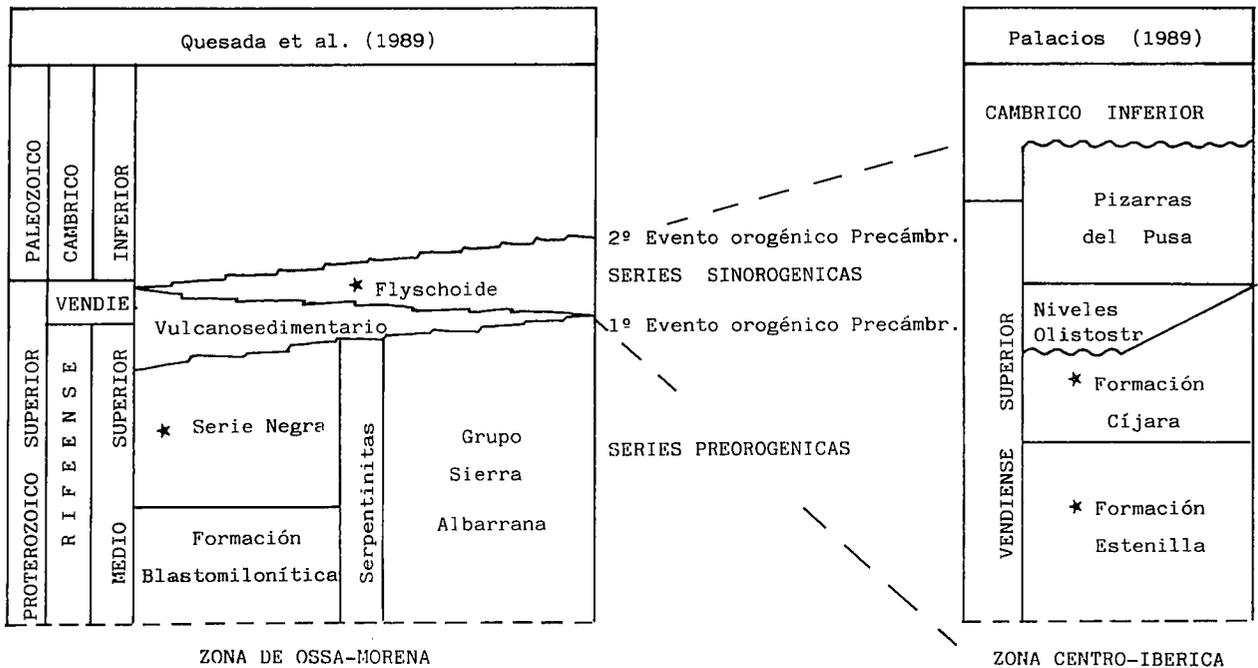


Fig. 2.-Sucesión litoestratigráfica general de las zonas de Ossa-Morena y Centroibérica. * Series estudiadas.
 Fig. 2.-General lithostratigraphic sequences of the Ossa-Morena and Central Iberian zones. * The sequences studied.

simultáneos (Quesada *et al.*, 1987).

La Zona Centroibérica se caracteriza por un conjunto detrítico, formado por la sucesión de lutitas, grauvacas y conglomerados conocido como el "Complejo Esquisto Grauváquico", de edad Precámbrico terminal, sobre el cual aparece el conglomerado de base del Arenig, o bien las formaciones detríticas del Cámbrico inferior (Moreno, 1974; Díaz Balda, 1980).

Las facies del Complejo Esquisto Grauváquico equivalen a una sedimentación de tipo plataforma en los niveles inferiores (Formación Estenilla). En los niveles superiores, la sedimentación es de abanicos submarinos, en los cuales parte de los materiales serían turbidíticos propiamente dichos y otros de deposición autóctona de la cuenca (Rodríguez Alonso, 1984), por lo que la secuencia general presenta importantes cambios de facies (Palacios, 1989).

El esquema general de la sucesión estratigráfica de las series precámbricas correspondientes a la Zona de Ossa-Morena y Centroibérica, se puede observar en la figura 2.

