

GEOLOGIA

# El metamorfismo hercínico de la Sierra de la Demanda (Provincias de Logroño y Burgos).

Por A. APARICIO (1), J. M. BRELL (2) y B. GUARAS (3)

RESUMEN

Se estudian los principales rasgos del metamorfismo hercínico de los materiales paleozoicos de la Sierra de la Demanda, en base a la caracterización de minerales arcillosos y micáceos. Asimismo, se considera su posible relación con otras áreas cercanas, con caracteres geológicos similares.

Palabras clave: Metamorfismo hercínico, Sierra Demanda (Burgos-Logroño).

ABSTRACT

On the basis of the argillaceous-micaceous minerals of the Paleozoic materials in the Demanda Massif (Spain) the main metamorphic features are defined. The relationship to nearby zones, with similar geological character, is also considered.

Key words: Hercynic metamorphism, Sierra Demanda (Burgos-Logroño).

INTRODUCCION

El objetivo del presente trabajo es la caracterización de los principales rasgos metamórficos hercínicos en la Sierra de la Demanda. El estudio se ha realizado fundamentalmente en base a la determinación de los minerales arcillosos y micáceos en materiales pizarrosos.

La Sierra de la Demanda es un macizo formado principalmente por materiales paleozoicos, y que se sitúa en las provincias de Burgos, Logroño y Soria (fig. 1).

Los rasgos geológicos generales de dicha sierra están sintetizados en COLCHEN (1974) y en los trabajos, principalmente de índole cartográfico, del ITGE (1970, 1980, 1978a, 1978b).

La Sierra de la Demanda, desde el punto de vista litológico, está formada por una sucesión de materiales que principalmente corresponden a pizarras, areniscas, esquistos, cuarcitas, calizas y dolomías. Estos materiales, estratigráficamente, se distribuyen desde un posible Precámbrico (que está en contacto mecánico con el resto de los materiales), Cámbrico, Ordovícico y Carbonífero (este último discordante sobre los materiales cámbricos y ordovícicos).

Desde el punto de vista estructural, los materiales hercínicos presentan una disposición domática y anticlinal, limitada por accidentes tectónicos, en los que dominan las fallas inversas y cabalgamientos, siendo el borde N el de mayor ruptura estructural. Las características petroestructurales de los diferentes materiales ponen de manifiesto una anisotropía planar (esquistosidad) con directrices verticalizadas, en materiales pizarrosos y esquistos, íntimamente relacionada con la dinámica cortical desde tiempos prehercínicos hasta la actualidad. Dicha anisotro-

