

Inclusiones fluidas en material filoniano del valle de Ribes, Pirineos orientales, España

por CARLOS AYORA

Departamento de Cristalografía y Mineralogía.
Universidad de Barcelona.

RESUMEN

Se han estudiado, mediante platina calentable-enfriable, las inclusiones fluidas del cuarzo y la scheelita de unos filones de arsenopirita, piritita, pirrotina, calcopirita, oro nativo y sulfosales del sistema $PbS-Bi_2S_3-Sb_2S_3$, relacionados con la intrusión de un granito calcoalcalino tardihercino.

Se han encontrado dos tipos de inclusiones en ambas localidades: un tipo de inclusiones bifásicas y otro de inclusiones trifásicas ricas en CO_2 . Las temperaturas de homogeneización del primer tipo de inclusiones son de unos $+150\text{ }^\circ\text{C}$ para la localidad más próxima a la intrusión granítica, y de unos $+200\text{ }^\circ\text{C}$ para la otra. Se discuten las posibles causas de esta inversión en la zonación de temperaturas.

Asimismo, se han determinado algunas características químicas de las disoluciones mineralizantes. La salinidad de las inclusiones bifásicas es de un 17% en peso de $NaCl$ en ambas localidades. Se ha detectado la presencia de $CaCl_2$ en las disoluciones de las inclusiones anteriores, debido al descenso del eutéctico respecto al teórico $-21\text{ }^\circ\text{C}$ para el sistema puro $NaCl-H_2O$. La cantidad de $CaCl_2$ es variable, pero superior en las inclusiones de la scheelita respecto a las del cuarzo coexistente. La densidad del CO_2 líquido original de las inclusiones trifásicas también es variable, incluso en inclusiones adyacentes de una misma muestra, pero es superior en los filones donde la roca encajante es calcárea.

ABSTRACT

Fluid inclusions in quartz and scheelite from two localities of a vein field have been studied. The veins are related to a latehercynian granitic intrusion. The ore minerals from the veins are arsenopyrite, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, gold and sulphosalts of the $PbS-Bi_2S_3-Sb_2S_3$ system.

Two kinds of fluid inclusions have been found in both localities: a biphasic type and a CO_2 rich triphasic type. Homogenization temperatures of the first type inclusions are around $+150\text{ }^\circ\text{C}$ in the locality nearer to the intrusion, and around $+200\text{ }^\circ\text{C}$ in the other one. Therefore, zonation of the temperatures with regard to the granitic outcrop is inverted.

Studies in the chemistry of the mineralizing solutions have been also carried out. The homogeneity in the type of inclusions can be followed in both localities, by means of similar salinities, and it is around 17% weight $NaCl$ for biphasic inclusions. In these inclusions the presence of $CaCl_2$ in the solutions is shown by a decrease of eutectic temperatures from the theoretical $-21\text{ }^\circ\text{C}$ in the pure $NaCl-H_2O$ system. The amount of $CaCl_2$ is variable, but higher in inclusions found in the scheelite compared to coexisting quartz. The CO_2 liquid density is also very variable even in adjacent inclusions from the same specimen, but is comparatively higher in veins from localities far away from the intrusion, where the wall rock is calcareous.

INTRODUCCIÓN

La geología del Valle de Ribes está compuesta esencial-

mente por una potente masa de filitas y esquistos de grado metamórfico bajo, con intercalaciones calcáreas, de las formaciones Canavelles y Jujols (Cavet, 1957), atribuidas al Cámbrico u Ordovícico inferior. Estas series descansan concordantes sobre ortogneises a los que se atribuye una edad precámbrica, y que hacia el S se hallan cubiertos discordantemente por los materiales detríticos caradocienses. Al NE de la zona, aparece una intrusión granítica tardiherciana (macizo del Costabona). La geología de la región ha sido estudiada por Santanach (1972).

Los niveles calcáreos que se hallan en contacto con el granito, están afectados por un metamorfismo térmico importante, el cual ha dado lugar a la formación de skarns, en los que se ha explotado hasta hace poco tiempo la scheelita (ej. Costabona).

Por otro lado, en las series esquistosas y carbonatadas se emplaza un sistema de filones, que muestran una zonación de sus minerales metálicos con respecto a la intrusión granítica. Así, se encuentran desde filones de arsenopirita-pirrotina en las zonas más próximas a dicha intrusión, filones de arsenopirita-Au-sulfosales de $Pb-Bi-Sb$ en las intermedias, a filones de estibina y sulfosales de $Pb-Sb$ en las zonas más distales. Estas últimas mineralizaciones están encajadas ya dentro de los materiales detríticos caradocienses. La ganga acompañante de estos depósitos está compuesta fundamentalmente por cuarzo y también por siderita en los filones distales.

