

ción sobrepuesta de las edades originales de las micas en algunas de las alteraciones comentadas, dando así edades aparentes más modernas que la edad real de la alteración?

Respuesta de los autores:

1. La actividad hidrotermal dada está relacionada con el rejuego de

sistemas de fracturas regionales. El tipo de funcionamiento de las mismas no ha sido considerado en este trabajo, aunque la existencia de una componente vertical de movimiento es muy frecuente en ellas. Por otro lado, el hecho de que cada uno de los eventos datados tenga una paragénesis hidrotermal característica parece excluir la posibilidad implícita en la pregunta.

2. La existencia de un cierto «re-

setting» de las edades K-Ar parece tener cierta importancia en las episienitas, como de hecho mencionamos en el texto; particularmente en biotitas y anfíboles. En el caso de la moscovita y sericita, no tenemos evidencia de reajustes significativos, al menos en la mayoría de los casos estudiados; además, las edades obtenidas son consistentes con la secuencia cronológica observada en el campo.

El metamorfismo en la Cuenca de los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas

C. Casquet*; C. Galindo*; J. M. González Casado****; A. Alonso***;
R. Mas***; M. Rodas**; E. García** y J. F. Barrenechea**

- * Dpto. de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. UCM, 28040 Madrid.
- ** Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Geología. UCM, 28040 Madrid.
- *** Dpto. de Estratigrafía. Facultad de Geología. UCM, 28040 Madrid.
- **** Dpto. de Geología y Geoquímica. UAM, 28049 Madrid.

ABSTRACT

A case of hydrothermal metamorphism is described from the Cameros Basin along the rio Cidacos transect. The highest grade is reached at the base of the Urbión Group, a fluvial sequence Upper Jurassic to Lower Cretaceous in age (Weald facies). Physical conditions at the thermal peak are estimated at ab. 1Kb (Pl) and 326±13°C (i.e. very low grade metamorphism). Fluids were largely water brines with minor amounts of gases, CO₂ and CH₄. fO₂ and fS₂ were close to the graphite and Po-Py buffers respectively. This metamorphism is spatially associated with a deformation band (5-6 km. in width) with schistosity in the pelitic beds and prominent tensional, quartz infilled veins in the more samitic ones. K-Ar dating on authigenic illites has given ages from 108 to 86 M.a., i.e. Middle Cretaceous, and thus younger than the basin filling (Urbión Group+Enciso F.+Olivan F.). Metamorphism might be related with the circulation of hot migratory fluids (i.e. tectonic brines), along the deformation band. The tectonic significance of this deformation band is still uncertain.

Key words: Cameros Basin, Very Low grade metamorphism, Geochronology, K/Ar dating.

Geogaceta, 11 (1992), 22-25.
ISSN: 0213683X

Introducción

La Sierra de los Cameros muestra un caso interesante de metamorfismo regional cuyas condiciones P-T, edad y significado no han sido todavía estudiadas en detalle. Giraud y Seguret (1985) realizan una primera interpretación de esta metamorfismo considerándolo como parte de la propia evolución tectono-sedimentaria de la cuenca de Cameros.

Este trabajo se basa, principalmente, en el estudio del corte del río Cidacos, y en particular de la base del Grupo Urbión, donde los efectos del

metamorfismo son más intensos (entre las localidades de Yanguas y Enciso) (fig. 1).

El Grupo Urbión consiste en una serie detrítica continental (sistemas aluviales) formada por rápidas alternancias de areniscas canalizadas y niveles lutíticos. Reposa sobre la parte alta del Grupo Oncala, constituida, principalmente, por calcilitas. Este contacto, marcado por un nivel de «black shales» es aquí de tipo mecánico.

El metamorfismo se traduce macroscópicamente en una intensa recristalización, que transforma los niveles de areniscas en cuarcitas.

La deformación

Junto al metamorfismo el rasgo macroscópico más destacable es la presencia de una esquistosidad oblicua a la estratificación, con buzamiento monoclinal hacia el norte, muy aparente en los niveles más lutíticos y que muestra fenómenos de refracción en el paso de unas litologías a otras. La intensidad de esta esquistosidad disminuye hacia el norte y el sur, definiendo una banda de unos 5-6 km. de anchura que continua hacia el SE hasta enlazar probablemente con la que describen Gil, Alba y Pocovi

