

# PIROFILITA - I/S - ILITA AMÓNICA EN LAS PIZARRAS NEGRAS DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN (GUADALAJARA Y TERUEL)

B. BAULUZ E I. SUBÍAS

*Departamento Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna 12. 50009. Zaragoza*

## INTRODUCCIÓN

En este estudio hemos examinado la distribución, textura y composición de las fases minerales que constituyen las pizarras negras silúricas de la Fm. Checa en la Sierra de Albarracín. Estos materiales se caracterizan por contener importantes proporciones de pirofilita, un mineral que se forma a partir de 250°C en condiciones hidrotermales o metamórficas, y que únicamente ha sido descrito en otros afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica de forma muy minoritaria y esporádica. La complejidad del estudio de este tipo de materiales radica en el tamaño de grano fino que presentan así como en la coexistencia de minerales detríticos y autigénicos; estos últimos han podido formarse en diversas fases como respuesta a los procesos geológicos a los que han sido sometidos los materiales.

Los datos que se aportan en este estudio permiten discriminar la influencia de la actividad ígnea de la zona, la diagénesis de enterramiento y la tectónica regional en la neoformación de los minerales de la arcilla.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

La Sierra de Albarracín (Rama Occidental o Castellana de la Cordillera Ibérica) está formada por cinco macizos paleozoicos rodeados y, en ocasiones, cubiertos por materiales mesozoicos y cenozoicos. La zona de estudio se sitúa en el flanco SW de uno de los macizos paleozoicos mencionados: el Macizo del Tremedal, que está constituido por cuarcitas, areniscas y lutitas de edades comprendidas entre el Ordovícico y el Silúrico. Estos materiales sufrieron una fase de deformación principal de edad Westfaliense (Capote y González Lodeiro, 1983), causante de las estructuras plegadas de dirección N-S y de la esquistosidad de plano axial dominantes en esta zona. Localmente se observa una crenulación de la esquistosidad que correspondería a la segunda y última fase de plegamiento. En relación a las fracturas se han diferenciado dos familias; una, paralela a la estructura y sincrónica a la fase principal de plegamiento y otra, oblicua que corresponde a fracturas normales y de desgarre y que se consideran tardihercínicas.

Una característica fundamental de esta zona es la presencia de sills y lavas daciandesíticas de filiación calcoalcalina emplazadas en la unidad estratigráfica silúrica denominada Pizarras de Checa. A pesar de que Lago et al. (2004) dataron como Autuniense algunos aflo-

ramientos volcanoclásticos, los rasgos estratigráficos y estructurales, así como el estudio de susceptibilidad magnética (Gil-Imaz et al., 2006) demuestran que el emplazamiento de estos cuerpos en la zona de estudio se produjo antes de la última fase de plegamiento hercínico.

La unidad estratigráfica Pizarras de Checa está constituida por pizarras negras, piritíferas con intercalaciones cuarcíticas hacia la base en las que se observan ripples de oscilación. Si bien es posible observar en las pizarras alguna estructura sedimentaria como laminación horizontal y láminas milimétricas de arena y limo, su característica más importante es la presencia de una esquistosidad penetrativa que les confiere un aspecto hojoso. La potencia de este tramo inferior se estima en unos 100 m, si bien el hecho de que sea un excelente nivel de despegue hace difícil conocer su potencia real. A techo, se observa una transición hacia una alternancia, de unos 90 m de potencia, de pizarras negras, areniscas rojizas y cuarcitas grises. Existe en el conjunto de la unidad una abundante fauna de Graptolites e incluso Orthoceras que permiten datar esta unidad como Llandoveryense-Wenlockiense.

Teniendo en cuenta el contexto geológico, se han seleccionado dos secciones de Pizarras de Checa para su muestreo: la primera, en las proximidades del sill de Noguera de Albarracín (Teruel), caracterizada por la presencia únicamente del tramo inferior de esta unidad estratigráfica, dominado por pizarras negras, la segunda, en la localidad de Checa (Guadalajara) donde no se observa relación espacial, al menos en superficie, con materiales magmáticos, y que abarca la unidad en su conjunto anteriormente descrita.