El objetivo del presente trabajo es el de estudiar mediante el microscopio de platina calentable, la geotermometría y características químicas de las inclusiones fluidas de los minerales de las paragénesis citadas anteriormente, con el fin de poder establecer un paralelismo entre las temperaturas de formación de los minerales y la zonación de los mismos. Estos tipos de estudio deben de llevarse a cabo en los minerales transparentes o translúcidos, por lo que los más adecuados suelen ser los minerales de la ganga filoniana. Concretamente se ha trabajado con cuarzo y scheelita.

No todos los tipos de inclusiones fluidas son aptas para ser estudiadas. Además, no siempre se presentan en tamaño ni cantidades adecuadas en las muestras que se analizan.

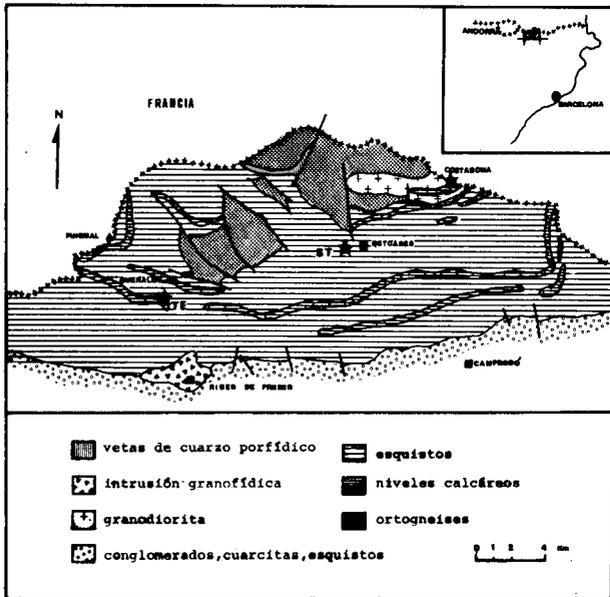


Fig. 1. Geología a partir de fragmentos del Mapa metalogénico de España, 1:200.000, hojas 24 y 25.

Ello ha condicionado el que sólo se hayan podido estudiar muestras de cuarzo y scheelita, procedentes de dos localidades TE y ST (mapa fig. 1). La falta de inclusiones puede deberse a procesos intrínsecos al crecimiento mineral o a la deformación posterior que han sufrido, especialmente los minerales de fácil exfoliación (esfalerita, calcita, siderita).

Las paragénesis de estas dos localidades son:

ST (Setcases): arsenopirita, pirita, pirrotina, calcopirita y cuarzo. Este último mineral es el portador de las inclusiones analizadas. La roca encajante está constituida por esquistos de la formación Canavelles con intercalaciones calcáreas próximas.

TE (Vilamanyà): arsenopirita, pirita, calcopirita, minerales del sistema $PbS-Bi_2S_3-Sb_2S_3$ con Ag y Cu, oro nativo, scheelita y cuarzo. Estos dos últimos minerales son los portadores de las inclusiones analizadas. La roca encajante la forman las calizas dolomíticas de la formación Canavelles.

INSTRUMENTAL

Las secciones delgadas-pulidas se han preparado de acuerdo con el proceso descrito por Brumby y Shepherd (1976). El espesor máximo, inferior a 0.5 mm, no se ha podido obtener debido a la fragilidad de las muestras, especialmente de la scheelita. Se ha trabajado con muestras de un espesor aproximado de 1 mm, estableciéndose más tarde las correcciones debidas a la resistividad térmica del mineral,

mediante el calibrado del sistema de refrigeración para el efecto aislante de una placa de cuarzo de 1.3 mm de espesor.

El estudio de las inclusiones se ha realizado mediante métodos de calentamiento y enfriamiento de las muestras en una platina termométrica TH 600, fabricada por Linkam Scientific Instruments, que dispone de una gama de temperaturas de -180 a $+600$ °C, y una precisión de ± 0.1 °C.

El sistema de calefacción consta de un termostato regulable, conectado a una placa calefactora, calibrado mediante líquidos indicadores de temperatura Tempilaq.