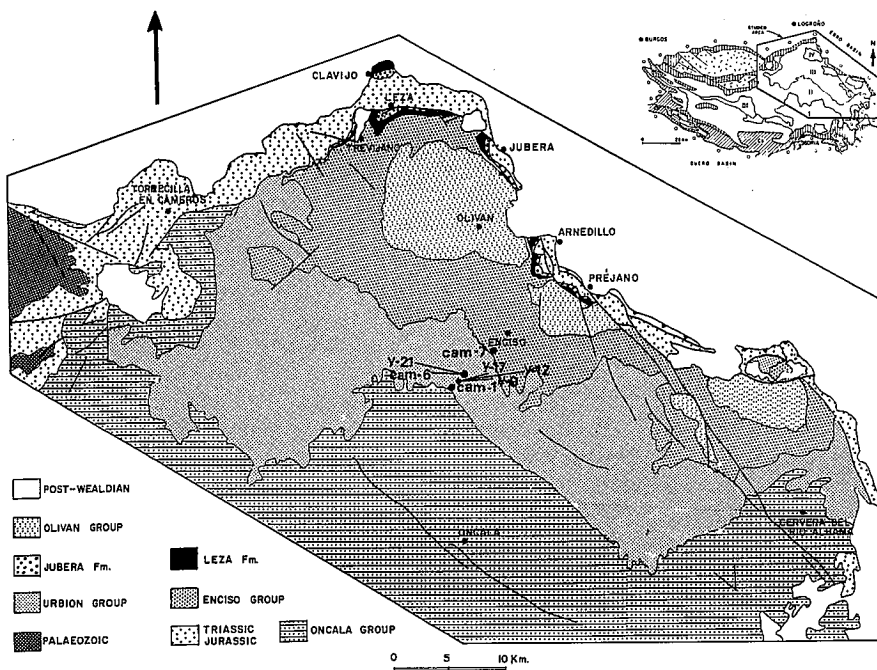


Fig. 1.—Mapa de situación con localización de las muestras que se citan en el trabajo.

Fig. 1.—Situation map with location of samples referred to in the text.

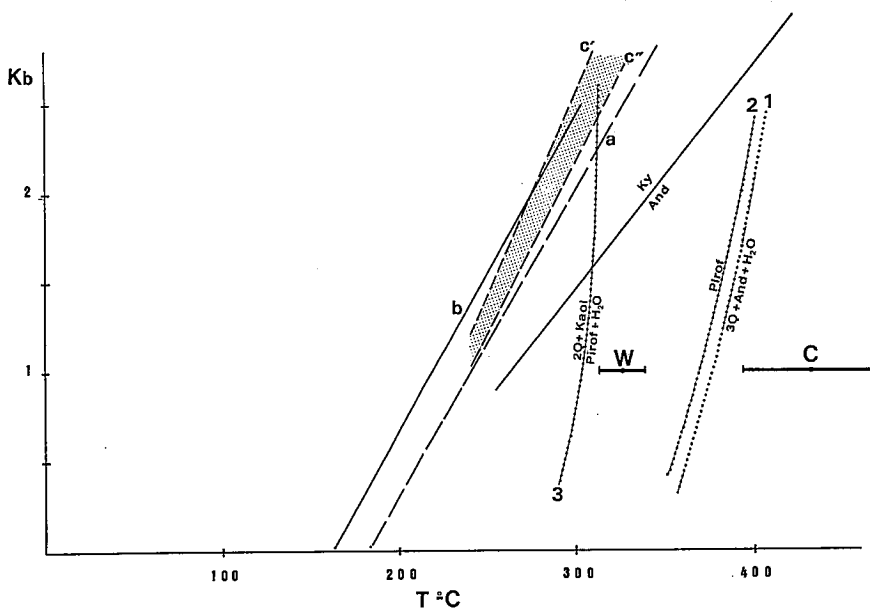


Fig. 2.—Diagrama P-T. a y b: isocoras de las muestras CAM.1 y CAM.6, respectivamente. c' y c'': idem de CAM.7 con relaciones gas/líquido de 0,2 y 0,15, respectivamente. 1 y 3, reacciones significativas calculadas por SUPCRT (Helgeson et al., 1978) para $X_{H_2O}=1$. Curva 2, igual que 1 pero corregida para un fluido con $X_{H_2O}=0,9$ (CAM.7). Se incluyen los resultados de la geotermometría de cloritas por el método de Walshe (1986) y de Cathelineau (1988), (W y C).

Fig. 2.—P-T diagram. a and b: isochores of samples CAM.1 and CAM.6 respectively. c' and c'': isochores of CAM.7 with filling degrees of 0.2 and 0.15 respectively. 1 and 3, significant equilibria calculated with SUPCRT (Helgeson et al., 1978) for $X_{H_2O}=1$. Curve 2, the same as 1 but corrected for a fluid with $X_{H_2O}=0,9$ (CAM.7). Results of chlorite thermometry by the Walshe's (1986) and Cathelineau's (1988) methods (W & C) are included for comparison.