3. MATERIAL Y MÉTODOS

La toma de muestras se ha realizado en cortes transversales a las estructuras en cada una de las formaciones características del Precámbrico. En la Serie Negra se han tomado 22 muestras al SW de Fuente de Cantos, 15 al SW de Salvatierra y otras 15 al SW de Hornachos; en el Complejo Esquisto Grauváquico se han tomado 36 muestras al SW de Alcántara, 25 al NE

de Castuera y 2 en un pequeño afloramiento en las inmediaciones de Peraleda del Zaucejo. En la Formación Azuaga, al sur de esta localidad se han tomado 49 muestras y en el paraje denominado Dehesa del Marqués, al NW de Azuaga se han tomado 20 muestras.

Los valores representados en las tablas y figuras son las medias de cada una de las secuencias muestreadas.

La técnica fundamental del análisis mineralógico ha sido la difracción de rayos X, en la identificación y cuantificación de las distintas fases mineralógicas (en la roca íntegra y en la fracción de tamaño de partícula inferior a 20 micras). Para ello, se ha utilizado un equipo Philips 1050/81 y PW 1710 con ánodo de Cu y monocromador de grafito. El análisis cualitativo de las especies minerales se ha realizado mediante la comparación de las reflexiones obtenidas con los datos existentes en el fichero que actualmente distribuye el J.C.P.D.S. La estimación semicuantitativa se ha obtenido dividiendo las áreas integradas de las líneas escogidas por sus poderes reflectantes; éstos se han tomado de la bibliografía: para el cuarzo, mica y esmectita los que establece Barahona (1974); para los feldespatos los determinados por Schultz (1964); y para la clorita y caolinita los de Biscaye (1965).

Asimismo, por medio de la microscopía electrónica de barrido, se ha estudiado la morfología de los diferentes minerales, complementándola con microanálisis EDX de tipo cualitativo.

La determinación de la composición química global de la roca se ha realizado en la fracción de tamaño inferior a 20 micras, en muestras representativas de ca-

da una de las secuencias muestreadas, seleccionadas una vez hecho el estudio mineralógico y petrográfico. Se ha empleado espectrofotometría de absorción atómica. Los elementos mayoritarios se han obtenido por medio de un equipo Evans Mark-2 y el ataque de las muestras se ha hecho con metaborato de litio como fundente. Los elementos minoritarios se han obtenido con un equipo Pye Unicam SP-1900 y el ataque de las muestras se ha realizado, en este caso, mediante FH-agua regia, en cápsula de teflón. El H₂O se ha calculado por pérdida por calcinación a 900° C; los volátiles y la materia orgánica están incluidos en dicho valor. El FeO se ha obtenido por volumetría de oxidación-reducción.

4. COMPOSICIÓN QUÍMICA.

Los valores medios y desviaciones standard de los elementos mayoritarios correspondientes a cada una de las formaciones aparecen recogidos en la Tabla 1. Se puede observar que el contenido en Al y K aumenta en el sentido "Serie Negra-Esquistos Grauváquico-Formación Azuaga" y una disminución de Na y Mg en el mismo sentido. Tales diferencias químicas se correlacionan con la presencia de biotita y cloritas magnéticas en la Serie Negra y el carácter moscovítico de las micas de la Formación Azuaga.

Las diferencias de contenido en Ca, dentro de los valores muy bajos de este elemento, se correlaciona perfectamente con las proporciones de feldespatos. En la Serie Negra se han medido las mayores proporciones de Ca y es, así mismo, la formación con los contenidos más altos en feldespatos.

En la figura 3 se han representado los contenidos relativos en los elementos mayoritarios más indicativos. En ella se refleja la existencia de tres poblaciones de puntos correspondientes a cada una de las tres formaciones. A la vista de estos diagramas se puede destacar

	SN		CEG		FA	
	x	rn	x	rn	x	rn
SiO ₂	59.84	3.87	59.17	4.20	56.32	2.04
TiO ₂	0.75	0.18	0.97	0.70	0.69	0.20
Al ₂ O ₃	18.14	1.85	19.26	1.86	21.96	1.32
Fe ₂ O ₃	1.12	0.34	1.69	0.80	1.23	0.29
FeO	4.83	1.10	4.73	0.78	5.01	0.93
MgO	3.29	1.05	2.64	0.56	2.15	0.39
CaO	1.12	0.72	0.39	0.30	0.54	0.34
Na ₂ O	3.33	1.14	2.08	0.51	1.85	0.90
K ₂ O	2.89	1.35	3.70	1.19	4.79	1.12
F ₂ O ₅	0.15	0.05	0.12	0.04	0.07	0.02
H ₂ O	4.08	1.43	4.92	0.85	4.99	0.88

Tabla 1.-Elementos mayoritarios (%). x= media aritmética; rn= desviación standard. SN: Serie Negra; CEG: Complejo Esquistos Grauváquico; FA: Formación Azuaga.

