

Interpretando la Mina Rica (Pulpi, Almería): Estructura, Mineralogía y Geoquímica

/ FERNANDO PALERO (1,2), ÀNGELS CANALS (3*), ALEXANDER E.S. VAN DRIESSE (1,4), JUAN MANUEL GARCÍA-RUIZ (1)

(1) Laboratorio de Estudios Cristalográficos, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-Universidad de Granada, Granada (España)

(2) Geoalcalí, Avenida Carlos III, 13, 1B, Pamplona (España)

(3) Dpt. Cristal·lografia, Mineralogía i Dipòsits Minerals. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Barcelona (España)

(4) Structural Biology Brussels, Vrije Universiteit Brussel, (Belgium)

INTRODUCCIÓN.

La geoda de yeso de la Mina Rica en Pulpí (Almería), junto con la Cueva de los Cristales (Naica, México) o El Teniente (Chile), es un lugar excepcional por la gran transparencia y belleza de los cristales gigantes que la forman (García-Ruiz et al., 2008; Palero et al., 2001; García-Guinea et al., 2002). Si bien para entender la formación de los cristales de Naica se disponía de la información que proporciona un sistema hidrotermal vivo, en el caso de la geoda de Mina Rica el reto es mayor porque la geoda estaba seca cuando se descubrió. Enmarcar la geoda en la compleja historia geológica de la zona ha sido el primer y necesario paso para comprender su formación.

En este trabajo se presenta la estructura, mineralogía y geoquímica de la Mina Rica, un excelente ejemplo de la metalogénia del SE peninsular. Para ello se ha realizado la cartografía geológica detallada de las galerías, el estudio petrográfico de las zonas mineralizadas y no mineralizadas y el análisis isotópico de los sulfatos y sulfuros.

De acuerdo con Arribas y Tosdal (1994), la mineralización pertenece al grupo de mantos y filones de Pb-Zn-Fe-Ag-(Ba-Cu-Sn-Sb) encajados en rocas dolomitizadas de edad Triásica, a las que se atribuye una edad Miocena y se las relaciona con la actividad volcánica del SE de la Península Ibérica.

LA MINA RICA.

La Mina Rica, situada en el sector oriental de la Cordillera Bética, a los pies de la Sierra del Aguilón, tuvo actividad de manera discontinua desde finales del siglo XIX hasta 1970 (Palero et al., 2001). Primero benefició los óxidos de hierro en las zonas someras, después los carbonatos de hierro y finalmente los

sulfuros para el plomo y la plata.

El yacimiento se localiza en una banda de cizalla NE-SW dextal, afectada por un sistema de fallas NNE-SSW pertenecientes al sistema de Cocón-Terreros, de componente sinistral. Silva et al., (1993) sitúa la falla de Cocón-Terreros como el límite oriental de la Banda de Cizalla de las Béticas Orientales, estructura fuente de gran parte de la sismicidad de la Península Ibérica.

En la Mina Rica las zonas mineralizadas aparecen en dos litones decamétricos, que vienen a coincidir con las antiguas minas Quien Tal Pensara y Por Si Acaso, rodeados por filitas estériles, limitados por cizallas dexas frágiles-dúctiles de traza arqueada de NNE-SSW a ENE-WSW, subverticales (Fig. 1). Dentro de los litones, se han diferenciado hasta 10 unidades litológicas que forman una alternancia plegada y fallada con orientación general NNE-SSW y fuerte buzamiento al W, con la excepción de zonas de charnela. La alternancia incluye calizas y dolomías, así como yesos y filitas.

En general, la mineralización aparece de forma irregular en cuerpos estratoligados que reemplazan la estructura plegada y cizallada de los litones. Si bien es posible diferenciar cuerpos de carbonatos de hierro, cuerpos brechoides con barita y celestina y cuerpos de aspecto terroso y forma irregular con sulfuros diseminados, en la mayoría de los casos existe una superposición en el espacio de estas mineralizaciones. La disposición en el tiempo siempre sitúa los minerales sulfatados, barita y celestina, posteriores a los carbonatos de hierro y anteriores al yeso. Los sulfuros se dan en distintos momentos, algunos claramente son posteriores a la baritina y la celestina.

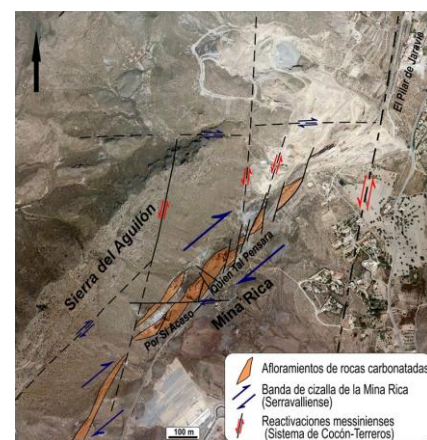


fig 1 Esquema estructural del yacimiento de la Mina Rica.