(1990) y Pérez Lorente (1990) en la zona del Moncayo. Microscópicamente la esquistosidad es menos perceptible y se manifiesta en una cierta orientación estadística de los filosilicatos (illitas, principalmente) («slaty cleavage»).

Junto a la esquistosidad, es destacable también la presencia de abundantes grietas de tensión en las capas más cuarcíticas, con rellenos de cuarzo en forma de crecimientos prismáticos normales a las superficies de las grietas. Se observan dos familias. Las dominantes forman un elevado ángulo respecto al plano de estratificación, definiendo una dirección de estiramiento $N40^\circ$ a $50^\circ E$ sobre S_0 (Giraud y Seguret, 1985). La segunda familia se observa sólo en proximidad al nivel de «black shales» y la forman grietas subparalelas a S_0 que desplazan a las primeras con sentido de movimiento «techo al norte». También, los cubos de pirita, abundantes en algunos niveles, muestran sombras de presión formadas mayoritariamente por fibras de cuarzo y cuyo eje es coincidente con el de las fibras de la segunda familia de grietas.

Estas estructuras reflejan probablemente dos fases de deformación. La primera sería responsable de la esquistosidad y el primer sistema de grietas. Durante la segunda se formarían la segunda familia de grietas, las sombras de presión en piritas y estructuras sigmoidales en la esquistosidad. Esta segunda fase corresponde a un cabalgamiento hacia el sur a favor, en esta zona, del nivel de «black shales». El significado de la primera fase es por el momento problemático.

El metamorfismo

Paragénesis

Las paragénesis observadas son las siguientes:

- 1) Q, Ill, Cta (\pm Plag, \pm Ms, \pm Py, \pm Mat.Carb).
- 2) Q, Ill, Cta, Ctde, \pm Pirof (\pm Ms, \pm Carb).
- 3) Q, Cta, Carb (\pm Plag, \pm Ms, \pm Mat.Carb).
- 4) Q, Ill (\pm Plag, \pm Ms, \pm Py).

La clorita se presenta en placas procedentes de la degradación de biotita y también autigénica en micronodulos policristalinos. La moscovita en placas facoidales también detríticas,

en algunos casos muy abundantes. La plagioclasa se presenta en la fracción arena, junto con el cuarzo. El cloritoide es menos frecuente. Se presenta en algunos niveles, como cristalitas microscópicas (< 1,0 mm.), muy abundantes, desorientados. La pirofilita se ha detectado en varias muestras con DRX. La illita es el filosilicato más abundante, sobre todo, en los niveles lutíticos. Procede, probablemente en su mayor parte, de la degradación diagenética-metamórfica de feldespatos potásico detrítico, reconocible en rocas alejadas de la zona metamórfica. También es frecuente la piritita y materia orgánica vegetal más o menos grafitizada.

Composición de la clorita

La clorita es un mineral abundante en Cameros. Los análisis por microsonda propios y los proporcionados por Mata *et al.* (1990), indican que se trata de cloritas muy ferruginosas (Fe/Fe+Mg en átomos=0,79-0,89) (calculadas según Walshe, 1986). Además, el contenido de Fe₂O₃ (en peso) supera generalmente el 4%, por lo que pueden clasificarse como oxiclорitas de tipo chamosítico, de acuerdo con la clasificación de Bayliss (1975).

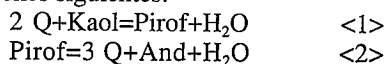
Condiciones físicas del metamorfismo

La clorita es un mineral de enorme utilidad, ya que a partir de su composición química se pueden determinar múltiples parámetros intensivos: T, fO₂, fs₂, aSiO₂, aH₂O, etc. (Walshe, 1986; Cathelineau & Nieva, 1985; Cathelineau, 1988).

En base al modelo de Walshe (1986) hemos obtenidos las siguientes medias y desviaciones: T=326±12,6°C (2σ); log (fO₂)=-31,8±1,5 (2σ); log

(fs₂)=-10,3±0,9 (2σ). De acuerdo con Cathelineau (1988), la T ascendería a 432°C, con un aumento en la desviación de ±38°C.

La figura 2, muestra las curvas de equilibrio correspondientes a las reacciones siguientes:



que delimitan el campo de estabilidad de la pirofilita, presente en varias muestras. El cálculo se ha realizado mediante el empleo del programa SUPCRT (Helgeson *et al.*, 1978).

