



## Estudio de isótopos estables en las mineralizaciones de W, As y Au de Saucelle-Barruecopardo. NW de Salamanca

### Stable isotopes study of W, As and Au bearing hydrothermal Saucelle-Barruecopardo deposits. NW of Salamanca

ANTONA, J. F.; FALLICK, A. E. y GARCIA SANCHEZ, A.

La zona mineralizada con oro, wolframio y arsénico de Saucelle-Barruecopardo se encuentra aproximadamente 80 Km. al oeste-noroeste de Salamanca, dentro de la zona Centroibérica de JULIVERT *et al.*, (1972). Los filones con una dirección principal NNE-SSW y buzamiento pseudovertical, están formados principalmente por cuarzo y arsenopirita, y están espacialmente asociados al granito de tendencia alcalina de dos micas, sintectónico, de Barruecopardo. Dicho granito se emplazó hace 311 a 326 M. a. (SERRANO PINTO *et al.*, 1987), y atraviesa en su emplazamiento a las isogradas del metamorfismo regional.

La mineralogía de las venas se puede resumir en cinco estadios paragenéticos. La deposición del oro está asociada con el estadio I (oro incluido dentro de la arsenopirita) y el estadio II (oro en grietas de arsenopirita). La wolframita es el principal mineral de wolframio, el cual aparece en las venas próximas al contacto del granito con los materiales metamórficos del Complejo Esquistos Grauváquico, que cambia a scheelita hacia los filones situados en la parte central del granito sin mineralización con oro.

Se ha medido la composición isotópica de oxígeno en separados de cuarzo y moscovita; la composición isotópica de hidrógeno en separados de moscovitas y la composición isotópica de azufre en separados de pirita y arsenopirita.

Los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de las muestras de arsenopirita varían entre -2 y +12.7 por mil (CDT) sugiriendo una fuente variable de azufre. Los valores de  $\delta^{\text{D}}_{\text{fluido}}$  están todos enriquecidos en Deuterio, pero además muestran una gran variabilidad (-32 a -2 por mil SMOW). Los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$  muestran una muy pequeña variación (desde +7 a +10.3 por mil SMOW). Estos valores isotópicos de los fluidos mineralizadores son consistentes con: i) interacción entre fluidos de origen magmático y rocas metamórficas con relaciones fluido/roca desde 0.1 a 0.01; ii) devolatilización metamórfica (donde intensidades variables de devolati-

lización pueden ser la causa de la variabilidad en el valor de  $\delta^D$  fluido; iii) y una interacción grande entre fluidos de origen meteórico y rocas mágnicas y metamórficas.

**Palabras clave:** Isótopos estables, oro, Saucelle-Barruecopardo.

The Saucelle-Barruecopardo gold-tungsten-arsenic mineralized area is located approximately 80 Km. west-nortwest of Salamanca, Spain, within the Centroi-berian zone (JULIVERT *et al.*, 1972). Pseudovertical mineralized veins are spatially associated with the Barruecopardo granite which is a syntectonic, two-mica, alkaline affinity granite. The granite intrudes Precambrian-Cambrian metamorphic rocks and a previous biotitic calc-alkaline affinity granite. The Barruecopardo granite crosscut regional metamorphism isograds and estimates of its emplacement age range from 311 to 326 M. Y Hydrothermal gold-tungsten-arsenic bearing veins crosscut the Barruecopardo granite and metamorphic rocks. The main vein direction is NNE-SSW with pseudovertical dipping and the veins consist chiefly of massive milky quartz and arsenopyrite.

The vein mineralogy can be generalized into five paragenetic stages. Gold deposition is associated with stage I (gold included in arsenopyrite) and stage II (gold in arsenopyrite cracks). The main tungsten mineral in the veins near the granite contact is wolframite, changing to scheelite towards veins situated in the central part of the granite with no gold mineralization.

We have measured oxigen composition of quartz and muscovite mineral separates; hydrogen isotope compositions of muscovite separates and sulphur isotope composition in separated pyrite and arsenopyrite.

$\delta^{34}\text{S}$  arsenopyrite values range between  $-2$  and  $+12.7$  ‰ (CDT) suggesting a variable source of sulfur. Calculated  $\delta^D$  fluid values are all quite D-enriched but show significant variability ( $-32$  to  $-2$  ‰ SMOW).  $\delta^{18}\text{O}$  fluid values show small variation (from  $+7$  to  $+10.3$  ‰ SMOW). These values for the fluids are consistent with: i) interation between magmatic fluids and metamorphic rocks (from 0.1 to 0.01 fluid/rock ratios); ii) metamorphic devolatilization (different intensities can give variability in  $\delta^D$  Fluid; iii) and high interaction between meteoric fluids and magmatic and metamorphic rocks.

**Key words:** Stable isotopes, gold, Saucelle-Barruecopardo.

ANTONA, J. F. (Direcc. act. I. R. N. A.-C. S. I. C. Apdo. 257. Salamanca; FALLICK, A. E. (Scottish Universities Research & Reactor Centre, Isotope Geology Unit, East Kilbride, Glasgow G75 0QU, Scotland); GARCIA SANCHEZ, A. (I. R. N. A.-C. S. I. C., Apdo, 257, Salamanca).

## INTRODUCCION

Gran parte de los depósitos de oro del NW de España están asociados al wolframio, en venas de cuarzo, la cuales están espacialmente asociadas con granitos de edad Hercínica (BURKHARDT y GARCIA SANCHEZ, 1985; BURKHARDT *et al.*, 1987; LOREDO PEREZ y GARCIA IGLESIAS,

1987; RUA-FIGUEROA *et al.*, 1987; PANIAGUA *et al.*, 1987; ANTONA *et al.*, 1989; ANTONA, 1991).

Este es el caso de las mineralizaciones de Saucelle-Barruecopardo, donde se encuentran un gran número de filones de cuarzo hidrotermales que contienen oro, arsénico y wolframio. Las minas de El Bollo, Merladet,

Picones, Saldeana, Marta, Bermellar y Masueco explotaron tales filones.

Pocos son los estudios de la geología de los depósitos de oro y wolframio de esta zona y menos sobre las condiciones físicas y químicas de la deposición mineral (PELLITERO *et al.*, 1976; PELLITERO, 1980; 1981). El presente estudio se realizó con la intención de conocer el origen de los fluidos que dieron lugar a estas mineralizaciones.

## GEOLOGIA

El área mineralizada con oro de Saucelle-Barruecopardo se encuentra aproximadamente 80 Km al oeste-noroeste de Salamanca, dentro de la zona Centroibérica definida por JULIVERT *et al.*, (1972). Las venas mineralizadas atraviesan al granito sintectónico de Barruecopardo y a las rocas metamórficas del CEG (rocas metamórficas de edad Precámbrica-Cámbrica que pertenecen al denominado «Complejo Esquisto Grauváquico»), (Fig. 1). Las rocas metamórficas en este área consisten principalmente en pizarras, pizarras arenosas y en menor proporción, pizarras negras e intercalaciones de conglomerados cuaríticos, microconglomerados y porfiroides.

