

Inclusiones fluidas en el yacimiento aurífero de «El Cabaco» provincia de Salamanca

Fluid inclusions in the auriferous «El Cabaco» zone, Salamanca province, Spain

ANTONA, J. F.; GARCIA SANCHEZ, A.

En este estudio se caracterizan las inclusiones fluidas en filones de cuarzo del área mineralizada de El Cabaco, asociados al granito hercínico de La Alberca-Sequeiros en su borde noroccidental (Sur de la provincia de Salamanca).

En los filones mineralizados, a lo largo de los planos de crecimiento del cuarzo, se han observado dos tipos principales de inclusiones fluidas desde un punto de vista composicional. Uno de ellos (tipo A) es rico en CH₄, con cantidades menores de CO₂, y el otro (tipo B) es rico en H₂O con CO₂ (\pm CH₄). Estos datos se interpretan como el resultado de un fenómeno de inmiscibilidad de un fluido inicial rico en H₂O-CH₄ y con algo de CO₂. También se han observado otras inclusiones (tipo C), grandes y abundantes (claramente secundarias) principalmente de dos fases, ricas en H₂O y a veces con inclusiones minerales. En las zonas silicificadas o de greisen en torno a los filones, así como en un dique granítico, las inclusiones fluidas tienen una composición similar a la de los cuarzos filonianos. Sin embargo se han deducido temperaturas en formación de $485 \pm 15^\circ\text{C}$ para el dique granítico y el greisen y presiones algo menores a 1 Kb; los filones de cuarzo se formaron a temperaturas que no exceden 386°C y presiones menores de < 300 bares.

Palabras clave: inclusiones fluidas, yacimientos oro.

This study characterizes fluid inclusions in veins associated with the emplacement of granite-hosted gold mineralization in the southern part of the Province of Salamanca Spain.

Within the mineralized veins, along planes of quartz growth, two main different compositional types of fluid inclusions were observed. One type (A) is rich in CH₄, with minor CO₂, and the type (B) is rich in H₂O with CO₂ (\pm CH₄). These are interpreted as reflecting the immiscibility of an initial fluid rich in H₂O-CH₄ and some CO₂. Large and abundant (clearly secondary) mainly two phase H₂O rich inclusions (Type C) have seen observed also.

Similar composition inclusion are seen in the granite cross-cutting vein mineralization and in the silification with mineralization of the greisen formed in a gra-

nitic dike. However, differences regarding P-T conditions of formation have been deduced from the intersection of the isochores obtained in the microthermometric study of the inclusions. These are consistent with the temperatures calculated from the arsenopyrite-pyrite geothermometer (after microprobe measurement). Formation temperatures of $485 \pm 15^\circ\text{C}$ were deduced for the mineralization in the greisen of the granitic dike and pressures under 1×10^8 Pa. The veins were formed at temperatures not exceeding 386°C and $< 300 \times 10^5$ Pa pressure.

Key words: fluid inclusions, gold deposits.

ANTONA, J. F.; GARCIA SANCHEZ, A. (Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología, C.S.I.C., Apdo. 257, Salamanca).

INTRODUCCION

La zona de El Cabaco se sitúa al S de la Provincia de Salamanca (Fig. 1), entre la Peña de Francia y la localidad de El Cabaco, dentro de la hoja del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, n.º 527 «Sequeros».

Aunque la importancia de las explotaciones mineras que se desarrollaron en la zona fue grande a la vista de las antiguas labores, es difícil encontrar citas bibliográficas que hagan referencia a este aspecto. Las explotaciones romanas de oro, con una gran extensión y relativamente en buen estado de conservación habrían extraído el oro diseminado en los materiales de la cobertera terciaria y cuaternaria, fruto del desmantelamiento erosivo de mineralizaciones primarias (filones de Q), mediante técnicas similares a las empleadas en la provincia de León, en la misma época histórica (DOMERGUE y HERAIL, 1978; HERAIL, 1983). MALLADA, 1896, cita un auge de la minería en su época en la provincia de Salamanca (segunda mitad del siglo XIX), sobre todo del Sn y describe la presencia de pepitas, hojuelas o pajillas de oro en distintas zonas de esta provincia, incluida la zona de este estudio.

Después de un largo periodo sin información que debió coincidir precisamente con el máximo de actividad minera en la zona, se hace mención por el IGME, 1957, a los filones de Q metalizados en el área de

Casarito (El Cabaco). Estos filones se encuentran dispuestos en haces paralelos de dirección NNW-SSE y potencias que oscilan de 10 a 40 cm. La metalización es variable, disminuyendo en profundidad. También apuntan que estas explotaciones han tenido una producción apreciable de W durante la Segunda Guerra Mundial y que en 1953 las minas no registraban apenas actividad debido a su baja rentabilidad económica.

Posteriormente, a partir de 1985, comienzan una serie de investigaciones, tanto por la Junta de Castilla y León como por distintas empresas, con el objeto de evaluar el contenido de oro de las mineralizaciones de W-As mencionadas. En 1986, esta Institución Regional realizó 8 sondeos con recuperación de testigo (de 150 m. de profundidad cada uno, aproximadamente) con el objeto de delimitar la mineralización, conocer la potencia real de los filones y cuantificar la mineralización. Estos sondeos han sido utilizados para este estudio con el fin de caracterizar los diferentes tipos de inclusiones fluidas en Q, así como establecer condiciones mínimas P-T en la génesis de la mineralización.