La profundidad en la base del Grupo Urbión, se ha estimado, en base a una reconstrucción muy precisa a partir de los cortes geológicos en unos 3.900 m. (suma de Urbión más las formaciones Enciso y Oliván). Teniendo en cuenta la densidad de estos materiales, probablemente con un grado de litificación variable, en el momento del metamorfismo, se puede aceptar como muy razonable una presión litostática de aprox. 1Kb. De acuerdo con lo anterior y asumiendo que P_{lit}≈P_{H₂O}, se comprueba (v. fig. 2) que los datos termométricos obtenidos por el método de Walshe (1986) coinciden plenamente con el campo de estabilidad de la pirofilita, a diferencia de los de Cathelineau (1988), que quedan fuera. El metamorfismo regional en la Sierra de los Cameros no superó probablemente los 340°C (Grado Muy Bajo).

Consideraciones teóricas sobre la composición del fluido

Teniendo en cuenta la presencia corriente de materia orgánica y de piritita en las rocas de Cameros, el fluido debe de describirse en el sistema C-O-H-S. En este sistema es previsible que participen las siguientes especies químicas (Ohmoto & Kerrick, 1975):

CO₂, CO, H₂, O₂, CH₄, SO₂, H₂S, COS, S₂ y S₈. La composición del fluido (X_i=fracción molar de cada especie) la hemos calculado considerando un modelo de «mezcla ideal de gases reales» (Ferry & Burt, 1982). La fugacidad de cada gas puro a las condiciones de interés, la hemos obtenido aplicando las ecuaciones no-viriales propuestas por Sasena y Fei (1987). Todo el cálculo se ha realizado mediante la confección de un programa (FUGGRAF) válido dentro del campo de la estabilidad del grafito (por debajo de las curva tampón).

Las especies principales en el fluido fueron H₂O, CO₂ y CH₄ (>97% en todos los casos). En tres de las muestras estudiadas, los fluidos son esencialmente acuosos (>88%) y en dos aumenta el contenido de CO₂ (49 y 75%, respectivamente). El contenido de CH₄ es casi siempre muy bajo (<3%). En resumen, el fluido, en el «pico metamórfico», ha sido probablemente esencialmente acuoso. La segunda especie en importancia es el CO₂. La fO₂ se mantuvo entorno a la del tampón de grafito.

Inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas se han estudiado en tres muestras de cuarzo de venas de tensión de la primera familia, tomadas en la base del Grupo Urbión. Los resultados figuran en la tabla 1.

Se han observado dos tipos de inclusiones: 1) Inclusiones bifásicas L+G, y 2) inclusiones trifásicas L₁+L₂+G. Las primeras corresponden a un fluido acuoso hiposalino (<5,7% en peso NaCl equiv.). No se ha detectado CO₂ (por lo tanto X_{CO₂}<0,01; Hedenquist & Hemley, 1985). Homogenizan siempre en líquido y muestran grados de relleno bastante uniforme, aunque la morfología es variada: las más grandes (<30

Tabla 1.—Resultados de microtermometría de inclusiones fluidas

Table 1.—Results of fluid inclusions microthermometry

Sample N ^o	Tf, CO ₂	Th, CO ₂	Tf, clatr	Tcf, hielo	Tf, hielo	T hom	g.r.%	Composición del fluido
CAM-7	-57,3	26,9/29,5 28,1	+7,2	≤-39	n.d.	243/268	15/20	g.r.=0,2 Xh ₂ o=0,92, Xco ₂ =0,064, Xnacl=0,016 g.r.=0,15 Xh ₂ o=0,94, Xco ₂ =0,045, Xnacl=0,016
CAM-1	—	—	—	n.d.	-2,3/-3,7 -3,6	175/191 183		media: agua+5,77% (peso) NaCl equiv.
CAM-6	—	—	—	≤-27	-0,8/-5,4 -3,0	144/188 161		media: agua+4,86% (peso) NaCl equiv.

Tabla 2.—Edades K/Ar

Table 2.—K/Ar Ages

Muestra N ^o	Mineral	40/38	36/38	% Ar atm	Ar rad	% K	Edad M.A.
Y-12	Illita	0,2974448	0,0003018	28,34	0,200621	4,11	85±6
Y-17	Illita	0,4265406	0,0005002	34,76	0,263588	4,38	93±5,4
Y-9	Illita	0,4591702	0,0003928	24,66	0,328024	3,59	107±5
Y-21	Illita	0,5426275	0,0007584	43,02	0,292578	4,89	91±5