Próximo a los contactos de los granitos aparecen nódulos de cordierita y a veces de andalucita;

Se trata de un granito sintectónico (MARTINEZ FERNANDEZ, 1974; LOPEZ PLAZA y MARTINEZ CATALAN, 1987), concordante con la tercera fase de deformación de la zona (MARTINEZ FERNANDEZ, 1974) y que correspondería con la segunda fase de deformación de MATTE (1968). Durante esta fase o anteriormente a ella tuvo lugar el emplazamiento del granito. Es un granito de dos micas de tendencia alcalina, perteneciente al grupo II de MARTINEZ FERNANDEZ (1974), emplazado en niveles diferentes del de su origen.

Según PRIEM y DEN TEX, (1984), la edad del granito de Barruecopardo, datado

en roca total en una zona aplítica por el método Rb-Sr, sería de  $311 \pm 26$  Ma. y en una adamellita por el mismo método, de  $326 \pm 7$  Ma. que lo situarían dentro del Carbonífero durante el Westfaliense y principios del Namuriense respectivamente, claramente pre-Estefaniense (SERRANO PINTO *et al.*, 1987).

Este granito alóctono se encuentra emplazado a distintos niveles. Por el Este y el Sureste se sitúa entre las isogras de la andalucita-cordierita y de la biotita por el Oeste, (MARTINEZ FERNANDEZ, 1974; DUONG, *et al.*, 1980). Hacia el norte corta la isograda de la sillimanita-feldespatopotáxico, mientras que al Sur se localiza en la zona de los esquistos verdes (PELLITERO, 1980).

Según MARTINEZ FERNANDEZ (1974), la ascensión del granito produjo la curvatura o el corte de las isogras, adaptándose a su contorno la de la andalucita-cordierita, y parcialmente la de la sillimanita-feldespatopotáxico, a la vez que corta a los granitos calcoalcalinos precoces cuyos contactos son paralelos a las isogras del metamorfismo regional.

MARTINEZ FERNANDEZ (1974) y PELLITERO (1980) citan una aureola de contacto alrededor del granito, que a veces no se observa claramente, por coincidir la paragénesis con las del metamorfismo regional. Restos de las cornubianitas se encuentran englobados en los abundantes «roof pendans» del granito.

PELLITERO (1980) distingue cinco facies diferentes dentro del granito, cuatro de ellas semejantes y que varían de adamellitas a granitos adamelíticos en general, con un carácter leucocrático y altos contenidos de moscovitas. Los porcentajes de anortita en las plagioclasas oscilan en torno al 5 %.

El leucogranito de Barruecopardo comenzó a cristalizar a presiones altas, entre 4 y 5 Kb, ascendió rápidamente hacia la superficie y terminó su emplazamiento a presiones comprendidas entre 2 y 3 Kb, PELLITERO, (1980).

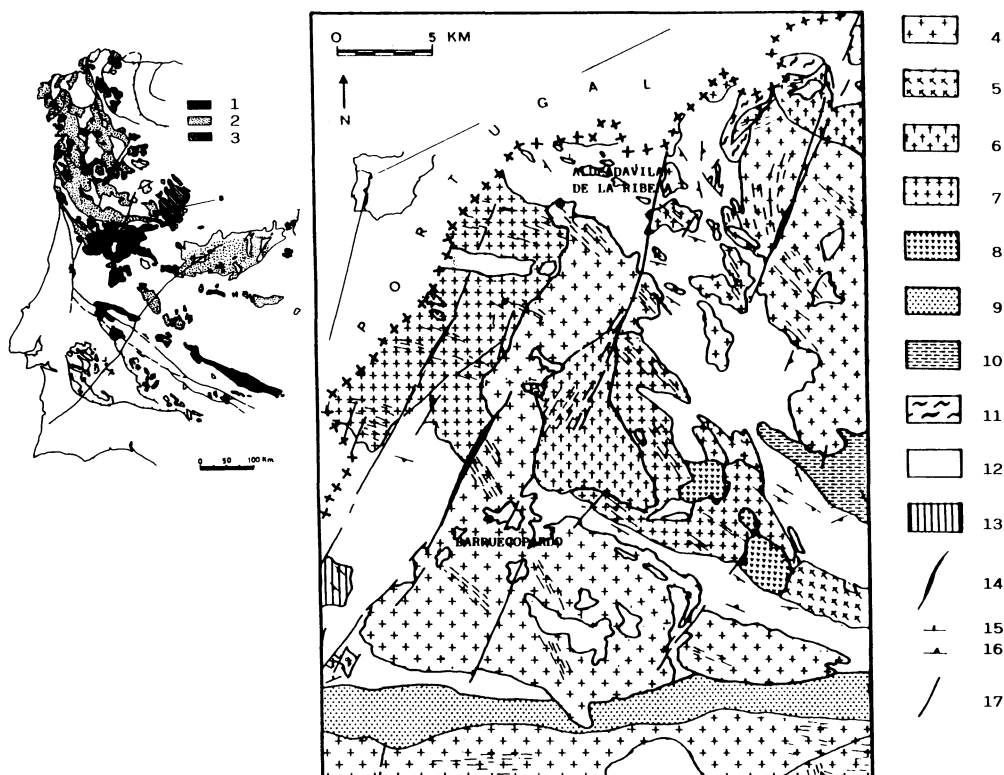


Fig. 1. Distribución de granitoides en el oeste de España y Portugal (modificado de LÓPEZ PLAZA y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987), junto con la geología local del área de Saucelle-Barruecopardo (tomado del Departamento de Petrología, Universidad de Salamanca, 1983). B = granito de Barruecopardo; 1 = granitoides posttectónicos (con respecto a la orogenia Hercínica); 2 = granitoides sintectónicos (deformados por la tercera fase de la orogenia Hercínica); 3 = granitoides sintectónicos (deformados por la primera o segunda fases de la orogenia Hercínica); 4 = granitos de dos micas (el granito de dos micas, aproximadamente en el medio de el mapa geológico de la zona, es fundamentalmente de esta composición, con facies más aplíticas hacia el Este); 5 = granitos moscovíticos; 6 = granitos aplíticos; 7 = granitos biotíticos; 8 = rocas appiniticas; 9 = Complejo Laminar del Alamo; 10 = Gneis glandular; 11 = Migmatitas; 12 = Rocas metamórficas Precámbricas y Cámbricas (Complejo Esquisto Grauváquico); 13 = Rocas metamórficas Ordovícicas y Silúricas; 14 = Estructuras sin mineralización altamente silicificadas, localmente denominadas «Sierros»; 15 = Estratificación; 16 = Esquistosidad; 17 = Fallas.