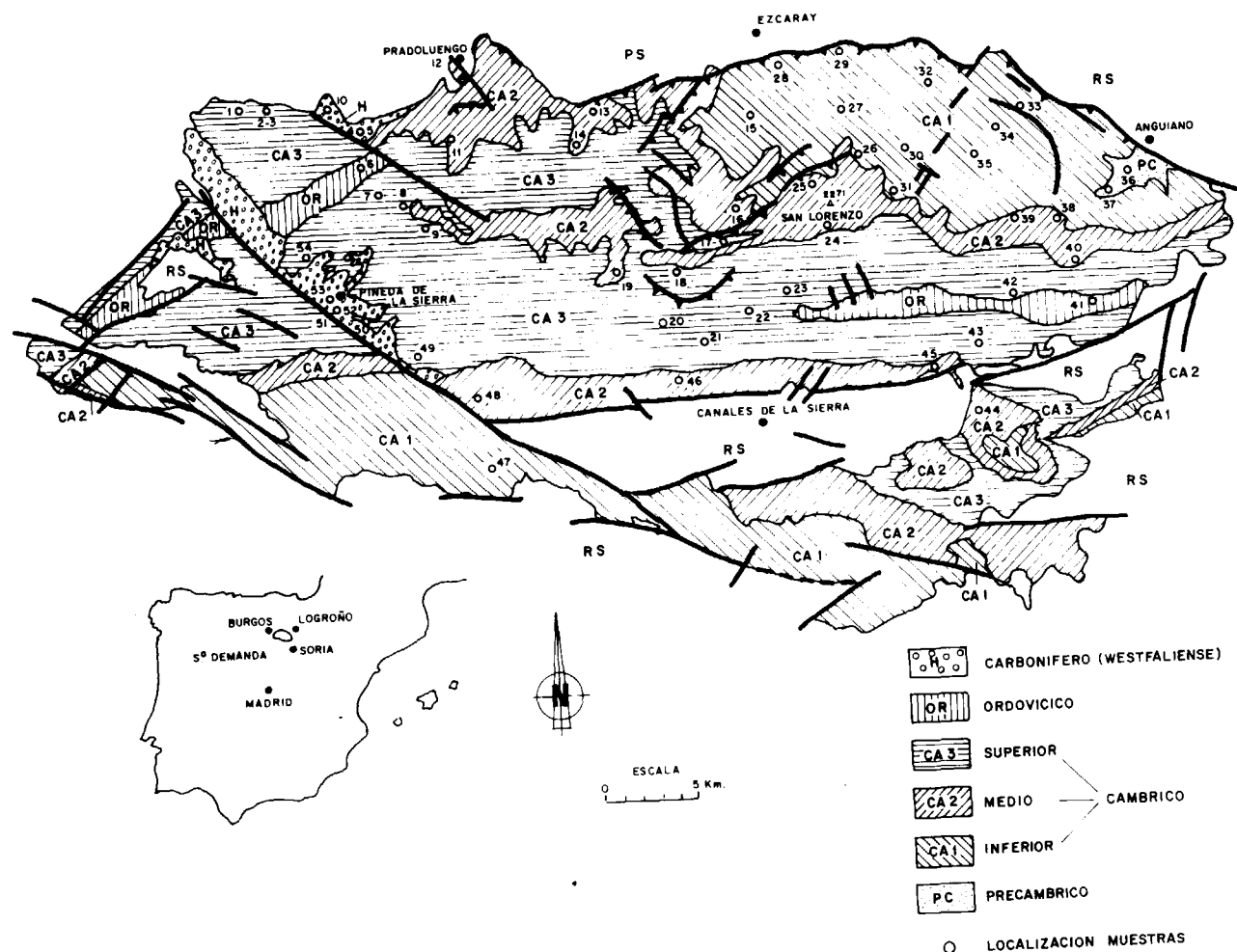


Figura 1.—Esquema geológico de la Sierra de la Demanda, según CONCHEL (1974), e ITGE (1970 y 1980), con la localización de las muestras estudiadas.

pía es altamente penetrativa, y llega a enmascarar las superficies estratigráficas en este tipo de materiales, mientras que en los niveles competentes carbonatados este hecho no queda tan patente. Así, podemos considerar una estrecha relación entre los rasgos petrológicos y estructurales de las distintas rocas que componen la Sierra de la Demanda.

Los escasos afloramientos de rocas ígneas, de carácter filoniano, son concordantes con las directrices generales de la esquistosidad.

La caracterización del metamorfismo en la Sierra de la Demanda, junto al hecho de tratarse, por un lado, de un núcleo hercínico aislado, ro-

deado de materiales mesozoicos y cenozoicos, y por otro el encontrarse próximo a otros macizos hercínicos más extensos y representativos, como el Sistema Central, zonas del Sistema Ibérico y Cordillera Astur-Leonesa, le hace especialmente interesante en cuanto a la evaluación de los procesos metamórficos que le afectan y de su relación con el metamorfismo de los macizos circundantes.

En general, el estudio del metamorfismo se ha realizado a partir de una selección de muestras obtenidas en función de la localización estratigráfica y de la mayor abundancia de los componentes micáceos, aunque en escasas ocasiones,

(1) Dpto. de Geología, MNCN-CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006-Madrid.  
 (2) Dpto. de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.  
 (3) Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

y ante la falta de materiales más apropiados, se seleccionaron algunas pizarras silíceas (fig. 1). En el Carbonífero, debido a su carácter litológico, sólo pudieron ser seleccionadas dos pizarras en el sector Norte, mientras que en el sector del río Arlanzón se tomaron muestras de areniscas pizarrosas con microclastos de pizarra precarbonífera.