Table 1.-Major elements (%). x= arithmetic mean. rn= standard deviation. SN: Serie Negra; CEG: Esquistos Grauváquico Complex; FA: Azuaga Formation.

claramente, una mayor similitud química de la Formación Azuaga con el Complejo Esquistos Grauváquico que con la Serie Negra.

Los valores medios y desviaciones standard de los elementos minoritarios analizados se pueden observar en la Tabla 2. Se debe señalar que a excepción del Sr, que está siempre asociado al Ca, todos los contenidos en elementos minoritarios son más bajos en la Serie Negra que en la Formación Azuaga, teniendo en general el Complejo Esquistos Grauváquico un comportamiento intermedio.

El Mn presenta valores más bajos que los dados en la bibliografía para este tipo de rocas. Como indica Wedephol (1978), podría estar relacionado con la presencia de materia orgánica, la cual provoca un medio reductor en el que este elemento se moviliza con facilidad. La presencia de materia orgánica originaria de estos materiales se pone de manifiesto por la abundancia de grafito en la roca actual.

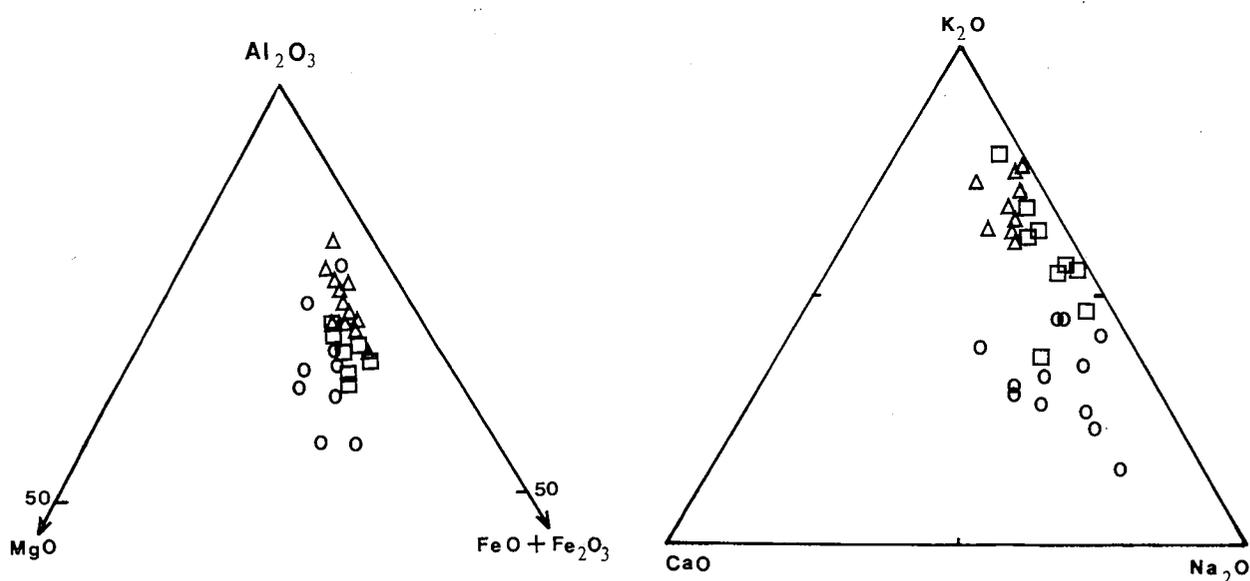


Fig. 3.-Proporciones relativas de los elementos mayoritarios más significativos. círculos: Serie Negra; triángulos: Complejo Esquistos Grauváquico; cuadrados: Formación Azuaga.

Fig. 3.-Major elements more representative ratio. circles: Serie Negra; triangles: Esquistos Grauváquico Complex; squares: Azuaga Formation.

Formación	Mn		Ni		Co		Pb		Cr	
	x	rn	x	rn	x	rn	x	rn	x	rn
SN	340	165	136	21	88	11	30	18	65	14
CEG	265	161	146	19	94	9	44	15	83	14
FA	390	122	152	18	121	9	79	55	80	17

Formación	Cu		Zn		Sr		Li		Rb	
	x	rn	x	rn	x	rn	x	rn	x	rn
SN	35	28	145	70	56	34	12	5	51	23
CEG	39	18	167	45	28	13	29	7	88	13
FA	21	13	209	95	40	46	32	7	142	32

Tabla 2.-Elementos minoritarios (ppm). Símbolos igual que en la tabla 1.