GEOLOGIA

Geológicamente nos encontramos en la zona Centroibérica de JULIBERT *et al.*, 1972. Los materiales aflorantes son en su

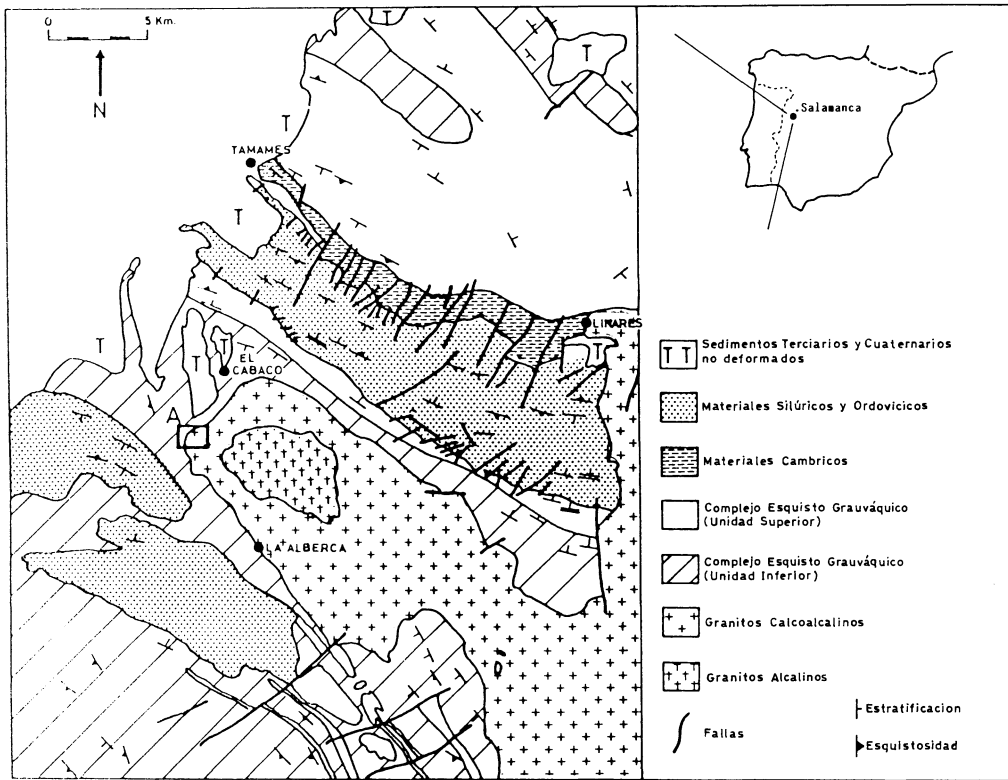


Fig. 1. Mapa geológico de la zona de El Cabaco. El granito que aparece en el centro de la antiforma es el denominado granito de La Alberca-Sequeros, que puede presentar distintas facies. En el recuadro A se sitúan los principales filones mineralizados en esta zona (mapa tomado de la síntesis geológica del basamento del Departamento de Petrología, Universidad de Salamanca, 1983).

mayor parte del basamento Precámbrico y Paleozoico. En esta zona las cuarcitas del Ordovícico se encuentran discordantes sobre los materiales del Complejo Esquistograuwáquico (CEG), DIEZ BALDA, 1983. La datación de estos últimos materiales es un tanto compleja. Mientras que unos autores, LOTZE, 1945; ROLZ, 1972, los consideran de edad Precámbrica, para otros corresponden, al menos en parte, al Cámbrico Inferior, TEIXEIRA, 1979, otros en cambio opinan que son de edad Cámbrica, BARD *et al.*, 1974. El hallazgo de acritarcos en lenticiones de rocas carbonatadas en la parte superior del CEG, DIEZ BALDA y FOURNIER VINAS, 1981, permiten datar como

edad Cámbrico Inferior, los materiales más recientes del CEG, a la vez que se observa un tránsito continuo sin discordancia entre estos materiales y los pertenecientes al Cámbrico Inferior datado con trilobites. Están constituidos por pizarras, calizas, dolomías y areniscas, disponiéndose discordantemente sobre estos las cuarcitas del Ordovícico. Encima de los anteriores se sitúan los materiales del Silúrico, formados principalmente por pizarras con intercalaciones de lilitas y a veces rocas volcánicas y sills de carácter básico.

Aunque las fases de deformación deben ser diacrónicas a lo largo y ancho de la cadena, es común la identificación de tres fases principales: la primera produjo grandes

pliegues contemporáneos con la primera esquistosidad, la segunda dio lugar a zonas de cizalla dúctiles subhorizontales y a cabalgamientos, y la tercera, a pliegues subverticales y zonas de cizalla dúctiles de fuerte buzamiento y movimiento subhorizontal, LOPEZ PLAZA y MARTINEZ CATALAN, 1987.

Los materiales sedimentarios aflorantes se disponen estructuralmente formando una gran antiforma de dirección NW-SE producida por la primera fase de deformación hercínica. En el núcleo de dicha antiforma se dispone el granito de La Alberca-Sequeros. El metamorfismo regional es según DIEZ BALDA, 1981, de baja presión y alcanza su máximo durante la segunda fase de deformación; la intrusión de los granitos es posterior al paroxismo metamórfico, ya que sus contactos cortan a las isogradas, GARCIA DE FIGUEROLA y FRANCO, 1975, y es anterior o simultánea con la tercera fase. El emplazamiento del granito ha causado cierto grado de metamorfismo de contacto, provocando el desarrollo de cristales de andalucita en ocasiones, y sobre todo, nódulos de cordierita en el encajante.