## FILONES

El área mineralizada es una amplia zona de venas hidrotermales subparalelas de cuarzo, portadoras de mineralización de oro, las cuales rellenan planos sin apenas deformación en el granito de Barruecopardo y las rocas metamórficas adyacentes del CEG. Posteriormente, algunas de estas ve-

nas están afectadas por fallas de desgarre posteriores con desplazamientos de 1 a 2 metros. Otras venas aparecen desplazadas de 0.2 a 1 m. por fallas inversas, principalmente en el contacto W del granito de Barruecopardo con rocas del CEG. La principal dirección de los filones es NNE-SSW con desviaciones hacia el NW-SE y pseudovericales. Algunos pueden seguirse durante más

de 100 m. El espesor varía entre 0.05 y 1 m., siendo bastante constante a lo largo de su dirección y en profundidad. Los filones consisten principalmente en cuarzo masivo lechoso y arsenopirita. Existen zonas ricas en sulfuros próximas a las paredes y en menor proporción granos de sulfuros diseminados hacia el centro. Desarrollan una intensa moscovitización y/o silicificación en las rocas encajantes llegando en algunos casos hasta 0.5 m desde el borde. La distribución de filones se muestra en la Fig. 2, en la que se observa que se encuentran próximas al contacto del granito de Barruecopardo con las rocas metamórficas del CEG.

El contenido en oro de los filones decrece hacia el centro del granito, alcanzando más de 100 ppm de oro en aquellos próximos a los contactos. Se ha observado que el principal mineral de wolframio en las venas próximas al contacto del granito es wolframita que cambia a scheelita en las venas situadas hacia el centro del granito nulas en contenido de oro. El tamaño del oro es menor de 2 mm. y se encuentra tanto incluido dentro de la arsenopirita así como en las fracturas que presenta este mineral.

## MINERALOGIA Y PARAGENESIS

La mineralogía de todos los filones es bastante simple y puede generalizarse en 5 estadios paragenéticos (Fig. 3).

La primera precipitación de sulfuros es de calcopirita y pirrotina o pirita, conjuntamente con oro nativo. Todos ellos presentan tamaños pequeños y englobados posteriormente por arsenopirita, que probablemente comenzó a precipitar con ellos. El oro nativo a su vez puede precipitar con bismuto y ser englobado posteriormente también por arsenopirita. Esta se suele disponer en las paredes del filón, en contacto directo con la roca encajante. A la vez se produce, hacia el centro del filón, la precipitación del cuarzo y la wolframita; y al mismo tiempo se está

produciendo la alteración de la roca encajante.

Se produce una fracturación de la arsenopirita posterior a la precipitación del cuarzo, y en estas grietas se deposita oro y calcopirita. Posteriormente ocurre una precipitación de pirita, en huecos creados por estructuras distensivas posteriores, abiertas como consecuencia de la actuación de los filones como planos de falla.

Tardíamente, ocurre una alteración muy importante de la arsenopirita, presentándose escorodita en venas y venillas atravesando la arsenopirita; en este momento, dadas las condiciones de los fluidos, se puede alterar la calcopirita para originar covellina. La hematites aparece como resultado de la oxidación de las masas de pirita precipitadas tardíamente.

## ESTUDIO DE ISOTOPOS ESTABLES

Se ha llevado a cabo este estudio sobre los isótopos estables de oxígeno, hidrógeno y azufre en minerales separados y roca total, de la mineralización y de las rocas metamórficas encajantes respectivamente. El objeto es determinar el origen y la historia de los fluidos hidrotermales posibilidad que ya han demostrado recientes estudios en otros lugares del mundo (TAYLOR, 1973; O'NEIL y SILBERMAN, 1974 RYE *et al.*, 1974; NESBITT *et al.*, 1986; SO y SHELTON, 1987a y b; SO *et al.*, 1987a y b; etc).

Se eligieron moscovitas, cuarzos, arsenopiritas, piritas y roca total para realizar este estudio, que se llevó a cabo, en su parte experimental en el SURRC (East Kilbride, Glasgow, Escocia).

### Técnicas

Los datos se presentan en la notación  $\delta$  en tanto por mil, referida a SMOW (Standard Mean Ocean Water) para el oxígeno y el hidrógeno y relativo a CDT (Troilita del Meteorito del Cañón del Diablo), (JEN-