La determinación de sus paragénesis se hizo en base a estudios de difracción, completándose con el análisis óptico. El equipo de difracción y la metodología utilizada es descrita en APARICIO et al. (1988).

#### PARAGENESIS. INTENSIDAD DEL METAMORFISMO

Las paragénesis obtenidas en las diferentes muestras, en relación con el nivel estratigráfico, se expresan en la tabla 1, incluyendo también los parámetros indicativos más usuales en la determinación del metamorfismo.

Si consideramos las muestras pertenecientes al Precámbrico-Cámbrico-Ordovícico, las paragénesis encontradas resultan similares con cuarzo + ilita ± clorita ± albita ± caolinita. La caolinita está presente en casi todas las muestras en cantidades pequeñas (excepto la muestra 50), mientras una biotita incipiente se observa tan sólo sobre cuatro del total de las muestras pertenecientes a niveles del Cámbrico Superior y Medio. En el Carbonífero (Westfaliense) aparece una asociación mineral con cuarzo + caolinita + ilita, estando ausentes, entre otros, albita, clorita y biotita, salvo como minerales detríticos. No se pudo detectar la presencia de interstratificados de ilita/esmectita, paragonita o pirofilita.

Para la determinación de la intensidad del metamorfismo se usaron los índices de cristalinidad de la ilita (KÜBLER, 1964, 1968) y de agudeza de WEAVER (1960), expresados ambos en la tabla 1. En la figura 2 se han representado gráficamente, según el índice de cristalinidad de la ilita, la totalidad de las muestras analizadas según los niveles estratigráficos a los que pertenecen, observándose la concentración de todas ellas en niveles epizonales, sin diferencias significativas, tanto en muestras pertenecientes al Precámbrico, como al Cámbrico y Ordovícico. En el Car-

bonífero se detecta una mayor fluctuación en función del tamaño del grano de la roca. En las facies más pizarrosas los índices de cristalinidad de KÜBLER toman un valor de 3,5, mientras que en las facies más gruesas se sitúan en unos casos en zonas de anquizona o bien epizonales, según el mayor o menor porcentaje de partículas groseras (índices 3,5 a 5).

Si consideramos los valores medios de los índices de cristalinidad para cada nivel estratigráfico (tabla 2) y dentro del Paleozoico Inferior, los valores máximos se obtienen en el Precámbrico y Ordovícico, aunque las diferencias son reducidas. En este mismo sentido, el índice de agudeza presenta valores máximos en las muestras del Cámbrico Inferior, que son superiores a los del Precámbrico, y éstas, a su vez, superiores a los del Ordovícico. Un débil crecimiento en los valores de la relación 3,74/2,58 y del efecto 060 en la ilita se aprecia en el paso del Paleozoico Superior al Precámbrico, al contrario de la relación  $\frac{004}{002}$ , que no presenta resultados significativos.

#### CONDICIONES DEL METAMORFISMO

En los materiales atribuidos al Precámbrico-Cámbrico-Ordovícico la paragénesis más común es la del cuarzo + ilita ± clorita ± albita, que se produce en unas condiciones de 225-310° y 2 Kb (VELDE, 1965; MAXWELL y HOWER, 1967; RAO, 1977). De hecho la esporádica aparición de biotita no detrítica en algunas muestras (65, 45, 15 y 14) nos indica que las condiciones térmicas se encuentran próximas al límite inferior de su estabilidad,  $\approx 325^\circ$  (Mc DOWELL y ELDERS, 1980). En ningún caso se han llegado a superar las condiciones de desaparición de la clorita, 350° (Mc DOWELL y ELDERS, 1980).

La no aparición de interstratificados ni pirofilita, que suelen caracterizar la anquizona, posibilita el evaluar las condiciones de temperatura de esta paragénesis en unos 300° (THOMPSON, 1970; HAAS y HOLDAWAY, 1973). La ausencia de paragonita nos aproximaría igualmente a esta temperatura de 300° (VELDE, 1977).