Table 2.-Minor elements (ppm). Same symbols at table 1.

Por el contrario, el Ni y Co alcanzan proporciones superiores a la media en este tipo de rocas (Shaw, 1954; Eade y Fahriig, 1971). Los contenidos son más bien equivalentes a los de las rocas máficas, por lo que se puede suponer que las tres formaciones hayan tenido una influencia de componentes máficos, hipótesis que se potencia si se tiene en cuenta la gran cantidad de manifestaciones básicas que existen en la zona.

El Sr es un elemento que se asocia muy estrechamente al Ca. Dado el bajo contenido en CaO que presentan las tres formaciones, es lógico esperar que las proporciones de Sr sean también muy pequeñas, mucho más bajas que los valores medios para este tipo de rocas (Shaw, 1954; Evans, 1964; Munizaga *et al.*, 1973). Es posible, además, como apunta Reimer (1972), que influya la edad de las rocas, ya que según dicho autor, el contenido en Sr en las pizarras disminuye conforme aumenta la edad geológica, obteniéndose valores que no exceden las 100 ppm en rocas de edad precámbrica.

En la figura 4 se han representado las proporciones relativas de algunos elementos minoritarios. Se observan tres poblaciones de puntos bien diferenciados, que corresponden a cada una de las formaciones. Se aprecia la mayor proporción de Li + Rb de la Formación Azuaga, correlacionable con su mayor contenido en K, elemento al que va asociado fundamentalmente el Rb.

En general, de los datos geoquímicos expuestos se deduce un comportamiento intermedio para el Esquisto Grauváquico respecto a la Serie Negra y la Formación Azuaga.

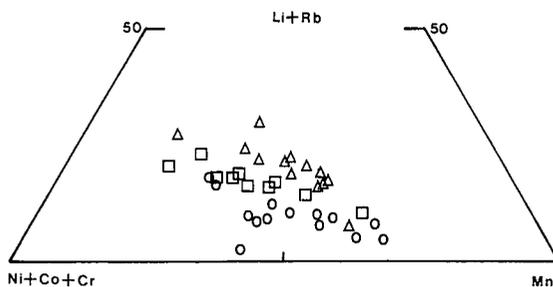


Fig. 4.-Proporciones relativas de algunos elementos minoritarios. Símbolos iguales a la figura 3.

Fig. 4.-Some minor elements ratio. Symbols same as figure 3.

5. COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

La mineralogía de la roca íntegra está constituida fundamentalmente por cuarzo, filosilicatos y feldespatos. Las proporciones en las que se encuentran estos minerales se reflejan en la Tabla 3. En ella se observa que los contenidos en cuarzo son similares en las tres formaciones. Sin embargo, los porcentajes en filosilicatos son más altos en la Formación Azuaga y Complejo Esquisto Grauváquico, mientras que los feldespatos lo son en la Serie Negra, en donde alcanzan proporciones superiores al 30%.

Los filosilicatos fundamentales son mica y clorita, siendo aquélla la fase más abundante ya que sus porcentajes son siempre superiores al 60%. Otros filosilicatos presentes, pero ya en proporciones muy pequeñas son caolinita, esmectita e interstratificados de tipo clorita-vermiculita. En la Tabla 4 se presentan los valores medios de cada una de las secuencias de las distintas formaciones.

Los feldespatos son fundamentalmente plagioclasas sódicas, del tipo albita-oligoclasa, acompañados de

Secuencia	Fld		Q		Fil	
	x	rn	x	rn	x	rn
Fuente de Cantos	33	13	34	12	32	19
Salvatierra	32	11	29	9	39	9
Hornachos	30	11	41	7	29	13
Media (SN)	32	--	35	--	33	--
Castuera	21	7	28	9	50	12
Alcántara	14	3	32	12	54	12
Media (CEG)	18	--	30	--	52	--
Azuaga I	16	5	36	6	48	8
Azuaga II	18	4	38	4	44	5
Dehesa del Marqués	15	3	38	6	47	8
Media (FA)	16	--	37	--	46	--

Tabla 3.-Mineralogía de la roca íntegra (%). Fld: Feldespatos; Q: Cuarzo; Fil: Filosilicatos.