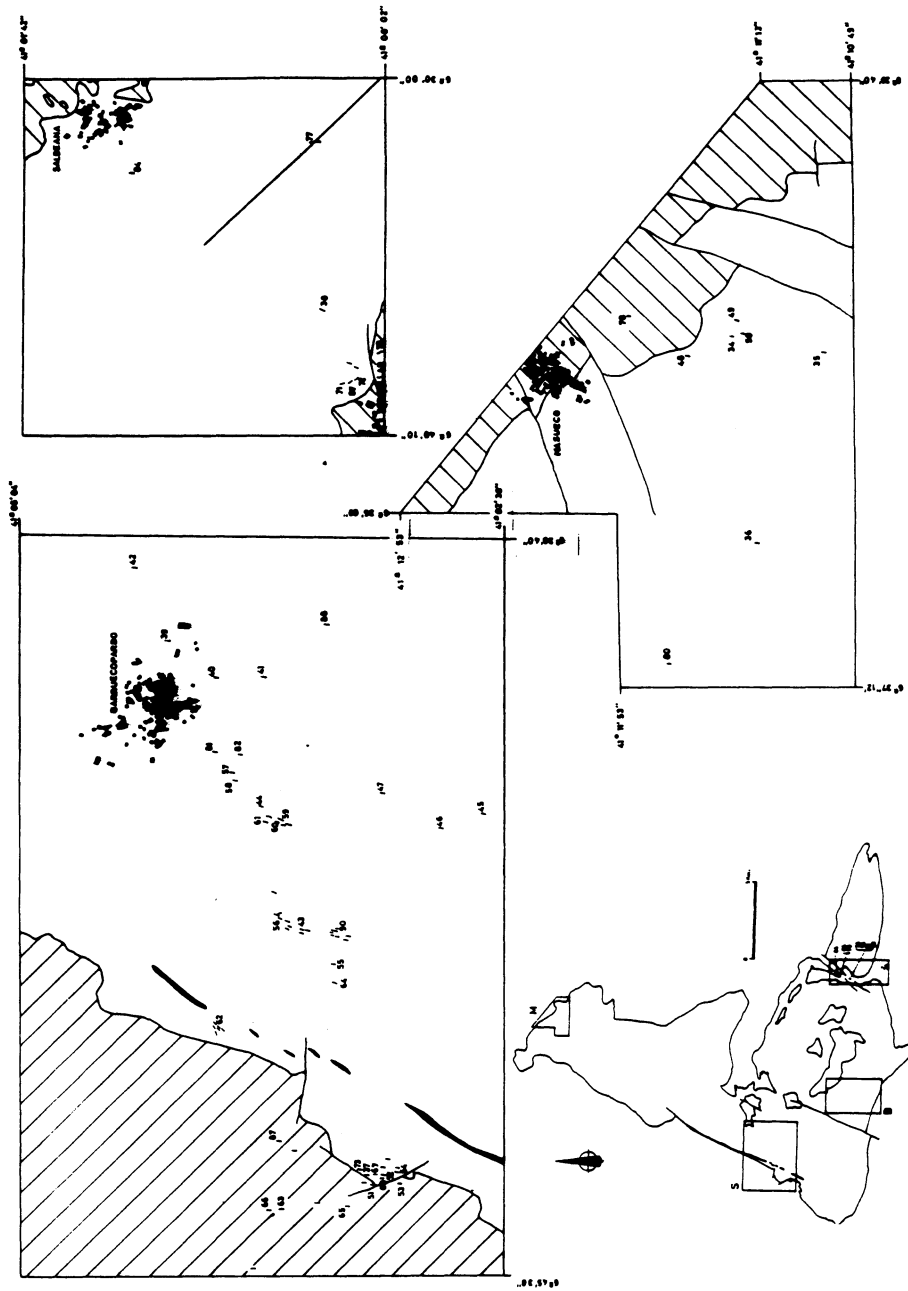


Fig. 2. Localización de los principales filones portadores de oro alrededor de los contactos del granito de Baruecopardo con las rocas metamórficas (CEG). Los filones aparecen dentro del granito (sin trama) y dentro de las rocas del CEG (trama de líneas). Los números representan los filones muestreados.

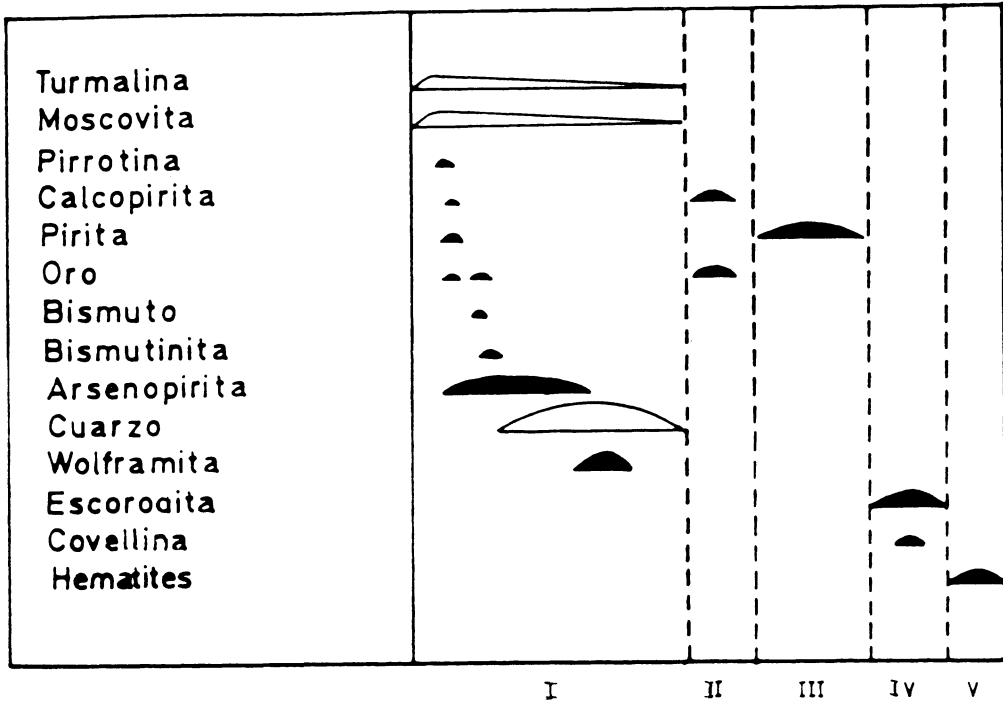


Fig. 3. Secuencia paragenética general de los filones portadores de oro y wolframio de la zona de Saucelle-Barruecopardo. I, II, III, IV y V son los diferentes estadios observados.

SEN, 1967; OHMOTO y RYE, 1979; O'NEIL, 1986) para el azufre.

Los análisis isotópicos de azufre se llevaron a cabo en arsenopiritas y piritas y mezclas de estos dos minerales. Se separaron manualmente arsenopiritas y piritas, consiguiendo una pureza mayor del 95 %, dado el gran tamaño que estos presentan en la zona de Barruecopardo-Saucelle y no haber intercrecimientos con otros minerales.

El procedimiento normal para los análisis de  $\delta S^{34}$  requieren la conversión previa de las muestras de sulfuros a dióxido de azufre ( $SO_2$ ). Esto se hizo mediante oxidación directa con exceso de  $Cu_2O$  a  $1070^\circ C$  (ROBINSON y KUSAKABLE, 1975). Las cantidades del  $SO_3$  producidas se transformaron en  $SO_2$ , pasando aquel a través de un horno de cobre a  $750^\circ C$ . El azufre finalmente se recoge como  $SO_2$ , previa extracción de impurezas (principalmente  $CO_2$ ) mediante

destilación fraccionada en una trampa de n-pentano enfriado con  $CO_2$  + acetona. El patrón utilizado fué NBS-123. Las precisiones obtenidas son de  $\pm 0.2 \text{ ‰}(\sigma)$ .

Para el análisis isotópico de oxígeno se utilizaron cuarzos y moscovitas. Los cuarzos pertenecen a filones mineralizados y fueron separados manualmente dado su gran tamaño. Se lavaron con ácido (clorhídrico diluido) antes de ser preparados para la extracción. Las moscovitas fueron separadas magnéticamente y lavadas a su vez con  $ClH$ . Estas pertenecen tanto al greisen formado en la roca encajante como las del mismo filón. Las purezas obtenidas tanto para los separados de cuarzo como de moscovitas, siempre han sido superiores al 98 %.

El oxígeno fue liberado de parte de las muestras de cuarzos, moscovitas y roca total por reacción con  $BrF_5$  (CLAYTON y MAYEDA, 1963) y en otra parte de las mues-

tras por reacción con  $\text{ClF}_3$  (BORTHWICK y HARMON, 1982), mediante bombas de níquel a 650 ó 670°C, dependiendo de que se tratara de muestras formadas por cuarzo o moscovita. El oxígeno liberado se convirtió en  $\text{CO}_2$  por reacción con una barra de carbón calentado al rojo, usando un catalizador de platino; la composición isotópica fue medida en el espectrómetro de masas. El patrón utilizado fue NBS 28 y las precisiones obtenidas fueron de  $\pm 0.2\text{‰}(\sigma)$ .

El análisis isotópico de hidrógeno se realizó según el método de Friedman, (1953). Se utilizaron moscovitas previamente desgasificadas, para lo cual fueron colocadas sobre crisoles de Pt y calentadas bajo vacío a 120°C durante una noche. El  $\text{H}_2\text{O}$  estructural fue liberado por calor inducido (1200°C) durante una hora o más, dependiendo de que la extracción hubiera finalizado. Los valores isotópicos de hidrógeno fueron medidos en espectrómetro de masas, previa conversión a hidrógeno del agua estructural liberada, pasándola por Uranio caliente (600°C). Las precisiones fueron de  $\pm 2\text{‰}(\sigma)$ , y el patrón utilizado fue NBS 30.