El granito de La Alberca-Sequeros es leucocrático, con algo de biotita y de tendencia calcoalcalina, alóctono. Su forma aflorante es irregular, con bordes poco definidos y contactos que a veces presentan sucesivas concavidades a escala kilométrica. Tiene una zonación composicional concéntrica y una polaridad magmática radial centrípeta, LOPEZ PLAZA y MARTINEZ CATALAN, 1987. Se trata de un granito tardi-postectónico, según su relación con la última gran fase de deformación hercínica regional. Sus plagioclasas son ricas en An (núcleos con 38-45 %, bordes con 30 ± 2 %). Su carácter calcoalcalino se manifiesta con contenidos de CaO superiores al 1 % y a veces excediendo el 2 %; en sus facies marginales es un granito hiperalumínico.

MINERALIZACION DE ORO

Diferentes tipos de mineralización se han observado:

Filonos de Cuarzo: Se disponen en haces subverticales, de dirección NW-SE y se concentran principalmente en tres zonas (Fig. 2). Algunos tienen varias decenas de metros de longitud, con espesor variable, sin exceder el metro. Su extensión vertical es pequeña como evidencian los sondeos efectuados por la Junta de Castilla y León. Están emplazados tanto en el granito como en los materiales del CEG y su mineralización consiste en arsenopirita dominante, pirita, wolframita, y en menor cantidad, scheelita y calcopirita.

Los contenidos de oro de estos filones (20 muestras) varían entre 0,1 y 30 ppm, con una media aritmética de 9 ppm (y una moda en su distribución lognormal de 16 ppm). Se han observado al microscopio partículas de oro nativo menores de 6 micras, incluidas en pirita y arsenopirita cogenéticas.

Diseminación en granitos: Esencialmente hay dos tipos de mineralización:

1. En zonas de alteración hidrotermal adyacentes a los filones de Q; consiste principalmente en arsenopirita y pirita con algo de oro.

2. Mineralización en el contacto entre un dique granítico y el CEG. Este contacto que solo es cortado por un sondeo a 40 m. de profundidad se caracteriza por una estrecha zona (20 cm.) silicificada que contiene arsenopirita y bajos contenidos de oro de 0.2 ppm. A veces aparece algo de pirita cogenética con la arsenopirita y la silicificación.

Toda la mineralización de sulfuros y metales nativos (Au y Bi) es más o menos simultánea, conjuntamente con los minerales de la ganga, como son el cuarzo y la turmalina, y la alteración de las paredes encajantes donde se desarrolla principalmente moscovita. El oro aparece asociado al bismuto englobados por arsenopirita y pirita (Fig. 3).

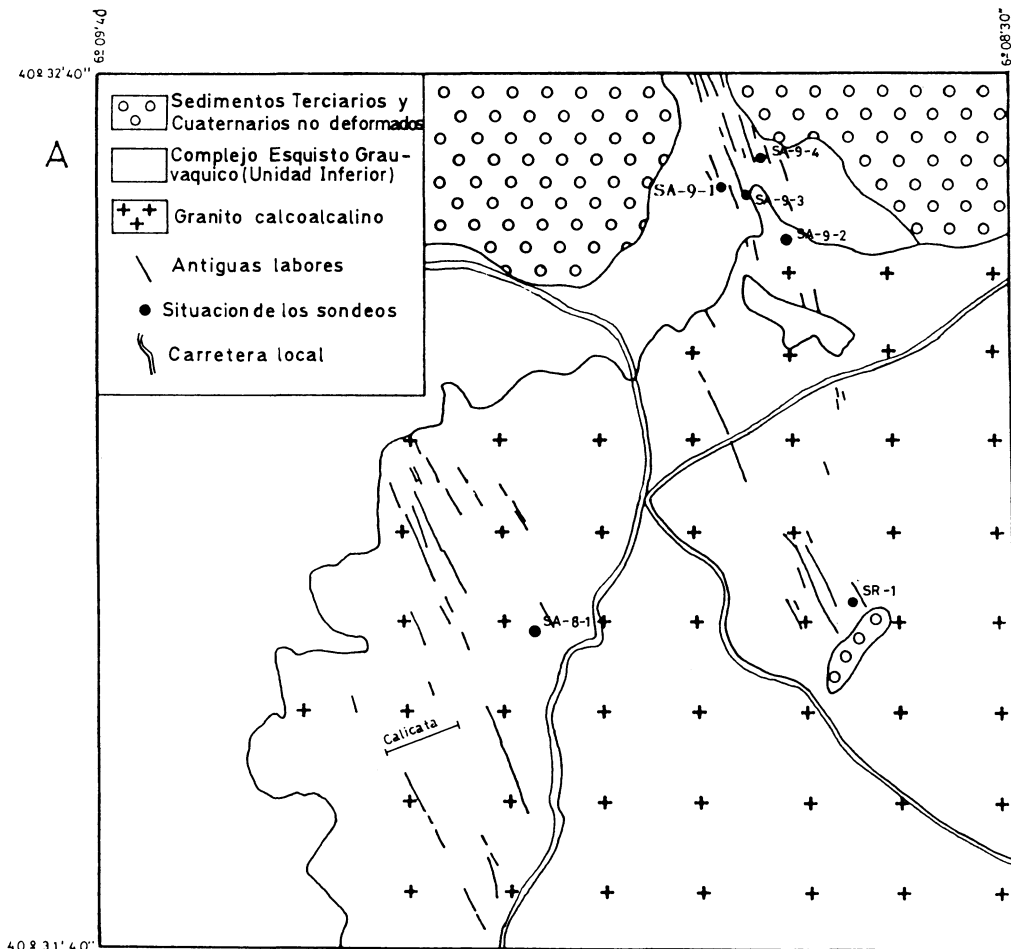


Fig. 2. Distribución de las antiguas labores en la zona de El Cabaco. Los filones presentan la misma dirección que las labores. Los puntos representan la situación de los sondeos realizados por la Junta de Castilla y León, que han sido muestreados en este trabajo. Las muestras de este estudio C-6, C-18 y C-19, corresponden al sondeo SA-9-1; C-6 y C-18 a filones de cuarzo y C-19 a un dique granítico. El mapa representa la zona A de la Fig. 1.