Table 3.-Mineralogical assemblage of the metapelites (%). Fld: feldspars; Q: quartz; Fil: phyllosilicates.

Secuencia	Mica		Cl		K		Sm		Int	
	x	rn	x	rn	x	rn	x	rn	x	rn
Fuente de Cantos	62	31	23	27	<5	--	7	11	<5	--
Salvatierra	66	21	17	21	<5	--	<5	--	13	13
Hornachos	74	22	6	14	6	10	9	14	<5	--
Media (SN)	67	--	15	--	<5	--	6	--	6	--
Alcántara	59	6	13	14	18	10	<5	--	7	6
Castuera	62	6	33	7	<5	--	<5	--	<5	--
Media (CEG)	61	--	23	--	9	--	<5	--	<5	--
Azuaga I	74	12	16	15	6	7	<5	--	<5	--
Azuaga II	66	10	20	14	7	7	<5	--	<5	--
Dehesa del Marqués	66	15	16	15	5	6	<5	--	12	10
Media (FA)	69	--	17	--	6	--	<5	--	6	--

Tabla 4.-Mineralogía de filosilicatos (%). Cl: clorita; K: caolinita; Sm: esmectita; Int: interstratificados clorita-vermiculita.

Table 4.-Mineralogy of the phyllosilicates (%). Cl: Chlorite; K: kaolinite; Sm: smectite; Int: Chlorite-vermiculite mixed layer.

pequeñas proporciones de ortosa. Estos términos albiticos concuerdan perfectamente con el grado bajo de metamorfismo sufrido por las rocas, como veremos más adelante.

La mica es la fase mineralógica más importante, siendo en algunas ocasiones el único filosilicato presente. Son generalmente micas blancas potásicas. La **clorita** es el segundo filosilicato en orden de importancia, como mineral constituyente de las rocas pelíticas estudiadas y se pueden clasificar como términos intermedios entre chamosita y clinocloro (Bailey, 1981). En la Formación Azuaga, se ha podido diferenciar dos tipos de cloritas, tanto desde el punto de vista textural como de composición: unas responden a la paragénesis del episodio metamórfico principal, mientras que las otras, que aparecen en grandes cristales perpendiculares a la esquistosidad y están intercrecidas con otros filosilicatos, son más ricas en Fe y claramente interpretables como retrometamórficas.

La morfología que presentan las micas en el SEM es en láminas irregulares aplanadas. En la Serie Negra, las láminas presentan morfología fibrosa en los bordes. Los cristales de clorita aparecen siempre en forma de grandes placas irregulares.

La **caolinita**, cuyas proporciones mayores se encuentran en el Complejo Esquisto Grauváquico y Formación Azuaga (Tabla 4), se formaría principalmente a partir de los feldespatos, como se ha podido observar mediante el SEM (aunque no puede excluirse la participación de micas y cloritas). Esta transformación se realizaría en unas condiciones específicas, es decir, en un medio ácido y reductor, creado por unas condiciones climáticas en las que existirían épocas muy húmedas, que darían lugar al lavado de elementos alcalinos y alcalinotérreos, permaneciendo casi exclusivamente Al, Si y Fe.

La **esmectita**, que es ligeramente más abundante en la Serie Negra, se originaría por la hidrólisis de minerales tales como micas y cloritas (fundamentalmente de las biotitas). Estos tienden a transformarse preferentemente en esmectitas (Jackson, 1959), sobre todo en medio oxidante con pH elevado y en contextos climáticos en los que alternan las épocas húmedas con otras más secas.

Los **interestratificados** identificados son del tipo clorita-vermiculita parcialmente irregulares. Su existencia se interpreta como el producto de una fuerte alteración de la clorita. En un primer estadio, se produciría, por oxidación del Fe, lo que Dunoyer de Segonzac (1970) llama clorita lábil. En un estadio más avanzado de la meteorización podría efectuarse incluso, un cambio estructural en la clorita (Nieto y Rodríguez Gallego, 1982; Heystek, 1956), dando lugar a interestratificados aproximadamente 50:50 de clorita-vermiculita (Brindley y Brown, 1980).