Precisar el ambiente metamórfico que afectó a los materiales carboníferos presenta una mayor

TABLA 1  
Paragénesis y parámetros metamórficos de las muestras estudiadas

Nivel cronoestratigráfico	Muestra	Cuarzo	Filossilicatos	Plagioclasa	Mica	Caolinita	Clorita	Índice Kubler	Índice Weaver	060	0010	004 002	3.74 2.58	Politipo Moscovita	Índice Paragonitización	Tipo Clorita
CA <sub>3</sub>	1	21	79	—	58	10	32	2	26	1.491	1.991	0.28	0.35	100% 2MI	0.28	Ripidolita
CA <sub>3</sub>	2	<5	95	—	100	—	—	2.5	32	1.495	1.995	0.32	0.40	100% 2MI	—	—
CA <sub>3</sub>	3	22	78	—	70	14	16	2.5	32	1.497	1.991	0.32	0.48	100% 2MI	0.28	Ripidolita Chamosita
H	4	6	94	—	95	5	—	3.5	6	1.499	1.995	0.36	0.43	100% 2MI	—	?
H	5	9	91	—	100	—	—	3.5	7.7	1.499	1.995	0.25	0.39	100% 2MI	—	—
Or	6	14	86	—	92	Indic.	8	2.5	16	1.502	1.995	0.38	0.33	90% 2MI	—	?
CA <sub>3</sub>	7	28	72	—	94	Indic.	6	2	22	1.502	1.995	0.27	0.60	100% 2MI	—	?
CA <sub>3</sub>	8	26	74	—	65	10	25	2	32	1.499	1.994	0.31	0.41	100% 2MI	—	Chamosita
CA <sub>3</sub>	9	28	72	—	54	20	26	2	28	1.499	1.995	0.34	0.40	100% 2MI	—	Chamosita
H	10	18	82	—	85	15	—	3	9	1.497	1.995	0.32	0.47	100% 2MI	—	—
CA <sub>2</sub>	11	22	78	Indic.	70	8	22	2	28	1.504	1.991	0.28	0.51	100% 2MI	0.28	Ripidolita
CA <sub>2</sub>	12	9	86	5	72	6	22	2.5	30	1.499	1.991	0.30	0.39	100% 2MI	0.28	Ripidolita
CA <sub>2</sub>	13	21	79	—	100	—	—	2.5	11	1.499	1.991	0.38	0.44	100% 2MI	0.28	—
CA <sub>2</sub>	14	23	77	Indic.	90	5	5	3.5	6	1.499	1.991	0.34	0.45	100% 2MI	0.28	?
CA <sub>1</sub>	15	15	79	6	81	7	12	3	10	1.504	1.991	0.40	0.41	100% 2MI	0.28	Sheridanita?
CA <sub>2</sub>	16	17	78	5	80	5	15	2.5	34	1.504	1.991	0.21	0.44	100% 2MI	0.28	Chamosita
CA <sub>3</sub>	17	13	80	7	74	8	18	2.5	12	1.502	1.995	0.29	0.43	100% 2MI	—	Chamosita
CA <sub>3</sub>	18	30	64	6	58	23	19	2	26	1.502	1.995	0.26	0.57	100% 2MI	—	Chamosita Ripidolita
CA <sub>2</sub>	19	21	74	5	75	6	19	2	25	1.502	1.995	0.28	0.43	100% 2MI	—	Chamosita Ripidolita
CA <sub>3</sub>	20	17	83	—	69	10	21	2.5	32	1.499	1.995	0.30	0.40	100% 2MI	—	Ripidolita
CA <sub>3</sub>	21	21	72	7	71	12	17	2.5	21	1.499	1.995	0.30	0.30	80% 2MI	—	Ripidolita
CA <sub>3</sub>	22	24	72	4	78	6	16	2.5	24	1.499	1.991	0.30	0.38	100% 2MI	0.28	Ripidolita Clinocloro
CA <sub>3</sub>	23	12	83	5	76	8	16	2.5	26	1.499	1.991	0.30	0.33	90% 2MI	0.28	Ripidolita Clinocloro
CA <sub>2</sub>	24	10	90	Indic.	79	5	16	2	28	1.506	1.991	0.25	0.32	90% 2MI	0.28	?
CA <sub>2</sub>	25	16	84	—	48	28	24	2	15	1.506	1.995	0.30	0.33	90% 2MI	—	Ripidolita Chamosita