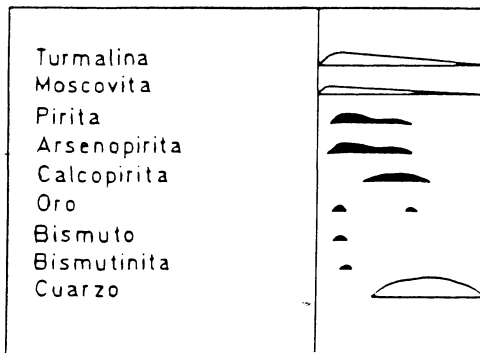


Fig. 3. Secuencia mineral en la zona de El Cabaco. I Apertura y principal precipitación de sulfuros.

INCLUSIONES FLUIDAS

Composicionalmente se han reconocido tres tipos de inclusiones; normalmente no fue posible distinguirlas a temperatura ambiente sino que fueron diferenciadas según su comportamiento y la aparición de distintas fases durante los estudios microtermométricos.

Tipo A. A temperatura ambiente una única fase gas se observa. Son inclusiones ricas en CH₄, con algo de CO₂ y probablemente algo de N₂, BURRUS, 1981 a, VAN DER KERKHOFF, 1988; estas inclusiones varían en tamaño de 2 a 10 micras.

En algunas se formó CO₂ durante el enfriamiento, aunque en pequeñas cantidades. Este tipo aparece en líneas de crecimiento de cuarzo.

Tipo B. Se observan dos fases a temperatura ambiente: HO₂ (líquida) y CO₂ (vapor). Al enfriar aparece una fase sólida de CO₂ de pequeño tamaño que al calentar pasa directamente a la fase vapor en la mayor parte de los casos. No se observa CO₂ líquido, indicando una densidad muy baja de CO₂, ARAI *et al.*, 1971; SWANENBERG, 1979.

Tienen una salinidad muy baja y se han encontrado en líneas de crecimiento de cuarzo, aisladas, en grupos aislados y en planos pseudoprimarios que no cortan a los bordes del cristal: los tamaños varían entre 2 y 20 micras.

Tipo C. A temperatura ambiente se observan dos fases acuosas, una líquida y otra vapor. No se ve ni CO₂ ni clathrato en las diferentes etapas de mediciones microtermométricas. Tampoco se observa el desacompañamiento de la burbuja de vapor, cuando como en las inclusiones descritas anteriormente, fundía el clathrato. Tienen salinidades muy bajas a moderadas y se encuentran en planos secundarios. Sus tamaños varían entre 2 y 30 micras y son el tipo de inclusión más abundante.

Medidas microtermométricas

Inclusiones tipo A. Son pocos los fenómenos microscópicos que se observan en este tipo de inclusiones. Se aprecia una separación en dos fases, una líquida y otra gas durante el enfriamiento. Las posteriores temperaturas de homogeneización varían entre -116.3 y -82.9, Fig. 4, siempre en fase gas, indicando muy baja densidad y baja presión interna, ZAGORUCHENKO and SHURAVLEV, 1970, en CRAWFORD, 1981. No aparece una fase sólida aunque se llegue a enfriar hasta -160°C, indicando que están constituidas principalmente por CH₄, siendo la temperatura crítica de éste de -82,1, SHEPHERD *et al.*, 1985.

A veces se observa una pequeña fase sólida de CO₂ cuya temperatura de fusión está comprendida entre -73 y -75, indicando la presencia de otros gases como CH₄ y/o N₂, BURRUS, 1981 a, b; TOURET, 1982. No se ha observado CO₂ líquido ni detectar la presencia de H₂O en clathrato en estas inclusiones. Podría existir una fina película de H₂O alrededor de las paredes de la inclusión, pero dado el pequeño tamaño de las mismas (de 2 a 10 micras), el elevado índice de reflectividad de sus bordes y la muy pequeña cantidad, no permite afirmar o desmentir su existencia. Si consideramos las inclusiones puras de CH₄, tendrían una densidad, deducida a partir de la temperatura de homogeneización, muy baja, del orden de 0.025 a 0.075 g/cm³ para la muestra C-6 y de 0.150 para la muestra C-19, según ZAGORUCHENKO and ZHURALEV, 1970. La densidad podría incrementarse por el CO₂; sin embargo la temperatura de homogeneización del CH₄ de este tipo de inclusiones tanto con presencia visible de pequeñas cantidades de CO₂ sólido como sin su presencia, varía escasamente, con lo que el error de la densidad calculada a partir de la temperatura de homogeneización del CH₄ sería casi nulo.