El **grado de metamorfismo** alcanzado por las rocas se puede definir utilizando la paragénesis mineral existente. La asociación de filosilicatos que aparece en las formaciones estudiadas es predominantemente mica-clorita. Esta asociación no es característica de un gra-

do de metamorfismo determinado ya que se mantiene estable con un gradiente metamórfico creciente, evolucionando únicamente el grado de cristalinidad de la mica, hasta el límite con el metamorfismo de grado medio (Winkler, 1978).

Sin embargo, las rocas máficas sí presentan una paragénesis claramente definida. Las anfibolitas que aparecen en la Serie Negra, junto a los esquistos biotíticos, presentan una asociación tipo clorita - actinolita - epidota/zoisita - albita, o bien clorita - hornblenda - epidota - albita. La actinolita y la hornblenda aparecen conjuntamente, lo cual indica que estamos en una isograda definida por Winkler como "hornblenda in", en la cual coexisten ambos minerales. Esta isograda corresponde al límite de la "facies de esquistos verdes" con la "facies de la anfibolitas". La temperatura alcanzada se situaría en torno a los 500° C como máximo, la cual es equivalente a la aparición del almandino en las rocas pelíticas (este mineral se ha encontrado en los esquistos biotíticos de la secuencia de Hornachos, perteneciente a la Serie Negra).

La paragénesis metamórfica de las rocas pelíticas está siempre formada por cuarzo, mica, clorita y feldespatos. Las proporciones en las que aparecen estas fases mineralógicas son muy parecidas en el caso de la Formación Azuaga y Complejo Esquisto Grauváquico. Estos datos se han representado en un diagrama triangular (figura 5), situando en un vértice la suma del contenido en cuarzo y feldespato, en otro la mica y en el tercero la suma de clorita y el interestratificado clorita-vermiculita (asumiendo que este último mineral es el resultado de una alteración postmetamórfica de la clorita y por tanto, el contenido original en clorita de la roca estaría formado por dicha suma). Se observa que los puntos correspondientes a la Serie Negra se sitúan en una zona claramente diferenciada de la del Complejo Esquisto Grauváquico y Formación Azuaga. La existencia de estas dos poblaciones de puntos viene determinada por el mayor contenido en cuarzo y feldespatos y menor en micas de la Serie Negra respecto a las otras dos formaciones. Los filosilicatos fundamentales de las metapelitas son mica y clorita (términos intermedios entre chamosita y clinocloro).

Caolinita, esmectita e interestratificados se interpretan como producto de alteración supergénica posterior al metamorfismo, o bien de una etapa retrometamórfica de muy baja temperatura (diagénesis regresiva o epidiagénesis de Fairbridge, 1967). La diferenciación entre ambos orígenes es altamente problemática, incluso desde un punto de vista conceptual, ya que uno de los límites menos claros de la diagénesis, o más concretamente de la epidiagénesis, es la correspondiente al inicio de la alteración supergénica posterior a la emersión de las rocas ya metamorfizadas, siendo en realidad un tránsito progresivo. Tanto el origen diagenético como el detrítico heredado es claramente descartable, basándonos en sus características texturales (microscopía óptica y SEM) y en la incompatibilidad paragenética con el grado metamórfico alcanzado por estos materiales, ya que la esmectita y los interestratificados de-

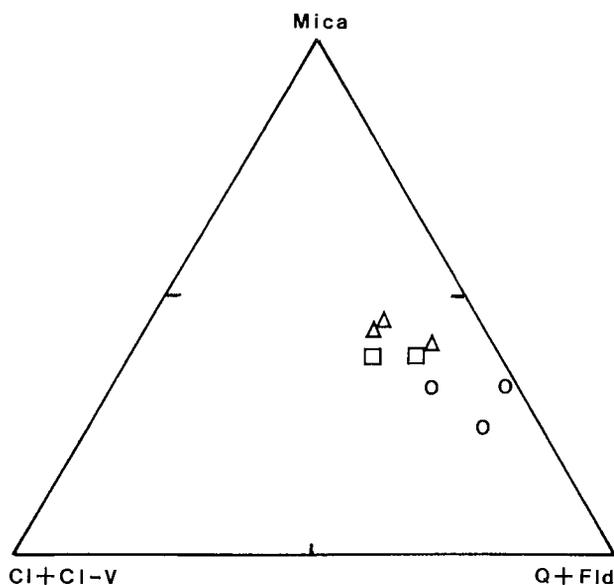


Fig. 5.-Contenido de mica y clorita frente a cuarzo y feldespato. Símbolos iguales a la figura 3.