CA <sub>1</sub>	26	15	81	5	70	14	*16	2.5	28	1.502	1.983	0.36	0.43	100% 2MI	0.6	Ripidolita
CA <sub>1</sub>	27	9	91	Indic.	100	Indic.	—	3	34	1.502	1.987	0.22	0.42	100% 2MI	0.25	—
CA <sub>1</sub>	28	18	75	7	92	Indic.	8	2.5	23	1.502	1.988	0.20	0.40	100% 2MI	0.25	?
CA <sub>1</sub>	29	30	60	10	42	30	28	2	30	1.502	1.995	0.34	0.44	100% 2MI	—	Chamosita
CA <sub>1</sub>	30	22	78	—	52	26	22	2.5	32	1.502	1.991	0.33	0.47	100% 2MI	0.25	Chamosita
CA <sub>1</sub>	31	12	88	—	100	—	—	2	28	1.506	1.991	0.19	0.43	100% 2MI	0.28	—
CA <sub>1</sub>	32	4	96	—	85	6	9	2	26	1.506	1.995	0.18	0.53	100% 2MI	—	?
CA <sub>1</sub>	33	12	88	—	100	—	—	2.5	28	1.506	1.987	0.27	0.40	100% 2MI	0.40	—
CA <sub>1</sub>	34	11	89	—	71	13	16	2.5	32	1.504	1.991	0.31	0.48	100% 2MI	0.28	Clinocloro
CA <sub>1</sub>	35	16	84	—	64	18	18	2	28	1.504	1.991	0.31	0.40	100% 2MI	0.28	Clinocloro
CA <sub>1</sub>	36	22	68	10	62	16	22	2.5	21	1.504	1.991	0.30	0.40	100% 2MI	0.28	Clinocloro
PC	37	21	79	—	100	—	—	2.5	22	1.504	1.995	0.30	0.46	100% 2MI	—	—
CA <sub>2</sub>	38	18	77	5	66	14	20	2	22	1.504	1.995	0.29	0.44	100% 2MI	—	Chamosita
CA <sub>2</sub>	39	12	88	Indic.	64	17	19	2.5	26	1.504	1.991	0.25	0.44	100% 2MI	0.28	Ripidolita Chamosita
CA <sub>2</sub>	40	5	95	—	87	5	8	2	22	1.504	1.991	0.32	0.44	100% 2MI	0.28	?
OR	41	8	89	4	70	14	14	2.5	14	1.502	1.995	0.32	0.35	100% 2MI	—	?
CA <sub>3</sub>	42	18	75	7	56	23	21	2.5	12	1.502	1.995	0.40	0.33	90% 2MI	—	Ripidolita
CA <sub>3</sub>	43	12	83	5	69	17	14	2.5	13	1.499	1.995	0.31	0.43	100% 2MI	—	Ripidolita
CA <sub>2</sub>	44	13	87	—	70	15	15	3	14	1.499	1.991	0.28	0.40	100% 2MI	0.28	Clinocloro
CA <sub>2</sub>	45	8	80	12	88	5	7	2.5	24	1.499	1.995	0.24	0.36	100% 2MI	—	?
CA <sub>2</sub>	46	13	87	—	97	3	—	2.5	28	1.499	1.991	0.27	0.40	100% 2MI	0.28	—
CA <sub>1</sub>	47	18	78	7	64	17	19	2.5	23	1.502	1.991	0.30	0.34	90% 2MI	0.28	Chamosita Ripidolita
CA <sub>2</sub>	48	23	77	—	85	15	—	2	26	1.502	1.991	0.23	0.47	100% 2MI	0.28	—
CA <sub>3</sub>	49	11	89	Indic.	64	16	20	2	24	1.499	1.987	0.31	0.38	100% 2MI	0.40	Ripidolita
CA <sub>3</sub>	50	18	77	5	4	89	7	2.5	28	1.499	1.991	0.24	0.44	100% 2MI	0.28	?
H	51	31	69	—	90	10	—	3	7	1.499	1.991	0.26	0.29	80% 2MI	0.28	—
H	52	12	88	—	85	15	—	5	2.5	1.497	1.995	0.24	0.28	80% 2MI	—	—
H	53	11	89	—	73	15	12	5	3	1.497	1.995	0.27	0.25	80% 2MI	—	?
CA <sub>3</sub>	54	13	82	5	74	11	15	2.5	17	1.502	1.995	0.30	0.40	100% 2MI	—	Clinocloro

H: Carbonífero (Westfaliense).  
Or: Ordovícico.  
CA<sub>3</sub>: Cámbrico Superior.