Los cristales y placas de yeso de tamaños variables, desde centimétricos a decimétricos se encuentran distribuidos en toda la Mina Rica y tienen un carácter tardío. Solo en estructuras que deben tener comunicación con la superficie, se han encontrado costras de limonitas y espeleotemas de calcita de edad U-Th de hasta 60.000 años, fosilizando los cristales de yeso. Durante la realización de la cartografía de las galerías se encontraron restos de otras grandes geodas de yeso, que la actividad minera seccionó. Es interesante destacar que todas ellas, incluida la gran geoda, tienen como roca de caja una unidad de dolomía ocre.

Como ya se ha indicado, entre las unidades litológicas de la Mina Rica, se ha diferenciado dos paquetes de yesos de orden métrico y aspecto sacaroideo, con tamaño de cristales milimétrico-submilimétrico. Estos paquetes son indiferenciables a visu, pero presentan diferencias a nivel microscópico y geoquímico ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$).

EVOLUCION DE LA MINERALIZACION

Los cuerpos mineralizados se formaron

palabras clave: Zona de cizalla, Cordilleras Béticas, Estratoligado, Yeso, Geoquímica isotópica

key words: Shear zone, Betic chain, Stratabound, Gypsum, Isotope geochemistry.

después de la deformación de las rocas encajantes, cuyo evento principal dio lugar a la banda de cizalla dextral atribuible a la tectónica Serravallense (Sanz de Galdeano, 1990). La presencia de fallas NW-SE con rejuegos, que contienen brechas mineralizadas de siderita, así como la tendencia a mantener esa orientación los espacios abiertos con el carbonato de Fe, sugiere que la mineralización de hierro pudo darse a favor de la reactivación Tortonense. El vulcanismo de la zona de Mazarrón y Vera de edad Tortonense o inicio del Messiniense (Lustrino et al., 2011), hace que la mineralización sea compatible con un momento de gradiente geotérmico elevado en la región, al igual que ocurre con otras mineralizaciones del entorno (Morales Ruano et al., 1995; Dyja et al., 2015).

Si bien isotópicamente ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$) los paquetes de yeso sacaroideo no son homogéneos y presentan valores intermedios entre los sulfatos marinos de edad Triásica y Terciaria (Utrilla et al., 1992), los dos paquetes diferenciados cartográficamente en la mina, presentan valores homogéneos y diferentes de $\delta^{34}\text{S}$ ($17,7\pm 0,1\%$, $n=6$ y $19,0\pm 0,1\%$, $n=6$). Hay valores de $\delta^{34}\text{S}$ cercanos a los sulfatos triásicos y otros que podrían explicarse como resultado de la yesificación de la roca por la puesta en solución y precipitación de los sulfatos triásicos junto a un sulfato producto del reemplazamiento isovolumétrico de anhidrita por yeso en la mineralización carbonatada (Fig. 2A y B). Junto a los yesos que presentan valores cercanos al sulfato marino Triásico, se ha encontrado ocasionalmente anhidrita (Fig. 2C) con valores isotópicos similares.

La mineralización sulfatada de barita parece controlada por la misma estructura que la carbonatada, por lo que podría haberse formado en momentos posteriores a la reactivación Tortonense. La reactivación Messiniense sin embargo, también haría jugar las mismas fracturas como tensionales controlando la mineralización. El hecho que la mineralización sulfatada se desarrolle después de un proceso de dedolomitización, está en acorde con una reactivación Messiniense, que variaría las condiciones P-T de la mineralización, haciéndola de baja temperatura. Además, a diferencia de los yesos sacaroideos, la composición isotópica del sulfato de la barita ($\delta^{34}\text{S}$ =