Fig. 5.-Mica and chlorite content versus quartz and feldspar content. Symbols same as figure 3.

saparecen o se transforman en la diagénesis avanzada (Foscolos, 1984), mientras que la caolinita puede reaccionar con el cuarzo para dar pirofilita (Frey, 1970) (aunque la pirofilita, primer mineral metamórfico, solo se forma cuando la composición del sistema es adecuado) o transformarse en otros minerales a temperaturas más elevadas, pero siempre con anterioridad a la facies de los esquistos verdes.

Para explicar el predominio de caolinita o esmectita según la formación que se considere, se podría invocar bien diferencias climáticas, por lo que la alteración mencionada en el párrafo anterior, se tendría que haber producido antes de la colisión entre las placas de Ossa-Morena y Centroibérica (Chacón, 1982); o bien diferencias en las condiciones del medio, de tal manera que en el Complejo Esquisto Grauváquico predominarían las condiciones ácidas (por oxidación de la piritita presente en esta formación, que daría lugar a iones S^{2-}), mientras que en la Serie Negra, los procesos de meteorización habrían sido en condiciones alcalinas fundamentalmente (presencia de óxidos de hierro y biotita).

BIBLIOGRAFÍA

- Apalategui, O., Borrero, J.D. y Higuera, P. (1985): División en grupos de rocas en Ossa-Morena oriental. *Temas Geológico-Mineros*, 7: 73-80.
- Bailey, S.W. (1981): Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee. *Clay Mineral*, 15: 85-93.
- Barahona, E. (1974): *Arcillas de ladrillería de la provincia de*

6. CONSIDERACIONES FINALES

Todo lo anteriormente expuesto permite hacer una síntesis de los aspectos más relevantes, y con ello plantear una hipótesis geológica, referente a la problemática de la Formación Azuaga, cuestión ya indicada en la introducción.

En primer lugar, la composición química de la roca es diferente en las tres formaciones, aunque la Formación Azuaga presenta más similitud con el Complejo Esquisto Grauváquico que con la Serie Negra. Consecuentemente, la composición mineralógica, producto de la etapa metamórfica principal, de grado bajo, es asimismo diferente, como pone de manifiesto la figura 5. No obstante, es evidente que la situación de los puntos correspondientes a la Formación Azuaga se encuentra más alejada de la Serie Negra que las propias del Esquisto Grauváquico.

Por tanto, podemos deducir que todos los datos que proporcionan el análisis mineralógico y geoquímico apuntan a que la Formación Azuaga está más próxima en sus características al Complejo Esquisto Grauváquico y por ello a la Zona Centroibérica, mientras que es netamente diferente a la Serie Negra.

La conclusión anterior parece apuntar la posibilidad de que, al menos la Serie Negra ha debido depositarse en una cuenca diferente de las otras dos formaciones. Es posible, así mismo, como apuntan los diferentes tipos de alteración postmetamórfica, predominio de esmectita y caolinita dependiendo de la formación considerada, que el actual emplazamiento común sea un hecho posterior a los principales eventos metamórficos. No obstante, la monotonía de la composición mineralógica cualitativa hace imprescindible un estudio basado en series de solución sólida y parámetros cristalquímicos de los filosilicatos, ya en curso.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a F.Bea del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca y a J.Rodríguez Gordillo del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada la ayuda prestada en la realización de los análisis químicos. Este trabajo está financiado por el Proyecto PB022801 de la CICYT y por el Grupo de Investigación n.º 4065 Recursos Geológicos de la Junta de Andalucía.

Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas. Serv. Publ. Univ. Granada, 398 p.

Biscaye, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76: 803-832.

Brindley, G.W. y Brown, G. (1980): *Crystal structures of clay minerals and their identification.* Min. Soc. London. Brindley G.W. and Brown, G. Editors. 495 p.