### Resultado de los isótopos de azufre

Se han realizado 21 análisis de  $\delta^{34}\text{S}$  sobre piritas y arsenopiritas pertenecientes a filones mineralizados con oro; 18 de los cuales se han hecho sobre arsenopiritas y 3 sobre piritas. En todas las muestras la separación ha sido manual, gracias al gran tamaño que presentaban dichos minerales en las muestras escogidas. La pureza obtenida es superior al 98 % para las muestras de pirita y superior al 95 % para las de arsenopirita. Genéticamente la arsenopirita se encuentra asociada a la primera mineralización de oro. Las muestras de pirita corresponden a aquella que es posterior a la mineralización de arsenopirita y precipitación del cuarzo.

Los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  obtenidos para las muestras de arsenopirita varían entre  $-1.97$  y  $+12.67\text{‰}$ , y presentan una media de  $2.01 \pm 3.1\text{‰}$  (Fig. 4). Excep-

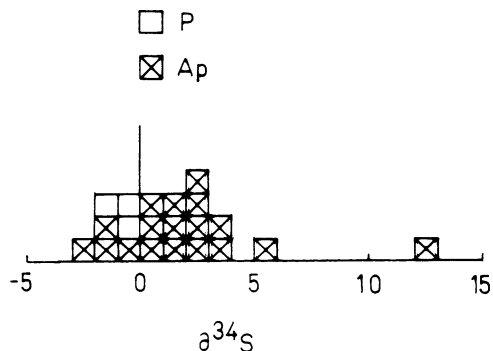


Fig. 4. Distribución de los isótopos de azufre ( $\text{‰}$ ) de arsenopiritas (estadio I) y piritas (estadio III) de los filones del área de Saucelle-Barruecopardo.

tuando la muestra 4146 recogida en el indicio 77, el cual está desplazado por una falla de desgarre senestra posterior, por la que pueden haber circulado fluidos muy posteriores a la mineralización trastocando el contenido isotópico de  $\delta^{34}\text{S}$  en esta zona. El resto de las muestras de arsenopiritas presentan valores más constantes.

Los valores obtenidos para la pirita son más constantes, con una media de  $-0.67 \pm 0.52\text{‰}$ .

En muchos de los depósitos cuarzo-filonianos de oro se encuentran valores semejantes de  $\delta^{34}\text{S}$  a los que nos encontramos en Barruecopardo-Saucelle (sobre todo en depósitos filonianos asociados a granitos), con unos valores que apuntan a fluidos de origen magmático o de disolución de sulfuros ígneos, (OHMOTO y RYE, 1979).

### Resultado de los isótopos de oxígeno

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en las 9 muestras de cuarzo filoniano pertenecientes a filones mineralizados con oro en Barruecopardo-Saucelle, son muy parecidos, con poca variación entre  $9.71$  y  $12.36\text{‰}$  (Tabla I).

Además se ha analizado el valor de  $\delta^{18}\text{O}$  en 7 muestras de moscovitas, 3 de ellas pertenecientes a las moscovitas generadas en el greisen formado en la pared del granito en-



TABLA I. Datos de los isótopos estables de  $\delta D$  (‰) y  $\delta^{18}O$  (‰) en la zona de Saucelle-Barruecopardo, junto con las temperaturas de equilibrio obtenidas y el valor de  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$  (‰) del fluido, (ver texto).

MUESTRA	MINERAL	$\delta D$	$\delta^{18}O$	$T_{eq}$ (°C)	$\delta D_{fluido}$	$\delta^{18}O_{fluido}$
4176 G.ALT	MOSC.	-42.9	+8.5	369	-8.4	+7.5
4153 G.ALT	MOSC.	-52.2	+7.6	595	-17.8	+7.8
8 G.ALT	MOSC.	-37.8	+9.1	691	-31.6	+10.3
4170	MOSC.	-37.5	+7.0	452	-14.5	+6.9
7077	MOSC.	-44.6	+8.8		-21.1	
EL BOLLO F.	MOSC.	-34.9	+8.6	524	-10.8	+7.8
4167	MOSC.	-30.1	+8.9	411	-2.0	+8.4
4176 G.ALT	Q		+12.3	369*		+7.5*
4153 G.ALT	Q		+9.7	595*		+7.8*
8 G.ALT	Q		+10.8	691*		+10.3*
4170	Q		+10.0	452*		+6.9*
EL BOLLO F.	Q		+11.0	524*		+7.8*
4167	Q		+12.2	411*		+8.4*
EL BOLLO E.	Q		+11.0			
4172	Q		+12.4			
4141	Q		+12.3			
S-CM	R.T.		+9.9			
M-CM	R.T.		+10.2			
B-CM	R.T.		+11.7			

\*Las temperaturas de equilibrio y el valor de  $\delta^{18}O_{fluido}$  son los mismos que para las muestras de moscovitas, ya que el valor de la temperatura de equilibrio se ha hallado a partir del equilibrio entre los valores de  $\delta^{18}O$  de moscovitas y cuarzos para la misma muestra.

cajante y el resto recogidas dentro del propio filón. No se observan diferencias en cuanto a los valores de  $\delta^{18}O$  en los distintos tipos de moscovitas analizadas, variando entre 7.03 y 9.07 ‰ (Tabla I).

Se ha establecido la temperatura de equilibrio isotópico entre cuarzo y moscovita pertenecientes al mismo indicio, basándose en la ecuación del par mineral cuarzo-moscovita de MATHEWS *et al.*, (1983); MATTHEWS y SCHLIESTEDT, (1984).

Los valores de temperaturas de equilibrio isotópico entre el cuarzo y moscovita así obtenidos se encuentran expuestos en la Tabla I. Las temperaturas son muy variables entre 369 y 691°C. Las temperaturas para

las muestras 4153 y 8 parecen excesivamente altas, pudiendo indicar que el equilibrio entre el cuarzo y los moscovitas no se había alcanzado.

### Resultado de los isótopos de hidrógeno

Se ha analizado el  $\delta D$  en 7 muestras de moscovita, las mismas sobre las que se hizo el análisis de  $\delta^{18}O$ . En general todos los valores de  $\delta D$  están bastante enriquecidos en Deuterio, variando entre -30.15 y -52.25 ‰ (Tabla I).

Al representar el valor de  $\delta D$  de las moscovitas frente al contenido de H<sub>2</sub>O (Fig. 5), se observa que todas las muestras excep-

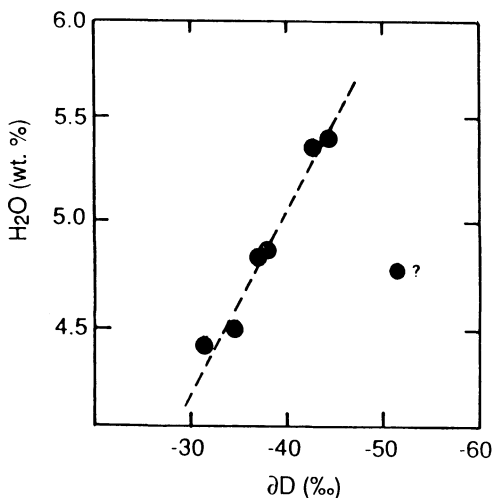


Fig. 5.  $\delta D$  de las moscovitas frente al tanto por ciento de H<sub>2</sub>O obtenido durante su análisis.

tuando una de ellas, se correlacionan bien dando una pendiente positiva, indicando algún tipo de proceso, y en el cual los valores mayores de  $\delta D$  presentan menores contenidos de H<sub>2</sub>O.