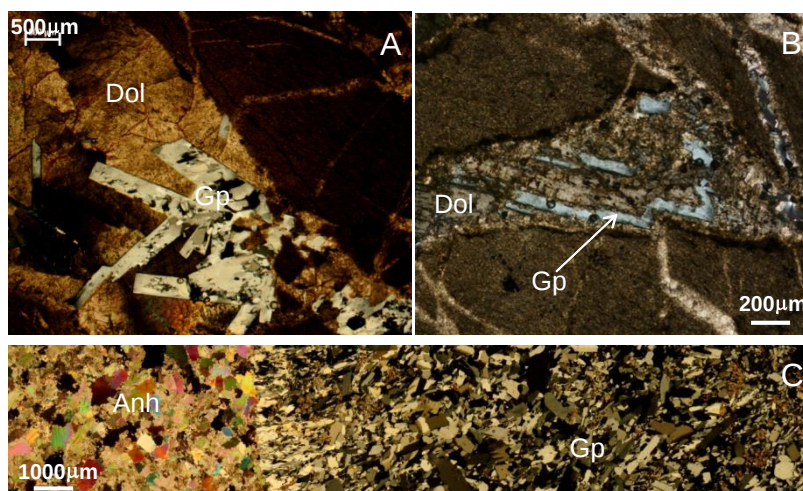


fig 2. A) PU11-19, NC. Roca carbonatada micrítica con venas de dolomita tipo saddle (Dol) en las que se observa yeso (Gp) microcristalino pseudomorizando cristales de algunos centenares de micras de anhidrita. B) PU11-20, NC. Cristales de yeso (Gp) reemplazando una vena carbonatada con dolomita tipo saddle (Dol) en un carbonato de grano fino, micrítico., C) PU12-6, NC. Contacto entre anhidrita (Anh) y yeso (Gp) sacaroideo.

$20,3\pm 0,9\%$, $\delta^{18}\text{O}$ = $15,5\pm 0,8\%$, $n=7$) y la celestina ($\delta^{34}\text{S}$ = $20,1\pm 0,2\%$; $\delta^{18}\text{O}$ = $16,5\pm 0,9\%$, $n=7$) es compatible con un sulfato precipitado a partir de un sulfato marino de cuencas marginales Mesinienses (Playà et al., 2000). Finalmente, hay evidencias de un episodio extensional de edad tardimessiniense, Plioceno o incluso Pleistoceno, al que debe asociarse la formación del yeso de las geodas.

Este estudio ha permitido situar la formación del yeso de las geodas de Mina Rica en el complejo contexto geológico de la zona. El detalle de la formación de las mismas, con datos de inclusiones fluidas e isotópicos, será objeto de otro trabajo.

AGRADECIMIENTOS.

Este estudio ha sido financiado por el proyecto CGL2010-16882 (MEC). Agradecemos a Magí Baselga el apoyo logístico durante el trabajo de campo.

REFERENCIAS.

Arribas, A. & Tosdal R.M. (1994): Isotopic composition of Pb in ore-deposits of the Betic Cordillera, Spain origin and relationship to other European deposits. *Econ. Geol.*, **89**, 1074-1093.
Dyja, V., Hirsch, C., Tarantola, A., Cathelineau, M., Boiron, M. C., Marignac, C., Bartier, D., Carrillo-Rosúa, J., Morales-Ruano, S. and Boulvais, P. (2015): From deep to shallow fluid reservoirs: evolution of fluid sources during exhumation of the Sierra Almagrera, Betic Cordillera, Spain. *Geofluids*, doi: 10.1111/gfl.12139
García-Guinea J., Morales S., Delgado A., Recio C. and Calaforra J.M. (2002).

Formation of gigantic gypsum crystals. *J. Geol. Soc. London*, **159**, 347-350
García-Ruiz, J.M., Canals, A. and Ayora, C. (2008): Gypsum Megacrystals. *McGraw-Hill Yearbook of Science and Technology*, 154-156.
Lustrino, M., Duggen, S. and Rosenberg, C.L. (2011): The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth Sci. Rev.*, **104**, 1-40.
Morales Ruano, S., Both, R., and Fenoll Hach- Ali, P., (1995): Fluid evolution and mineral deposition in the Aguilas - Sierra Almagrera base metal ores, southeastern Spain. *Mineral Deposits*, 365-368.
Palero, F.J., Gómez, F., Cuesta, J.M. (2001): Pilar de Jaravía. La Geoda Gigante de la Mina Rica. *Bocamina*, **6**, 54-67.
Playà, E., Ortí, F., Rosell, L. (2000): Marine to non-marine sedimentation in the upper Miocene evaporites of the Eastern Betics, SE Spain: sedimentological and geochemical evidence. *Sediment. Geol.*, **133**, 135-166.
Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, **172**, 107-119.
Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. and Bardají, T. (1993): Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, **224**, 289-303.
Utrilla, R., Pierre, C., Ortí, F. and Pueyo, J.J. (1992): Oxygen and sulphur isotope compositions as indicators of the origin of Mesozoic and Cenozoic evaporites from Spain. *Chem. Geol.*, **102**, 229-244.