CA<sub>2</sub>: Cámbrico Medio.  
CA<sub>1</sub>: Cámbrico Inferior.  
PC: Precámbrico.

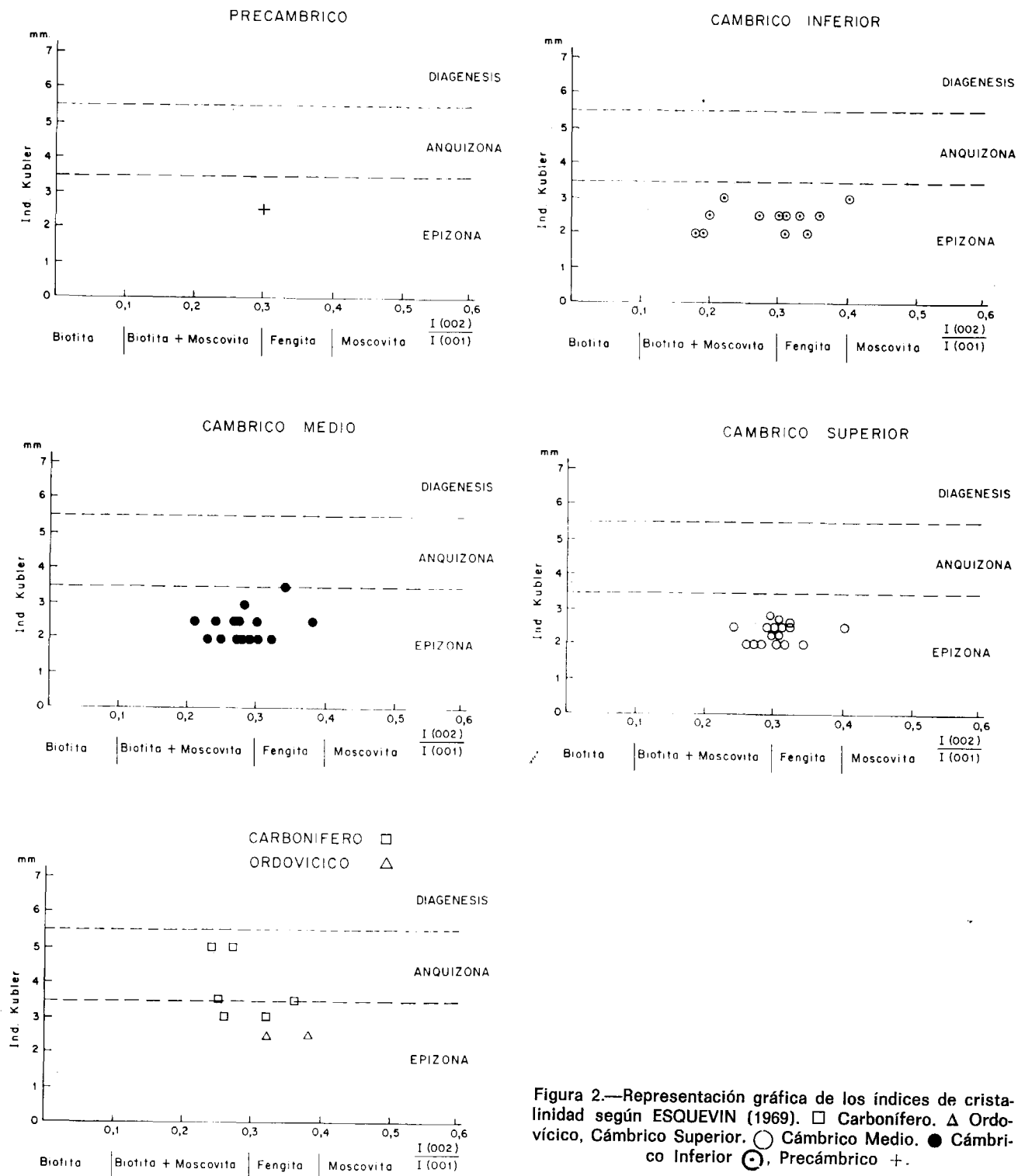


Figura 2.—Representación gráfica de los índices de cristalinidad según ESQUEVIN (1969). □ Carbonífero. Δ Ordovícico, Cámbrico Superior. ○ Cámbrico Medio. ● Cámbrico Inferior. ⊙ Precámbrico +.

**TABLA 2**  
Valores medios de los índices de cristalinidad (KUBLER, 1964) y de agudeza (WEAVER, 1960) y los parámetros 3.74/2.58, 0,60 y  $\frac{004}{002}$  de la illita

Nivel	Índice de cristalinidad	Índice de agudeza	$\frac{3,74}{2,58}$	060	$\frac{004}{002}$
Carbonífero (Westfaliense) ...	3.83	5.86	0.35	1.498	0.28
Ordovícico ...	2.5	15	0.34	1.502	0.35
Cámbrico Superior ...	2.32	23.94	0.41	1.499	0.30
Cámbrico Medio ...	2.41	22.60	0.41	1.502	0.27
Cámbrico Inferior ...	2.41	26.83	0.42	1.503	0.28
Precámbrico ...	2.5	21.05	0.43	1.504	0.30

dificultad a causa de la baja proporción de material arcilloso frente a detríticos más groseros. La ausencia de interestratificados illita/esmectita permite situarlo en unas condiciones térmicas inferiores a 175° (HOWER et al., 1976). Paralelamente podríamos relacionar este dato con la formación de clorita a partir de caolinita, reacción que no llegó a producirse. Sin embargo, la presencia de minerales detríticos hace superponer a la facies anquizonal de esta formación los caracteres del metamorfismo epizonal, como son el politipo de mica (2M1), coexistencia de caolinita y clorita (muestra 53), índice de cristalinidad bajo (muestras 10 y 15), etc. Estas condiciones térmicas estarían de acuerdo con la proposición de BRAUCKMAN (1984), de señalar el comienzo de la anquizona en 145-155°.