Debido a la fuerte partición que presenta el CH₄ en la fase vapor es difícil estimar

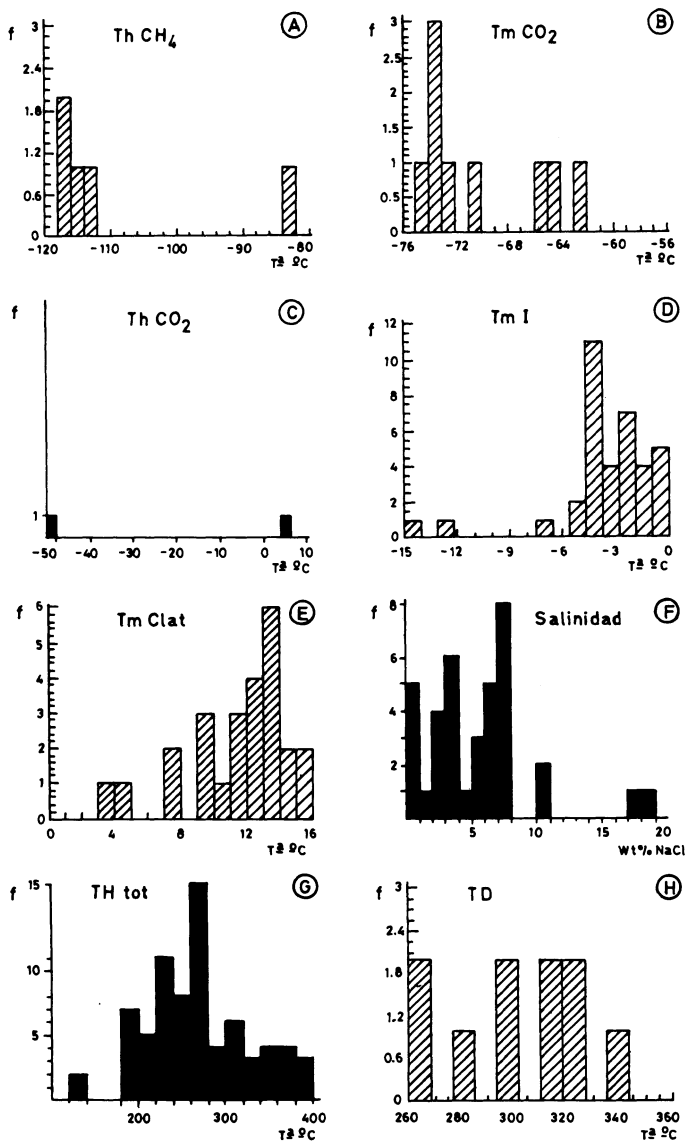


Fig. 4. Histogramas de las medidas microtermométricas y características más representativas de las inclusiones fluidas en la zona de El Cabaco:

- A. Temperatura de homogeneización del CH₄ en las inclusiones del tipo A.
- B. Temperaturas de fusión del CO₂ en las inclusiones del tipo B.
- C. Temperaturas de homogeneización del CO₂ en las inclusiones del tipo B.
- D. Temperaturas de fusión del hielo (T_{mI}) en las inclusiones del tipo B.
- E. Temperaturas de fusión del clatrato (T_{mClat}) en las inclusiones del tipo B.
- F. Salinidades (CINa equiv. en % en peso) obtenidas tanto a partir de la temperatura de la fusión del clatrato como por fusión del hielo en las inclusiones de los tipos B y C.
- G. Temperaturas de homogeneización total (TH_{tot}) en las inclusiones de los tipos B y C.
- H. Temperaturas de decrepitación (TD).

las fracciones molares de CH_4 y CO_2 a partir solamente de la temperatura de fusión de este último, BURRUS, 1981 a y b; ROEDDER, 1984.

SWANENBERG, 1979, intentó determinar las fracciones molares en un sistema CH_4 - CO_2 en el que hubiera CO_2 líquido, a partir de la temperatura de fusión del CO_2 pero estaba limitado a composiciones de X CH_4 0.3, mientras que las inclusiones que nos ocupan tienen fracciones molares de CH_4 muy superiores.

Inclusiones tipo B. El fenómeno que se observa a más baja temperatura, y no en todas ellas, es la fusión del CO_2 a menos de -56°C , concretamente variando entre -74.2 y -62.4°C , Fig. 4, indicando la presencia de CH_4 , BURRUS, 1981; SWANENBERG, 1979, o bien de N_2 , ARAI *et al.*, 1971; ROEDDER, 1972; TOURET, 1982, y más probablemente la de ambos.

En muchas de estas inclusiones no fue posible determinar la densidad ya que el CO_2 cuando funde pasa directamente a fase vapor. Únicamente ha sido posible determinar la densidad en dos inclusiones de este tipo en las que se observa la formación de CO_2 como un líquido metaestable. La densidad total de la inclusión se ha calculado asumiendo un sistema CO_2 - H_2O puro, SHEPHERD *et al.*, 1985. Se introduciría un error menor que el 1% ya que las cantidades de CO_2 y otros gases son mínimas.

Solamente se ha visto el paso a CO_2 líquido en dos inclusiones. En una la temperatura de homogeneización del CO_2 fue de -49.9°C en fase vapor, calculándose una densidad de la inclusión de 0.51 g/cm^3 , SHEPHERD *et al.*, 1985. En la otra el CO_2 líquido homogeneiza a 4.4°C , calculándose una densidad de la inclusión de 0.56 g/cm^3 .

Dentro de este tipo se han incluido aquellas inclusiones que aunque no se detecte visualmente CO_2 en fase sólida o líquida, se deduce su presencia por la formación de clathrato, DAVIDSON, 1972; HOLLISTER and BURRUS, 1976; MULLIS, 1979.

Además la fusión de éste a temperaturas superiores a 10°C , como ocurre en la mayoría de ellas, indica otra vez las existencias de algún otro tipo de gas (CH_4 , N_2), SHEPHERD *et al.*, 1985.

No se ha visto en este tipo de inclusiones la formación y posterior fusión de hielo, debido a la formación de clathrato, excepto en dos inclusiones de la muestra C-18, que indican unas salinidades muy bajas (entre 3,2 t 3,4% ClNa equiv.). La temperatura de homogeneización de este tipo de inclusiones ocurre entre 387 y 220°C , Fig. 4.

Inclusiones de tipo C. No se observa la formación de CO sólido ni la separación de fases a bajas temperaturas como en el tipo de inclusiones anteriores. Se ve la formación y posterior fusión del hielo durante el calentamiento entre los 0 y -15°C , Fig. 4, indicando salinidades de bajas a moderadas.