m μ) son irregulares, mientras que las más pequeñas tienden a ser poliédricas. Esto indica que la separación del gas tuvo lugar cuando la inclusión tenía ya una forma muy semejante a la actual. No obstante, se detectan algunas modificaciones posteriores («necking down»). Las inclusiones del tipo 2) están formadas por una mezcla de una disolución acuosa hiposalina (5,4% en peso NaCl equiv.) y gas (esencialmente CO₂; X_{CO₂}=0,045). En estas inclusiones el CO₂ homogeniza a líquido al igual que la homogenización total. El pequeño descenso de la T_{fusión,CO₂} respecto al valor de CO₂ puro, indica la presencia de otro gas en pequeña cantidad (CH₄ y N₂?). En cada muestra estudiada las inclusiones son muy homogéneas. Por otro lado, en ningún caso, hemos encontrado evidencias de fluidos heterogéneos (ebullición).

Texturalmente las inclusiones fluidas son probablemente secundarias en los tres casos.

Las temperaturas máximas de captura para las inclusiones fluidas son más bajas que las del «pico metamórfico» (220-240°C @ 1Kb), lo que indica que fueron atrapadas durante la etapa retrógrada. La presión de homogenización de la CAM 7 (\approx 1Kb), indica además que la trayectoria P-T retrógrada fue prácticamente isobárica. La composición de estos fluidos tardíos parece muy semejante a los del «pico metamórfico».

Geocronología

Se ha realizado por vez primera la

datación del metamorfismo de la Sierra de Cameros, mediante el método K-Ar. Cinco muestras de la base del Grupo Urbión fueron seleccionadas y la fracción illítica separada, seleccionándose, mediante tamizado, un tamaño inferior a 0,2 m μ para las medidas. El K se analizó por duplicado en cada muestra, mediante absorción atómica y el Ar se determinó en un espectrómetro VG del Instituto de Geología Económica-UCM. Los resultados se muestran en la tabla 2. Como puede verse los valores centrales abarcan el intervalo 108-86 M.a. que corresponde al Albense-Coniacense, esto es, el Cretácico Medio.

Conclusiones

Los datos obtenidos en este trabajo indican que durante el Cretácico medio, con posterioridad al relleno de la cuenca de Cameros, se genera un importante accidente tectónico regional, al que se asocia un metamorfismo hidrotermal. Este es debido, probablemente, a la percolación de fluidos migratorios de procedencia profunda y a una temperatura que no debió superar los 340°C en la zona donde el metamorfismo es más intenso. Los fluidos fueron esencialmente disoluciones acuosas hiposalinas con cantidades menores de CO₂. Algunas magnitudes fisicoquímicas como la fS₂ y la fO₂ fueron taponados probablemente por las rocas infiltradas en las que abunda la materia orgánica carbonosa, más o menos grafitizada y la pirita. Res-

pecto al origen del metamorfismo y en ausencia de un foco magmático cercano, del que no existe ninguna evidencia, ni geológica ni geofísica, hay que relacionarlo necesariamente con un mecanismo de transporte de calor ligado, probablemente a la circulación de fluidos por la banda afectada por la deformación («tectonic brines»; Oliver, 1986). Fluidos semejantes, siguieron circulando con posterioridad por la banda de deformación, a temperaturas más bajas (220-240°C).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB88-0071 de la DGICYT.

Referencias

- Bayliss, P. (1975): *Canadian Mineralogist*, 13, 178.
 Cathelineau, M. (1988): *Clay Minerals*, 23, 471-485.
 Cathelineau, M.; Nieva, D. (1985): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 235-244.
 Ferry, J. M.; Burt, D. M. (1982): *Reviews in Mineralogy*, 10, 207-262.
 Gil, A.; Alba, J.; Pocovi, A. (1990): *Geogaceta*, 8, 28-30.
 Guiraud, M. y Seguret, M. (1985): *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Spec. Publ. 37.
 Hedenquist, J. W.; Henley, R. W. (1985): *Economic Geology*, 80, 1379-1406.
 Helgeson, H. C.; Delany, J. M.; Nesbitt, H. W.; Bird, D. K. (1978): *Amer. J. Sci.*, 278-A, 229 págs.
 Ohmoto, H.; Kerrick, D. M. (1977): *Amer. J. Sci.*, 277, 1013-1044.
 Oliver, J. (1986): *Geology*, 14, 99-102.
 Pérez Lorente, F. (1990): *Bol. Geol. Min.* 101-4, 536-559.
 Saxena, S. K.; Fei, Y. (1988): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 505-512.
 Walshe, J. L. (1986): *Economic Geology*, 81, 681-703.

Recibido el 1 de octubre de 1991
 Aceptado el 25 de octubre de 1991