## METODOLOGÍA

En la serie de Noguera de Albarracín se tomaron 14 muestras y en la serie de Checa, 15 muestras. La mayor parte de ellas son pizarras de coloraciones negras-grises oscuras. La mineralogía de las muestras así como de sus fracciones 20-2µm y <2µm fue determinada por difracción de rayos-X (DRX) utilizando un difractómetro Philips PW1710 con radiación CuKα y rendija automática. Las fracciones fueron extraídas por decantación y posteriormente se prepararon agregados orientados secados a temperatura ambiente y solvatados con etilenglicol y dimetilsulfóxido a 60 °C y 80 °C, respectivamente, durante 48h. La identificación de ilitas con NH<sub>4</sub> en la interlámina así como la cuantificación de este NH<sub>4</sub> se hizo por DRX, determinando el espaciado basal (d<sub>001</sub>) en agre-

gados orientados (fracciones 20-2 $\mu$ m y <2 $\mu$ m) a partir de la reflexión 005 de la ilita. El cuarzo de la muestra se utilizó como estándar interno. La cuantificación del NH<sub>4</sub> se llevó a cabo utilizando las ecuaciones de Drits et al (1997) y Higashi (2000). El índice de cristalinidad de la ilita (IC) se determinó en la fracción <2 $\mu$ m; la preparación de las muestras y las condiciones instrumentales fueron las recomendadas por el grupo de trabajo IGCP 294 IC (Kisch, 1991). Nuestras medidas de IC fueron transformadas utilizando los estándares internacionales de cristalinidad (C.I.S.) de Warr y Rice (1994), y poder así utilizar como límites de anquizona los valores de IC de 0.42 y 0.25  $\pm$ 20 establecidos en la bibliografía. La textura de las muestras se caracterizó inicialmente por microscopía de luz transmitida y, posteriormente, por microscopía electrónica de barrido (SEM) trabajando con imágenes de electrones retrodispersados y realizando análisis químicos EDS. Se analizó, además, mediante un analizador elemental LECO, el contenido (%) en C orgánico, H, N y S de trece muestras correspondientes a las dos series estudiadas.

## RESULTADOS

Los resultados de DRX indican que la mineralogía de las muestras está constituida por filosilicatos (30-80%), cuarzo (20-60%) y feldespatos potásicos (<10%). Los filosilicatos dominantes en la asociación mineral son: pirofilita e ilita (en proporciones similares), en menores porcentajes clorita e I/S, y caolín como mineral accesorio (Fig. 1). Ocasionalmente se ha detectado paragonita. Se ha encontrado la misma asociación mineral en las dos series muestreadas. Sin embargo, es interesante resaltar que en parte del perfil de Checa no se ha detectado pirofilita, I/S ni ilitas amónicas y, que además, cuando existe pirofilita está en proporciones menores que en el perfil de Noguera.

La pirofilita presenta concentraciones más altas en la fracción entre 20-2 micras que en la <2 micras. En contraposición el I/S presenta concentraciones ligeramente más altas en la fracción más fina. Estas dos fases están siempre asociadas y presentes en las mismas muestras. Respecto al interestratificado I/S, al estar en bajas proporciones, sólo se han observado dos reflexiones características a 22.6 Å y 10.8 Å que, con el tratamiento con etilenglicol, expanden a 27.4 Å y 13.4 Å. La posición de estas reflexiones, constante en todas las muestras, implica que probablemente se trate de rectorita, un interestratificado regular 1:1 de ilita esmectita (I/S).

Los valores de  $d_{001}$  determinados para ilita reflejan la presencia de ilitas con amonio en la interlámina ( $d_{001}=10.088$  Å) que coexisten con ilitas potásicas ( $d_{001}=10.008$  Å). Aplicando las ecuaciones de Drits et al (1997) y Higashi (2000) se obtiene que la ilita amónica tendría un porcentaje de amonio en la interlámina que varía entre 20-28% y 25-35%, según la ecuación utilizada. Por otra parte, es interesante resaltar que las ilitas amónicas siempre se detectan en muestras donde existen pirofilita e I/S. La determinación del IC es complicado en estas muestras ya que en los difractogramas, secados al aire, este parámetro va a estar influenciado por la reflexión 10.8 Å de la I/S, así como por el solapamiento de las reflexiones (001) de la ilita amónica y de la potásica. Por eso, esta determinación sólo es fiable en aquellas muestras donde no se han detectado éstas fases. Los valores obtenidos, transformados según los estándares C.I.S. (Warr y Rice, 1994), varía entre 0.24-0.44  $\pm$ 20, con un valor promedio de

0.34  $\pm$ 20. Estos datos implican que las pizarras han alcanzado el grado de anquizona baja.