No hay formación de clathrato ni ningún tipo de comportamiento de la inclusión que demuestre que se haya formado. Las temperaturas de homogeneización de estas inclusiones acuosas, con salinidades de bajas a moderadas, varían entre 120 y 385°C . Las temperaturas de homogeneización totales son muy parecidas en general a las de aquellas descritas anteriormente, aunque ocasionalmente se han observado temperaturas más bajas.

Las inclusiones de tipo A y tipo B ocurren juntas en líneas primarias de crecimiento del Q en la muestra C-6 lo que podría representar que son productos de la inmiscibilidad de un fluido inicial rico en CH_4 y H_2O con algo de $\text{CO}_2 \pm \text{N}_2$; es posible deducir las condiciones mínimas de T y P de atrapamiento. Fluidos ricos en $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ y ricos en H_2O se han reconocido en otros depósitos filonianos de oro, GUHA, 1979; GROVES *et al.*, 1984; McDONALD, 1984; ROBERT and KELLY, 1988; WALSH *et al.*, 1988. En nuestro caso los contenidos de CH_4 son más importantes que los de CO_2 .

La Fig. 5 muestra la isocoras de CH_4 puro y H_2O pura; suponiendo que las inclusio-

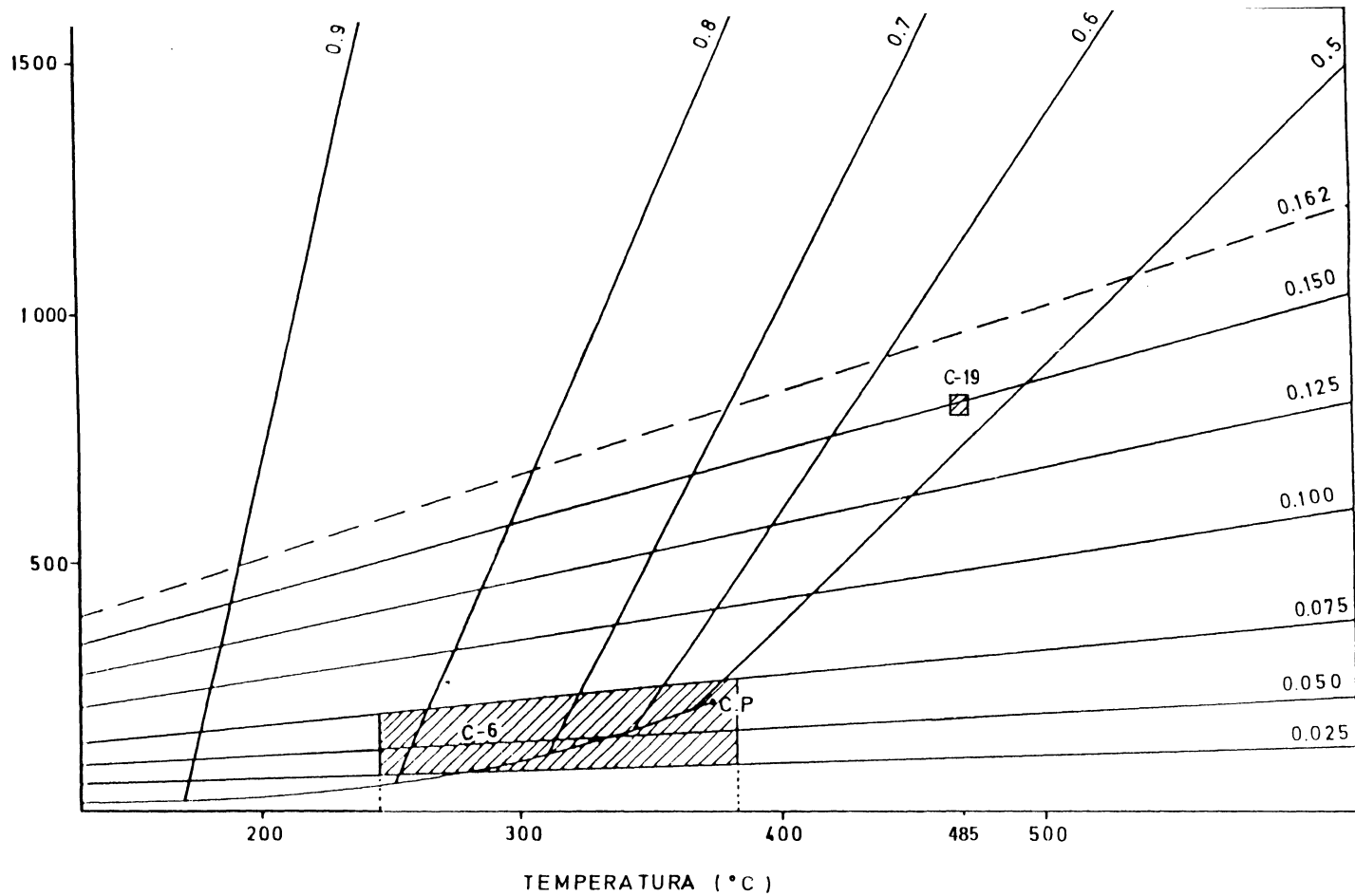


Fig. 5. Diagrama P-T en el que se han representado las isocoras para CH₄ puro (ZAGORUCHENKO and SHURAVLEV, 1970, en CRAWFORD, 1981) y H₂O pura. La intersección de las isocoras con la densidad obtenida para las inclusiones A y B en la muestra C-19 nos delimita el campo de P y T de atrapamiento. Asimismo, las isocoras de la densidad obtenida para las inclusiones tipo A en la muestra C-6, junto con las temperaturas de homogeneización mínima y máxima obtenidas para las inclusiones del tipo B, delimita el campo de P y T mínimos de atrapamiento de estas inclusiones.