En la Fig. 4 de NABELEK *et al.*, (1983), se sugiere que la cantidad de agua que contienen las fases hídricas primarias en un granito ejercen un control sobre los valores de  $\delta D$  medido. Así en un sistema cerrado como es el stock granítico Notch Peak (Utah), los valores de  $\delta D$  de la biotita primaria son menores y con menor cantidad de H<sub>2</sub>O que los valores de la clorita secundaria con mayores contenido de H<sub>2</sub>O. Este tipo de proceso, en la Fig. 5 se vería reflejado en una pendiente negativa, contrastando con la pendiente positiva que se obtiene en Barruecopardo-Saucelle. Luego un proceso de diferenciación magmática en un sistema cerrado como se supone que fue el de Barruecopardo-Saucelle (PELLITERO *et al.*, 1975; DUONG *et al.*, 1980), no daría los resultados que nos encontramos en la Fig. 5, descartando un origen magmático, aunque los valores de  $\delta^{18}O$  concuerden con un origen granítico.

### Implicaciones de los datos isotópicos en el origen y evolución de los fluidos

La Fig. 6 muestra la distribución de los valores  $\delta D$  fluido  $\delta^{18}O$  fluido calculados para el área de Saucelle-Barruecopardo, en un diagrama convencional de  $\delta D$  frente a  $\delta^{18}O$ .

Los valores de  $\delta^{18}O$  de los fluidos fueron calculados utilizando las temperaturas de equilibrio isotópico entre cuarzo y moscovita, con las ecuaciones de MATSUHISA *et al.*, (1979) para el equilibrio cuarzo-H<sub>2</sub>O y de moscovita -H<sub>2</sub>O deducida a partir de las ecuaciones de equilibrio cuarzo-moscovita de MATTHEWS *et al.*, (1983) y la de cuarzo-H<sub>2</sub>O de MATSUHISA *et al.*, (1979). Los valores de  $\delta D$  del fluido fueron halladas utilizando las mismas temperaturas y la ecuación de equilibrio isotópico de SUZUOKI y EPSTEIN (1976). Los resultados obtenidos se encuentran en la Tabla I.

Se obtienen unos valores de  $\delta^{18}O$  del fluido responsable de la mineralización que

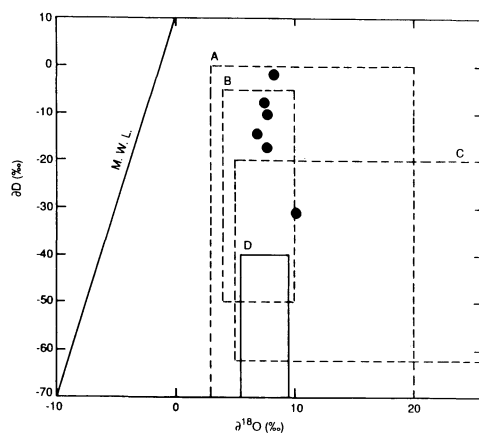


Fig. 6. Diagrama de  $\delta^{18}O$  fluido frente a  $\delta D$  fluido, mostrando la composición isotópica de los fluidos auríferos de los depósitos del área de Saucelle-Barruecopardo. Se presentan también las composiciones de los fluidos de A = aguas metamórficas (SHEPPARD, 1981; 1986); B = fluidos mineralizadores arcaicos (KERRICH, 1987); C = aguas metamórficas (TAYLOR, 1979); D = aguas primarias magmáticas (SHEPPARD, 1986); M.W.L. = línea de aguas meteóricas (FRIEDMAN, 1953).

varían entre 6.95 y 10.28 ‰, con una media de  $8.12 \pm 1.15$  ‰.

Los datos de  $\delta D$  fluido y usando las temperaturas de equilibrio obtenidas anteriormente, varían de una forma muy grande, entre -31.56 y -2.01 ‰, caracterizándose por presentar todos ellos valores muy altos de Deuterio.

En la Fig. 6 todos los datos están dentro del campo de aguas metamórficas de SHEPPARD, (1981; 1986), mientras que se sitúan por encima, todos menos uno, del campo de aguas metamórficas de TAYLOR (1979). No está ninguno de ellos dentro del campo de las aguas magmáticas primarias.

NABELECK *et al.*, (1983), afirman que las fases vapores finales en la cristalización de un granito tendrán valores de  $\delta D$  próximos a -40 ‰, inferiores claramente a los que se encuentran en los filones mineralizados en Barruecopardo-Saucelle.

Valores tan altos de  $\delta D$  en fluidos mineralizadores con oro, aunque no es común, también han sido observados entre otros por BÖHLKE y KISTLER (1986) en fluidos postmetamórficos en venas de cuarzo en California. CARTER (1990) en Zimbawue, encuentra además, estrechos márgenes de  $\delta^{18}O$  fluido, considerándolos de origen metamórfico. En Pasto Bueno (Peru), LANDIS y RYE (1974) obtienen valores de  $\delta D$  del fluido entre -29 y -88 ‰, responsable de la mineralización de wolframio y metales base asociados a un stock cuarzo-monzonítico; los de  $\delta^{18}O$  varían entre 0 y 7.8 ‰, y consideran a los fluidos como aguas metamórficas derivadas de las rocas encajantes de dicho stock cuarzo-monzonítico. GOLDFARB *et al.*, (1988) indican una fuente de los fluidos profunda, por un proceso de devolatilización metamórfica para valores de  $\delta^{18}O$  fluido entre 8 y 12 ‰ y de  $\delta D$  fluido entre -20 y -30 ‰.

Composiciones isotópicas de los fluidos como los observados en esta zona, con grandes variaciones en los valores de  $\delta D$  fluido

entre -40 y 0 ‰ aproximadamente y  $\delta^{18}O$  fluido de 6 a 11 ‰, se pueden generar por distintos procesos:

A) Interacción alta entre aguas meteóricas y rocas magmáticas o metamórficas. Los valores isotópicos del fluido resultante pueden deducirse utilizando la ecuación para interacción de fluido-roca de OHMOTO y RYE (1974), conjuntamente con los valores de  $\delta D = -60$  ‰ y  $\delta^{18}O = 12$  ‰ (valores medios de las rocas metamórficas del CEGRECIO, 1990) ó los valores de  $\delta D = -60$  ‰ y  $\delta^{18}O = 9$  ‰ (valores medios de los granitos cordieríticos del Sistema Central-Recio 1990).