Los contenidos en C orgánico, H y N se correlacionan positivamente entre ellos, mientras que el de S varía de forma algo errática. No se observa ninguna correlación entre estos valores y la proporción de pirofilita o I/S. Los análisis muestran amplias variaciones, siendo los contenidos medios y sus desviaciones estándar los siguientes: C= 2.5% ( $\pm$ 2.1), N= 0.3% ( $\pm$ 0.2), H= 0.7 ( $\pm$ 0.1), y S= 0.2 % ( $\pm$ 0.2).

El estudio textural de las pizarras muestra la orientación preferente de las fases marcando la esquistosidad. Los clastos de cuarzo (y feldespatos) así como los cristales de pirofilita presentan morfologías en huso, elongadas y paralelas a S<sub>1</sub>. En el caso de la pirofilita, se ve claramente como la exfoliación es oblicua a S<sub>1</sub>, implicando procesos de rotación de estos cristales. Esta observación es compatible con la reorientación de la fábrica magnética evidenciada por Gil-Imaz et al (2006) y con la crenulación de la esquistosidad ocurrida durante la segunda fase de plegamiento hercínico.

Por otra parte, las imágenes de BSE muestran finos intercrecimientos entre la pirofilita y fases con Si, Al y pequeñas proporciones de K, que hemos interpretado como I/S. La matriz de las rocas es de tamaño de grano muy fino y fundamentalmente está formada por ilitas y pirofilita. Se han diferenciado también vetas rellenas por cloritas tipo chamosita que se presentan en empalizada, en ocasiones intercrecidas con pirofilita y sulfatos de Fe y K (tipo jarosita). El relleno final de estas grietas se produce por la precipitación de óxido de hierro y jarosita formando bandeados.

## DISCUSIÓN

La coexistencia de pirofilita, I/S R1, ilitas amónicas, ilitas potásicas, caolín y cloritas implica que esta asociación mineral no es el resultado de una evolución progradada durante la diagénesis-metamorfismo de muy bajo grado. Teniendo en cuenta que las dos series estudiadas, que abarcan la misma unidad y están geográficamente próximas, han sido deformadas y plegadas durante el Hercínico según pautas similares, es posible considerar que tal y como indican los valores de IC, estos materiales han alcanzado un grado metamórfico de anquizona baja. Este grado no es compatible con la presencia de rectorita («alevardita») asociada a pirofilita y ocasionalmente a paragonita, ya que en una facies arcilloso detrítica común (Kübler, 1984) habría sido reemplazada por ilita en la diagénesis profunda, como consecuencia de una reacción progradada.

La pirofilita se puede formar en condiciones hidrotermales o metamórficas anquizonales. Para que tenga lugar la reacción progradada  $1\text{Ka}+2\text{Qz}=1\text{Py}+\text{H}_2\text{O}$  se tienen que alcanzar temperaturas de aproximadamente 240-260°C (Frey, 1987). El hecho de que tanto los cristales de pirofilita como la fábrica magnética del sill han sido rotados evidenciaría una conexión obvia entre el emplazamiento del cuerpo andesítico y la formación de pirofilita en un periodo de tiempo previo a la última fase hercínica de plegamiento. Asimismo, la asociación textural de pirofilita con I/S, y la mayor proporción en la que se presentan en la serie de Noguera (encajante del sill andesítico) sugiere que ambas fases posiblemente cristalizaron como consecuencia de la actividad hidrotermal asociada a dicha intrusión. La pirofilita se podría haber for-



- et calorimétrie. Pp. 489-596 In: «Thermométrie et barométrie géologiques V2». M. Lagache ed. Société Française de Minéralogie et de Cristallographie.
- Lago, M., Arranz, E., Pocoví, A., Galé, C., Gil-Imaz, A. (2004). Lower magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationship to extensional tectonics. In: «Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe Wilson». M., Neumann, E.R., Davies, G.R., Timmerman, M.J., Heeremans, M., Larsen, B.T. eds. Geol. Soc. London Spec. Publ., 223, 465-490.
- Nieto, F. (2002). *Am. Mineral.*, 87, 205-216.
- Sucha, V., Kraus, I., Madejova, J. (1994). *Clay Min.*, 29, 369-377.
- Warr, L.N. y Rice, A.H.N. (1994). *J. Met. Geol.*, 12, 141-152.