El sistema de refrigeración se realiza mediante una corriente de N_2 gas, enfriado por N_2 líquido (-192 °C). El calibrado del sistema se ha realizado mediante sustancias orgánicas de punto de congelación bien determinado.

MORFOLOGÍA: TIPOS DE INCLUSIONES

Con una sola excepción, las 16 muestras de cuarzo y scheelita analizadas, de las dos localidades anteriores, muestran dos tipos de inclusiones diferentes.

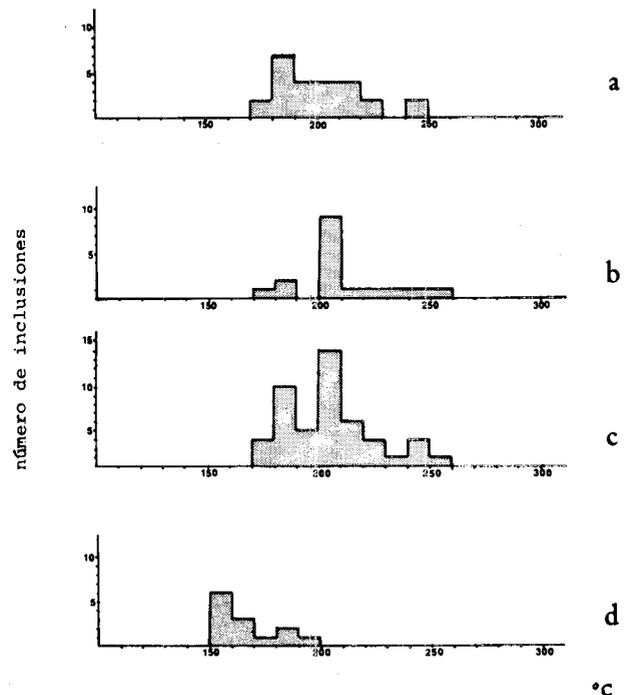


Fig. 2. Temperaturas de homogeneización de las inclusiones de tipo I: a) en cuarzo de TE; b) en scheelita de TE; c) en ambos minerales considerados conjuntamente; d) en el cuarzo de ST.

Tipo I: inclusiones bifásicas

A la temperatura ambiente se componen de una fase líquida y una burbuja gaseosa. Su forma externa es irregular, aunque algunos cristales de cuarzo contienen inclusiones con formas geométricas (cristales negativos). El tamaño es muy variable, desde inclusiones irresolubles ópticamente (menores de 5μ) hasta tamaños de 300μ aproximadamente. La distribución de las inclusiones en los cristales es al azar, aunque se han observado inclusiones ordenadas en líneas paralelas a las caras de cristales de cuarzo drusiforme. Es precisamente en estos cristales donde las inclusiones geo-

métricas son más abundantes y donde solamente se ha encontrado este tipo de inclusiones bifásicas.

Tipo II: inclusiones trifásicas

A la temperatura ambiente se componen de dos fases líquidas inmiscibles: una solución acuosa y CO₂ líquido. Esta última fase puede contener una burbuja de CO₂ gas. El tamaño de la burbuja y su comportamiento a temperaturas inferiores a +31 °C distinguen estas inclusiones de las de tipo I. El tamaño de las inclusiones de tipo II es variable, pero no tanto como el de las del tipo anterior. La mayoría están entre 10 y 30µ. Su distribución dentro de los cristales es completamente al azar, siendo más abundantes que las de tipo I, excepto en el caso de cristales drusiformes de cuarzo, donde no aparecen.

GEOTERMOMETRÍA

Inclusiones de tipo I: temperaturas de homogenización

La distribución al azar en la mayoría de los casos y la disposición en líneas paralelas a las caras del cristal en otros, así como las formas geométricas, sugieren que las inclusiones de tipo I son inclusiones primarias, es decir, muestras del líquido original donde crecía el cristal, que fueron atrapadas durante su crecimiento, o como mínimo, inclusiones pseudo-secundarias, formadas por el relleno de fracturas también durante el crecimiento cristalino.

Mientras no existan pruebas de heterogeneidad (como gotas de aceite en las inclusiones) se asume que el fluido donde crecían los cristales era homogéneo a alta temperatura (Roedder, 1967). Los casos de crecimiento cristalino en un fluido heterogéneo da lugar a anomalías que invalidan las experiencias. Estos casos son muy raros en un ambiente geológico hidrotermal. En las experiencias sobre la química de las soluciones, descritas en el apartado siguiente, no se han encontrado indicios de posibles heterogeneidades en los fluidos a alta temperatura.