nes A y B son de una generación; considerando las densidades obtenidas de las inclusiones tipo B y la temperatura del geotermómetro arsenopirita (485°C), una presión de unos 750 bares puede ser deducida para la muestra C-19. Estas T y P pueden variar ligeramente teniendo en cuenta las consideraciones citadas concernientes a posibles errores en los cálculos de densidades. En el caso de la muestra C-6 (pensamos que hay inmiscibilidad) la T mínima de atrapamiento fue calculada de la T de homogeneización máxima de las inclusiones tipo B (386°C en la C-6). La presión para esta muestra fue determinada a partir de 386°C T y la limitación planteada para las densidades de las inclusiones tipo A (0.025-0.075 g/cm³). Se ve que la P de atrapamiento en estas inclusiones es muy baja y que en una parte del campo de la muestra C-6 el CO₂ pasaría del estado sólido directamente al gas, indicando muy baja densidad; esta presión de atrapamiento podría ser 300 bares a 386°C.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estudio de las inclusiones fluidas ha revelado la presencia de inclusiones primarias ricas en CH₄ y otras, también primarias, ricas en H₂O. Hemos considerado que estas inclusiones derivan de la inmiscibilidad de un fluido inicial H₂O-CH₄-CO₂-N₂, resultando un fluido rico en CH₄ y otro rico en H₂O con trazas de CO₂ y/o CH₄. La misma composición se ha observado en los fluidos de la mineralización en el dique granítico (C-19) y en los filones de Q mineralizados encajados en el granito (C-6); indicando un posible origen común para ambos. El granito pudo haber actuado como fuente de calor

originando el CH₄ a partir de las rocas metamórficas encajantes. Esta interpretación puede concordar con la edad obtenida por el método K/Ar en moscovitas hidrotermales de las paredes de los filones (255 ± 6 M.a., ANTONA, 1991). Edad que puede ser relacionada a la de emplazamiento de los granitos tardíos hercínicos, DERRE, 1982; IBARGUCHI *et al.*, 1983. Además, los isótopos estables de H y O, según ANTONA, 1991, muestran que los fluidos hidrotermales podrían derivar de la deshidratación/desgasificación de las rocas metamórficas por causa del emplazamiento del granito o por una interacción grande entre fluidos magmáticos y metamórficos.

La temperatura de atrapamiento de la mineralización en la muestra C-19 deducida de la intersección de las isocoras, alcanza 500°C, y presiones menores de 1 Kb. Por otro lado, a partir del estudio de la composición de la arsenopirita se dedujo una temperatura de 485°C que es coincidente con la obtenida de las isocoras cuando consideramos la inmiscibilidad del fluido. La temperatura mínima de atrapamiento deducida en los filones de Q (C-6) fue de 386°C; mediante el uso del geotermómetro arsenopirita se dedujo una temperatura de 365°C. Esta coincidencia, de un geotermómetro independiente con la obtenida a partir de la intersección de las isocoras, cuando consideramos inmiscibilidad de fluidos, refuerza esta suposición. La presión tan baja obtenida (300 bares) es probablemente debida a la relajación tectónica que permite la penetración de los fluidos mineralizadores, SIBSON *et al.*, 1988. La deposición del oro y los sulfuros puede ser explicada en este contexto por la pérdida de SH₂ durante la inmiscibilidad de los fluidos, BARNES, 1979; REED and SPYCHER, 1985; NADEN and SHEPHERD, 1989.