**DISCUSION**

Las condiciones del metamorfismo en la Sierra de la Demanda, deducidas a partir de los materiales pizarrosos paleozoicos, se consideran epizonales, no apreciándose apenas diferencias en su intensidad entre los niveles del Precámbrico, Cámbrico y Ordovícico, si bien el Precámbrico presenta algunas anomalías metamórficas. En el caso de los materiales carboníferos el metamorfismo es de tipo anquizonal, encontrándose un ligero «gap» metamórfico entre el Paleozoico Inferior y el Carbonífero.

La referencia más próxima en cuanto a las características del metamorfismo, en niveles estrati-

gráficos correlacionables con los estudiados aquí, se encuentra en el Paleozoico Inferior de determinadas áreas del Sistema Central y unidad metamórfica de Toledo (APARICIO y GALAN, 1978), en donde el metamorfismo epizonal refleja unos índices de cristalinidad inferiores a los aquí determinados, y en cuya paragénesis se encuentra ausente la caolinita, determinando unas condiciones de P-T algo más elevadas a las aquí obtenidas. En el área del Sistema Central existe un tránsito rápido de epizona a facies anfibolitas, materiales que no han podido ser encontrados en la Sierra de la Demanda.

Sin embargo, el análisis de los materiales carboníferos localizados en el sector oriental del Sistema Central (APARICIO y GALAN, 1980), con una posición estratigráfica algo más elevada (Estefaniense) que los materiales que nos ocupan, parece reflejar más claramente la intensidad del metamorfismo, aun teniendo en cuenta que sus características metamórficas reflejan parcialmente, en ambos casos, la de los materiales detríticos (pizarras precarboníferas) que incluyen. La paragénesis característica cuarzo+caolinita+illita hace determinar a estos autores unas condiciones de T y P próximas a las del Westfaliense en Sierra de la Demanda.