A pesar que se obtendría un fluido con una composición isotópica muy similar a la observada, descartamos este origen para los fluidos mineralizadores de Barruecopardo debido a que no es posible alcanzar altas interacciones entre aguas de origen meteórico con rocas metamórficas o ígneas debido a:

— Las mineralizaciones posterior al paroxismo del metamorfismo.

— Las rocas ya están metamorfizadas (por lo tanto hay una gran reducción de poros, y los fluidos que hubiera ya han sido expulsados).

— El fluido meteórico tendría que circular principalmente a través de fracturas, lo cual no daría lugar a grandes interacciones entre el fluido y la roca.

B) Alta interacción de fluidos magmáticos con rocas metamórficas. Los fluidos resultantes tendrían una variación grande en  $\delta D$  y valores constantes para  $\delta^{18}O$ , equivalentes a los observados, sin embargo tal como ya hemos comentado para la Fig. 5, descartamos este origen.

C) Por devolatilización metamórfica (en que diferentes intensidades en la devolatilización pueden generar variaciones en los valores de  $\delta d$  de los fluidos resultantes.

## CONCLUSIONES

El sistema de venas de Saucelle-Barruecopardo es inusual y difícil de encontrar ejemplos similares de edad Carbonífero-Pérmico (ANTONA, 1991), las cuales están asociadas espacialmente con granitos de tendencia alcalina. El emplazamiento de las venas ocurrió durante las últimas etapas de colisión Hercínica, probablemente durante la distensión postcolisional. Las venas mineralizadas parece que ocurren en estructuras asociadas preferentemente con aquellas que tienen asociadas magmas de tendencia alcalina (granito de Barruecopardo) y material metamórfico sedimentario (CEG). Fluidos semejantes isotópicamente a los encontrados se encuentran asociados a los depósitos de oro existentes en los cinturones de rocas verdes (Greenstone Belts), (KERRICH y FYFE, 1988). Diferentes hipótesis han explicado el origen de los fluidos, fuentes del oro y la generación de los filones mineralizados en oro en los Greenstone Belts, sin embargo el modelo que se propone para las

venas del área de Saucelle-Barruecopardo es diferente, en los que además no coincide exactamente el contexto tectónico, a pesar que existen similitudes en las inclusiones fluidas, transporte y deposición del oro (ANTONA, 1991) y la composición isotópica de los fluidos, como hemos visto en este trabajo.

Se propone un origen metamórfico para el sistema de venas del área de Saucelle-Barruecopardo, las cuales se abrieron no muy posteriormente al emplazamiento del granito de Barruecopardo. Las venas se rellenaron con fluidos procedentes de devolatilización metamórfica causada por:

a) el emplazamiento del propio granito de Barruecopardo en las rocas del CEG, si la edad de las venas es próxima a tal emplazamiento, o bien,

b) por el emplazamiento de granitos younger en niveles inferiores no aflorantes, emplazamiento de material mantélico, o simplemente disminución de la presión, si la edad de la mineralización es muy posterior al emplazamiento del granito de Barruecopardo.

## BIBLIOGRAFIA

- ANTONA, J. F. (1991). Fluidos mineralizadores en los yacimientos de oro de Saucelle y El Cabaco (Salamanca): Ph. D. Thesis, Univ. Salamanca, Salamanca. 236.
- ANTONA, J. F.; SADA, C., GARCIA SANCHEZ, A. y GRACIA, A. (1989). Caracteres geoquímicos y mineralógicos de los granitos mineralizados (W, As, Au) de «El Cabaco». Sur de Salamanca. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. (La Coruña, Spain), 14, 167-176.
- BÖHLKE, J. K. y KISTLER, R. W. (1986). Rb-Sr, K-Ar, and Stable Isotope Evidence for the ages and sources of fluid components of gold-bearing quartz veins in the Northern Sierra Nevada foothills Metamorphic belt, California, *Econ. Geol.*, 81, 296-322.
- BORTHWICK, J. y HARMON, R. S. (1982). A note regarding  $\text{ClF}_3$  as an alternative to  $\text{BrF}_3$  for oxygen isotope analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1665-1668.
- BURKHARDT, R. y GARCIA SANCHEZ, A. (1985). Distribución de Au y Ag en filones de cuarzo mineralizados (W, Sn, sulfuros) del oeste de España. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. (La Coruña, Spain), 10, 285-310.
- BURKHARDT, R., GARCIA SANCHEZ, A. y GRACIA PLAZA, A. S. (1987). Mineralizaciones (Sn, W, Au) y control estructural en el Oeste de Salamanca y Zamora. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. La Coruña, Spain), 12, 289-301.
- CARTER, A. H. C. (1990). Fluid-rock interaction and gold deposition within a late Archaean shear zone, Dalny Mine, Zimbabwe. Ph. D., Thesis, Univ. southampton, Southampton. 332 p.
- CLAYTON, R. N. y MAYEDA, T. K. (1963). The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 27, 43-52.

- DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA (1983). Mapa 1: 200.000 de la síntesis geológica del basamento, zona del centro-oeste español. Universidad de Salamanca.
- DUONG, P. K., VACHE, R., ARRIBAS, A. y THAUDEU, D. (1980). Yacimientos de Tungsteno y metales asociados en Europa Occidental. *Bol. Geol. Min.* 91, 391-416.
- FRIEDMAN, I. (1953). Deuterium content of natural water and other substances. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 4, 89-103.
- GOLDFARB, R. J., LEAHC, D. L., PICKTHORN, W. J. y PATERSON, C. J. (1988). Origin of lode-gold deposits of the Juneau gold belt, southeastern Alaska. *Geology*, 16, 440-443.
- JENSEN, M. L. (1967). Sulfur isotopes and mineral genesis: En Barnes, H. LL. (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*, 143-165.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L. E. (1972). Mapa Tectónico de la Península ibérica y Baleares E. 1: 1.000.000 *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- KERRICH, R. (1987). The stable isotope geochemistry of Au-Ag vein deposits in metamorphic rocks. *Mineral. Assoc. Canada Short Course Handbook*, 13, 287-336.
- KERRICH, R. y FYFE, W. S. (1988). The formation of gold deposits with particular reference to Archean greentone belts and Yellowknife. II. Source of hydrothermal fluids, alteration patterns and genetic models. En *Contribution to the Geology of the Northwest territories*, 3, 63-95. NWT Geology Division, INAC, Yellowknife.
- LOPEZ PLAZA, M. y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1987). Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del Macizo Hespérico: En *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, (Eds. Bea. F. et al), 195-210. Editorial Rueda.
- LOREDO PEREZ, J. y GARCIA IGLESIAS, J., 1987. Estudio mineralógico del yacimiento aurífero de Carles (Asturias). *Boletín Sociedad Española de Mineralogía*, 10-1, p. 21.
- MARTINEZ FERNANDEZ, F. (1974). Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (provincias de Salamanca y Zamora). Tesis Doct. Univ. de Salamanca, Salamanca.
- MATSUHIRA, Y., GOLDSMITH, J. R. y CLAYTON, R. N. (1979). Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 43, 1131-1140.
- MATTE, Ph. (1968). La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Revue Géol. Alp.*, 44, 1-128.
- MATTHEWS, A. y SCHLIESTEDT, M. (1984). Evolution of the blueschist and greenschist facies rocks of Sifnos, Cyclades, Greece. *Contrib. Mineral. Petrology*, 88, 150-163.
- MATTHEWS, A., GOLDSMITH, J. R. y CLAYTON, R. N. (1983). Oxygen isotope fractionation involving pyroxenes: the calibration of mineral-pair geothermometers. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 47, 631-644.
- NABELEK, P. L., O'NEIL, J. R. y PAPIKE, L. L. (1983). Vapor phase exsolution as a controlling factor in hydrogen isotope variation in granitic rocks: The Notch Peak granitic stock, Utah. *Earth Planet. Sci. Letters*, 66, 137-150.
- NESBITT, B. E., MUROWCHICK, J. B. y MUEHLENBACHS, K. (1986). Dual origins of lode gold deposits in the Canadian Cordillera, *Geology*, 14, 506-509.
- OHMOTO, H. y RYE, R. O. (1974). Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japan. *Econ. Geol.* 69, 947-953.
- OHMOTO, H. y RYE, R. O. (1979). Isotopes of sulfur and carbon: En Barnes, H. LL. (ed.): *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*, 2nd edition, p. 509-567. John Willey & Sons, N. Y.
- O'NEIL, J. R. (1986). Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation: En *Stable isotopes in high temperature geological processes. Mineralog. Soc. Am. Rev. Mineralogy*, 16, 1-40.
- O'NEIL, J. R. y SILBERMAN, M. L. (1974). Stable isotope relations in epithermal Au-Ag deposits. *Econ. Geol.* 69, 902-909.
- PANIAGUA, A., RODRIGUEZ-PEVIDA, S. y GUTIERREZ-VILLARIAS, J. R. (1987). Mineralizaciones As-Sb-Ar asociadas a rocas ígneas filonianas del N. E. de León. Las minas de Buron. *Boletín, Sociedad Española de Mineralogía*, 10-1, 25-26.
- PELLITERO, E. (1980). Caracteres petrogenéticos y metalogenéticos de los yacimientos de wolframio de la provincia de Salamanca: Tesis doc. Univ. de Salamanca, Salamanca. 300 p.
- PELLITERO, E. (1981). Factores geológicos y genéticos en los yacimientos wolframíferos del Norte de la Provincia de Salamanca. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe. (La Coruña, Spain)*, 2, 245-255.
- PELLITERO, E., SAAVEDRA, J., VINDEL, E., ARRIBAS, A., GARICA, A. y RODRIGUEZ, S. (1975). Estudio del yacimiento de Scheelita de Barrucopardo (Salamanca). II Reunión Ibero-Americana de Geología Económica, Argentina, 5, 327-355.
- PELLITERO, E., SAAVEDRA, J. A., GARCIA, A. y ARRIBAS, A. (1976). Geoquímica del W en el área circundante al yacimiento de scheelita de Barrucopardo (Salamanca). *Acta Geológica Hispánica*, 11, 133-136.
- PRIEM, H. N. A. y DEN TEX, E. (1984). Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula through the Rb-Sr and U-Pb systematics of Paleozoic granitoids: a review. *Phys. Earth Planet. Int.* 35, 121-130.
- RECIO, C. (1990). The late Hercynian granitoids of the Western area of the SCE: A stable (O, H, S) isotopic study. Tesis Doct. Univ. Salamanca, Salamanca. 208 p.

- ROBINSON, B. W. y KUSAKABLE, M. (1975). Quantitative preparation of  $\text{SO}_2$  for  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  analyses, from sulfides by combustion with cuprous oxide. *Anal. Chem.*, 47, 1179-1181.
- RUA-FIGUEROA, A., LAVONA, M., LOREDO, J. y GARCIA IGLESIAS, J. (1987). Fluid inclusions in quartz from a gold-mineralized granodioritic intrusion at Carlés, Asturias, Spain. *Chem. Geol.* 61, 217-224.
- RYE, R. O., DOE, B. R. y WELLS, J. D. (1974). Stable isotope and lead isotope study of the Cortez, Nevada gold deposit and surrounding area. *U. S. Geol. Survey Jour. Research*, 2, 13-23.
- SERRANO PINTO, M., CASQUET, C., IBARROLA, E., CORRETGE, L. G. y PORTUGAL FERREIRA, M. (1987). Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico: En Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico, (Eds. Bea, F., *et al*) 69-86, Editorial Rueda.
- SHEPPARD, S. M. F. (1981). Stable isotope geochemistry of fluids: En Rickard, D. T. y Wickmann, F. E. (eds.) Chemistry and Geochemistry of solutions at high temperature and pressure. *Physics and chemistry of the Earth*, 13-14, 419-445.
- SHEPPARD, S. M. F. (1986). Characterization and isotopic variations in natural waters: En Stable isotopes in high temperature geological processes. *Mineralog. Soc. Am. Rev. Mineralogy*, 16, 165-183.
- SO, C. S. y SHELTON, K. L. (1987a). Stable isotope and fluid inclusion studies of gold and silver-bearing hydrothermal vein deposits, Cheonan-Cheongyang-Nonsan mining district, Republic of Korea: Cheonan area. *Econ. Geol.* 82, 987-1000.
- SO, C. S., CHI, S. J. y SHELTON, K. L. (1987b). Fluid inclusion and stable isotope studies of gold-silver-bearing hydrothermal vein deposits, Yeosu mining district, Republic of Korea. *Econ. Geol.* 82, 1309-1318.
- SO, C. S., CHI, S. J. y SHELTON, K. L. (1987a). Stable isotope and fluid inclusion studies of gold-silver-bearing vein deposits, Cheonan-Cheongyang-Nonsan mining district, Republic of Korea: Nonsan area. *Neues Jahrb. Mineralogie Abh.*, 158, 47-65.
- SO, C. S., CHI, S. J., YOO, J. S. y SHELTON, K. L. (1987b). The Jeonui gold-silver mine, Republic of Korea: A geochemical study. *Mining Geology*, 37, 313-322.
- SUZUOKI, T. y EPSTEIN, S. (1976). Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and waters. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 40, 1229-1240.
- TAYLOR, H. P., Jr. (1973).  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  evidence for meteoric-hydrothermal alteration and ore deposition in Tonopah, Comstock Lode, and Goldfield mining districts, Nevada. *Econ. Geol.*, 68, 747-764.
- TAYLOR, H. P. Jr., (1979). Oxigen and hydrogen isotope relations in hydrothermal mineral deposits: En Barnes, H. LL. (ed.): Geochemistry of Hydrothermal ore deposits, 2nd edition, 236-277. John Wiley & Sons, N. Y.

*Recibido, 27-1-92*  
*Aceptado, 26-8-92*