- Carvalho, S. (1965): *Contribuição para o conhecimento Geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo)*. Mem. Serv. Geol. Portugal, 11: 130 p.
- Chacón, J. (1979): *Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Univ. Granada. 728 p.
- Chacón, J. (1982): El límite entre las zonas Centroibérica y Ossa-Morena al este de la Tierra de Barros (SW del Macizo Ibérico). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3: 163-182.
- Delgado Quesada, M. (1971): Esquema geológico de la hoja n.º 878 de Azuaga. *Bol. Geol. Min.*, 82: 61-70.
- Díaz Balda, M.A. (1980): La sucesión estratigráfica del Complejo Esquisto Grauváquico al sur de Salamanca. *Studia Geol.* 36: 28-131.
- Dunoyer de Segonzac, G. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, 15: 281-346.
- Eade, K.E. y Fahriig, W.F. (1971): Geochemical evolutionary trends of continental plates. *Geol. Surv. Canada Bull.*, 179: 1.
- Eguiluz, L. (en prep.): *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiformal Burguillos-Monesterio (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Univ. Bilbao.
- Eguiluz, L. y Quesada, C. (1980): La sucesión precámbrica de la transversal de Monesterio (Badajoz). Nota preliminar. *Temas Geológico-Mineros*, 4: 123-141.
- Evans, B.W. (1964): Fractionation of elements in the pelitic hornfelses of the Cashel-Lough Whellann intrusion, Connemara, Eire. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28: 1127-1135.
- Faibrigde, R.W. (1967): Phases of diagenesis and authigenesis. In: G. Larsen y G.Y. Chillingar (Eds.): *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, 2, N.º 8 de la serie *Development in Sedimentology*. Elsevier. 19-89.
- Foscolos, A.E. (1984): Catagenesis of argillaceous sedimentary rocks. *Geosc. Canada*, 11(2): 67-75.
- Frey, M. (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. *Sedimentology*, 15: 261-279.
- Garrote, A. (1976): Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Prov. de Córdoba). Sierra Morena Central. *Mem. Not. Univ. Coimbra*, 82: 17-39.
- Heystek, H. (1956): Vermiculite as member in mixed-layer minerals. *Clays and Clay Minerals*, 4: 429-434.
- Jackson, M.L. (1959): Frequency distribution of clay minerals in major soil groups as related to factors of soil formation. *Clays and Clay Minerals*, 6: 133-143.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Cont. Mapa Tect. Europa*. IGME. Madrid.
- Lotze, F. (1945): Zur Gledierung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6: 78-92.
- Moreno, F. (1974): Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. Min.* 85: 396-400.
- Munizaga, F.L.; Aguirre, F. y Hervé, F. (1973): Rb/Sr ages of rocks from the Chilean metamorphic basement. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 18: 87-92.
- Nieto, F. y Rodríguez Gallego, M. (1982): Alteración experimental de las cloritas. *An. Acad. Ci. Mat. Fis. Quim. y Nat.* 1: 108-124.
- Palacios, T. (1989): *Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico superior (Región central de la Península Ibérica)*. Mem. Museo Paleont. de Zaragoza. 3(2). 91 p.
- Pascual, E. (1981): *Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba (Sector Central de Sierra Morena)*. Tesis Univ. Granada, 521 p.
- Pérez Lorente, F. (1979): *Geología de la zona Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doct. Univ. Granada, 281: 340 p.
- Quesada, C., Larrea, F.J., Florido, P., Gumiel, P., Baeza, L., Ortega, C., Tornos, F. y Sigüenza, J.M. (1987): *Mapa Geológico-Minero de Extremadura*. Direc. General Industria, Energía y Minas. Junta de Extremadura.
- Quesada, C., Apalategui, O., Eguiluz, L., Herranz, P., Liñan, E. y Palacios, T. (1989): *Premesozoic geologic of Iberia*. (Cap. 6, Ossa-Morena zone). Springer Verlag. London (en prensa).
- Reimer, T. (1972): The evolution of the rubidium and strontium content of shales. *Neues Jahrb. Mineral. Ab.*, 116: 167-172.
- Robardet, M. (1976): L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Devonien dans le nord de la province de Séville (Espagne). *C. R. Ac. Sc. Paris, D.*, 283: 999-1002.
- Rodríguez Alonso, M.D. (1984): El Complejo Esquisto Grauváquico en el área de las Hurdes y Sierra de Gata. Prov. de Salamanca y Cáceres. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 37-80.
- Schultz, L.G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*. 391-C, 31 p.
- Shaw, D.M. (1954): Trace elements in pelitic rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 65: 1151-1176.
- Wedephol, K.H. (editor) (1978): *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag. Berlin, section 25, B-0.
- Winkler, H. (1978): *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. H. Blume. Madrid, 346 p.

Recibido el 29 de mayo de 1989
Aceptado el 13 de octubre de 1989