En el pequeño afloramiento paleozoico de Sierra de Rata, en la Cordillera Ibérica, y en los niveles ordovícicos, APARICIO et al. (1988) determinan unos índices de cristalinidad similares a los aquí encontrados, aunque la ausencia de niveles cámbricos impide hacer una correlación más amplia.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado con la ayuda a la investigación del CSIC 630/070/27. A J. L. Casaseca, que compartió los trabajos de campo con los autores, y a C. Sánchez, M. C. Sendra, A. Vilorio, M. Castillejo, que colaboraron en su realización (delineación, mecanografía y preparación de muestras).

## REFERENCIAS

- APARICIO, A., y GALAN, E. (1978): *El Metamorfismo de bajo grado en el área central del Macizo Hespérico (Sistema Central, Toledo)*. Bol. Geol. Min., 89, 475-486.
- APARICIO, A., y GALAN, E. (1980): *Las características del metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en el sector oriental del Sistema Central*. Est. Geol., 36, 75-84.
- APARICIO, A.; BRELL, J. M., y DOVAL, M. (1988): *El Metamorfismo de los afloramientos paleozoicos de las Sierras de Rata, Mojón Alto, Albarracín, Menera y Ventosa en la Cordillera Ibérica (provincias de Guadalajara y Teruel)*. Bol. Geol. Min., 99, 847-854.
- BRAUCKMANN, F. J. (1984): *Hochdiagenese im Muschelkalk der Massive von Bramsche und Vlotho*. Bochumer geol. geotech. Arb., 14.
- COLCHEN, M. (1974): *Geología de la Sierra de la Demanda (Burgos, Logroño)*. Espagne. Mem. Inst. Geol. Min. España, 85, 1-436.
- HAAS, H., y HOLDAWAY, J. M. (1973): *Equilibrium in the system  $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  involving the stability limits of pyrophyllite and thermodynamic data of Phyrophyllite*. Amer. J. Sci., 273, 449-464.
- HOWER, J.; ESLINGER, E. V.; HOWER, M. E., y PERRY, E. A. (1976): *Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment. 1. Mineralogical and chemical evidence*. Geol. Soc. of Amer. Bull., 87, 725-737.
- ITGE (1980): *Mapa Geológico de España. 1/200.000. Hoja núm. 21. Logroño*.
- ITGE (1970): *Mapa Geológico de España. 1/200.000. Hoja núm. 20. Burgos*.
- ITGE (1978a): *Mapa Geológico de España. 1/50.000. Hoja núm. 277. Salas de los Infantes*.
- ITGE (1978b): *Mapa Geológico de España. 1/50.000. Hoja núm. 240. Ezcaray*.
- KUBLER, B. (1964): *Les argiles, indicateurs de metamorphisme*. Rev. Inst. Franç. Pétrol., 19, 1093-1112.
- KUBLER, B. (1968): *Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinité de l'illite*. Bull. Centre Rech. Pau SNPA, 2, 385-397.
- MAXWELL, D. T., y HOWER, J. (1967): *High grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian belt series*. Amer. Min., 52, 843-857.
- Mc DOWELL, S. D., y ELDERS, W. A. (1980): *Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA*. Contr. Min. Petr., 74, 293-310.
- RAO, T. R. (1977): *Distribution of elements between co-existing phengite and chlorite from the greenschist facies of the Tennant Creek area, Central Australia*, Lithos, 10, 103-112.
- THOMPSON, A. B. (1970): *A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium*. Amer. J. Sci., 268, 454-458.
- VELDE, B. (1964): *Low-grade metamorphism of micas in pelitic rocks*. Carnegie Inst. Wash. Year book (1963-1964), núm. 63, 142-147.
- VELDE, B. (1977): *Clays and clay minerals in natural and synthetic systems. Developments in Sedimentology, 21*. Elsevier Sci. Pub. Company, 218 pp.
- WEAVER, C. E. (1960): *Possible uses of clay minerals in search for oil*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, 1505-1518.

Original recibido: Abril de 1990.

Original aceptado: Marzo de 1991.