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 p.
- ARAI, Y., KAMINISHI, G., SAITO, S. (1971). The experimental determination of the P-V-T-X relations for the carbon dioxide-nitrogen and the carbon dioxide-methane system. *Japanese Jour. Chem. Engineering* 4: 113-122.
- BARD, J. P., CAPDEVILA, R., MATTE, Ph., RIBEIRO, A. (1974). Le Precambrien de la Meseta Ibérique, Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Conference Librice. Praga: 133-162.
- BARNES, H. L. (1979). Solubilities of ore minerals. In: Barnes, H. L. (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*, 2nd edition, *John Wiley & Sons*, N.Y., pp. 404-460.
- BURRUS, R. C. (1981 a). Analysis of phase equilibria in C-H-O-S fluid inclusions. *Mineralog. Assoc. Canada Short Course* 6: 39-74.
- BURRUS, R. C. (1981 b). Analysis of fluid inclusions: phase equilibria at constant volume. *Am. J. Sci.* 281: 1.104-1.126.
- CRAWFORD, M. L. (1981). Fluid inclusions in metamorphic rocks-low and medium grade. *Mineralog. Assoc. Canada Short Course Handbook* 6: 157-181.
- DAVIDSON, D. W. (1972). Clathrate hydrates. In: Franks, F. (Ed.) *Waters, a Comprehensive Treatise*. v. 2, *Plenum Press*, pp. 115-234.
- DEPT. OF PETROLOGY, Univ. Salamanca (1983). Mapa 1:200.000 de la síntesis geológica del basamento, zona del centro-oeste español. Universidad de Salamanca.
- DERRE, C. (1982). Caracteristiques de la distribution des gisements a etain et tungstene dans L'ouest de L'Europe. *Mineral. Deposita* 17: 55-77.
- DIEZ-BALDA, M. A. (1981). La estructura herciniana entre Salamanca y Sequeros (Zona Centro Ibérica). La superposición de fases y su influencia en la fábrica de las rocas. *Cuad. Geol. Ibérica* 7: 519-534.
- DIEZ-BALDA, M. A. (1983). Características del elipsoide de deformación finita ligado a la segunda fase hercínica en áreas meso y catazonales del Sur de la provincia de Salamanca. *Studia Geol. Salmanticensia* (Univ. Salamanca) 18: 65-80.
- DIEZ-BALDA, M. A., FOURNIER VINAS, Ch. (1981). Hallazgo de Acrítarcos en el CEG al sur de Salamanca. *Acta Geol. Hispánica* 16: n.º 3.
- DOMERGUE, C., HERAIL, G. (1978). Mines d'or romaines d'Espagne. Le district de la Valduerna (León). Public. Univers. Toulouse-Le Mirail, Toulouse, ser. B, v. 4, 305 p.
- GARCIA DE FIGUEROA, L. C., FRANCO, P. (1975). Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al E. de Guijuelo (Salamanca). *Estudios Geol.* (Univ. Salamanca) 31: 457-500.
- GROVES, D. I., PHILLIPS, G. N., HO, S. E., HENDERSON, C. A., CLARK, M. E., WOAD, G. M. (1984). Controls on distribution of Archaean hydrothermal gold deposits in Western Australia. In: Foster, R. P. (ed.) *Gold'82: The geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. A. A. Balkema, Rotterdam, pp. 689-712.
- GUHA, H., LEROY, J., GUHA, D. (1979). Significance of fluid phases associated with shear zone Cu-Au mineralization in the Dore Lake complex Chibougamau, Quebec. *Bull. Mineral.* 102: 569-576.
- HERAIL, G. (1983). Geomorphologie et géologie de l'or detritique. Piemonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne (Monts de Leon, Bierzo). Ph. D. Thesis, Univ. Toulouse Le Mirail, Toulouse, 506 p.
- HOLLISTER, L. S., BURRUS, R. C. (1976). Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada Lake metamorphic complex. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 40: 163-175.
- IBARGUCHI, I. G., JULIVERT, M., MARTINEZ, F. J. (1983). La evolución de la cordillera herciniana en el tiempo. Libro Jubilar J. M. Rios, *I.G.M.E.* 1: 607-612.
- IGME (Instituto Geológico y Minero de España) (1957). Memoria de la hoja 527 (Sequeros) Mapa Geológico de España 1:50.000. Madrid. 89 p.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J. M., RIBEIRO, A., NABAIS CONDE, L. E. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000.000. *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- LOPEZ PLAZA, M., MARTINEZ CATALAN, J. R. (1987). Síntesis estructural de los granitojides hercínicos del Macizo Hespérico. In: Bea, F. *et al.* (Eds.) *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Editorial Rueda, Madrid, pp. 195-210.
- LOTZE, F. (1945). Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, v. 1950.
- MacDONALD, A. J. (1984). The Au-CO₂ association, involving hydrothermal fluids and precipitation mechanisms (abs.). *Geol. Soc. America Abstracts with Programas* 16: 581.
- MALLADA, L. (1896). Explicación del Mapa Geológico de España. Com. del Mapa Geol., v. 2, Madrid.
- MULLIS, J. (1979). The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. *Bull. Mineral.* 102: 526-536.
- NADEN, J., SHEPHERD, T. (1989). Role of methane and carbon dioxide in gold deposition. *Nature* 342: 793-795.
- REED, M. H., SPYCHER, N. F. (1985). Boiling, cooling, and oxidation in epithermal systems: a nu-

- merical modeling approach. *Reviews in Econ. Geol.* 2: 249-272.
- ROBERT, F., KELLY, W. C. (1987). Ore forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Econ. Geol.* 82: 1.464-1.482.
- ROEDDER, E. (1972). Composition of fluid inclusions. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 440-JJ.
- ROEDDER, E. (1984). Fluid inclusions. *Mineralg. Soc. Am., Rev. Mineralogy* 12: 664 p.
- ROIZ, P. (1972). Beitrage zum Aufbau des junpra-Kambrischen und altpaläozoischen Grundebirges in den Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata). Spanien (Ausng). Technischen Universitat München.
- SHEPHERD, T., RANKIN, A. H., ALDERTON, D. H. M. (1985). A practical guide to fluid inclusion studies. *Blackie*, Glasgow, 239 p.
- SIBSON, R. H., ROBERT, F., POULSEN, K. H. (1988). High-angle reverse faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology* 16: 551-555.
- SWANENBERG, H. E. C. (1979). Phase Equilibria in Carbonic System, and Their Application to Freezing Studies of Fluid Inclusions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68: 303-306.
- TEIXEIRA, C. (1979). Le Précambrien portugais. *C. R. Somm. Soc. Géol. France.* 5-6: 228-230.
- TOURET, J. (1982). An empirical phase diagram for a part of the N₂-CO₂ system at low temperature. *Chem. Geol.* 37: 59-77.
- VAN DER KERKHOF, A. M. (1988). Phase transitions and molar volumes of CO₂-CH₄-N₂ inclusions. *Bull. Mineral.*, 111, 257-266.
- WALSH, J. F., KESLER, S. E., DUFF, D., CLOKE, P. L. (1988). Fluid Inclusion Geochemistry of High-Grade, Vein-Hosted Gold Ore at the Pamour Mine, Porcupine Camp, Ontario. *Econ. Geol.* 83: 1.347-1.367.
- ZAGORUCHENKO, V. A., ZHURAVLEV, A. M. (1970). Themophysical properties of gaseous and liquid methane. *Israel. Progr. Sci. Transl.* Jerusalem. Russ. original Izd. Stadartov, Moscow, 243 p.

Recibido, 17-IV-93
Aceptado, 16-VI-93