Durante los procesos de enfriamiento posterior a la cristalización, la contracción térmica del sólido cristalino es menor que la del líquido atrapado en la inclusión y aparece una burbuja de vapor dentro de ésta.

Calentando una inclusión, que contiene estas dos fases, desde la temperatura ambiente, se produce la homogeneización de ambas a una determinada temperatura, llamada *temperatura de homogeneización*. Esta es la temperatura mínima de formación del cristal, ya que ha de considerarse también la presión del fluido durante el crecimiento, que facilita el atrape de inclusiones a temperaturas más altas que la de homogeneización. La lámina 1-d, e, f, muestra la fenomenología de este proceso de calentamiento.

Desgraciadamente no se han encontrado geobarómetros fiables ni ninguna otra estimación válida de la presión, en las paragénesis estudiadas, por lo que los resultados obtenidos representan únicamente las *temperaturas mínimas de formación* de los minerales.

De la figura 2.a. se deduce una temperatura mínima de formación de 180-190 °C para el cuarzo de la localidad TE. Para la scheelita de la misma localidad se deduce una temperatura ligeramente superior, de 200-210 °C, según la figura 2.b. Los dos minerales muestran evidencias petrográ-

ficas de cocrystalización, por lo que se han considerado juntos en la figura 2.c., con el objeto de comparar sus temperaturas con las del cuarzo de la otra localidad ST, que muestran temperaturas mínimas de formación de 150-160 °C, según la figura 2.d.

Inclusiones de tipo II: el problema de la decrepitación

El calentamiento de inclusiones trifásicas, ricas en CO₂, muestra un comportamiento más complicado. A temperaturas inferiores a +31 °C (temperatura crítica del CO₂) se puede observar la homogeneización de las fases de CO₂ líquida y gaseosa. Este fenómeno se considerará más tarde. A temperaturas más elevadas, muy pocas inclusiones de este tipo muestran la homogeneización de las fases líquidas restantes. En la mayoría de los casos la presión interna del CO₂ provoca la explosión de la inclusión (decrepitación). Si el mineral se hubiese formado a la presión del experimento (1 atmósfera), esta temperatura de decrepitación sería el límite de resistencia mecánica del mineral y su temperatura máxima de cristalización. Sin embargo esto no corresponde a la realidad del crecimiento mineral. Esta temperatura de decrepitación depende de factores no determinados todavía: presión a la que los fluidos fueron atrapados, concentración del gas disuelto, tamaño de la inclusión y proximidad de fracturas, entre los más importantes. Así, por ejemplo, a presiones y concentraciones del CO₂ más altas durante el atrape, menor será la temperatura de decrepitación. Normalmente la temperatura de decrepitación es mayor que la de homogeneización excepto en los casos de concentración de CO₂ muy alta. De las temperaturas de decrepitación no se han concluido resultados válidos.

En el proceso de calentamiento de una inclusión de tipo II se puede observar otra anomalía importante. Cuando la presión interna del CO₂ es suficientemente alta y existe una discontinuidad cristalina cercana a la inclusión, en lugar de una decrepitación, puede producirse, a temperaturas inferiores, una fractura y el escape de parte del fluido. La burbuja de CO₂ líquido se expande llenando el volumen de la inclusión. La información de esta «seudohomogeneización» tampoco es válida, pues el sistema ha dejado de ser cerrado.

QUÍMICA DE LAS SOLUCIONES MINERALIZANTES

Salinidad en porcentaje de peso de NaCl

La salinidad de las soluciones que llenan las inclusiones se expresan normalmente en términos de porcentaje de peso de NaCl, debido a que esta sal es, con mucho, el soluto más común de muchas soluciones acuosas de las inclusiones. De todas maneras se considerarán también cantidades variables de CaCl₂, como se verá más adelante.

El método de estudio se fundamenta en que la temperatura de congelación de las soluciones del sistema NaCl-H₂O está directamente relacionada con la concentración del soluto en solución. Las relaciones cuantitativas se hallan en Weast (1971-72).

Las temperaturas de congelación de las soluciones no pueden obtenerse mediante el enfriamiento directo de las mismas, debido a que fenómenos de sobreenfriamiento las mantienen líquidas a temperaturas inferiores al punto de congelación. En lugar de este proceso, el mineral se enfría hasta

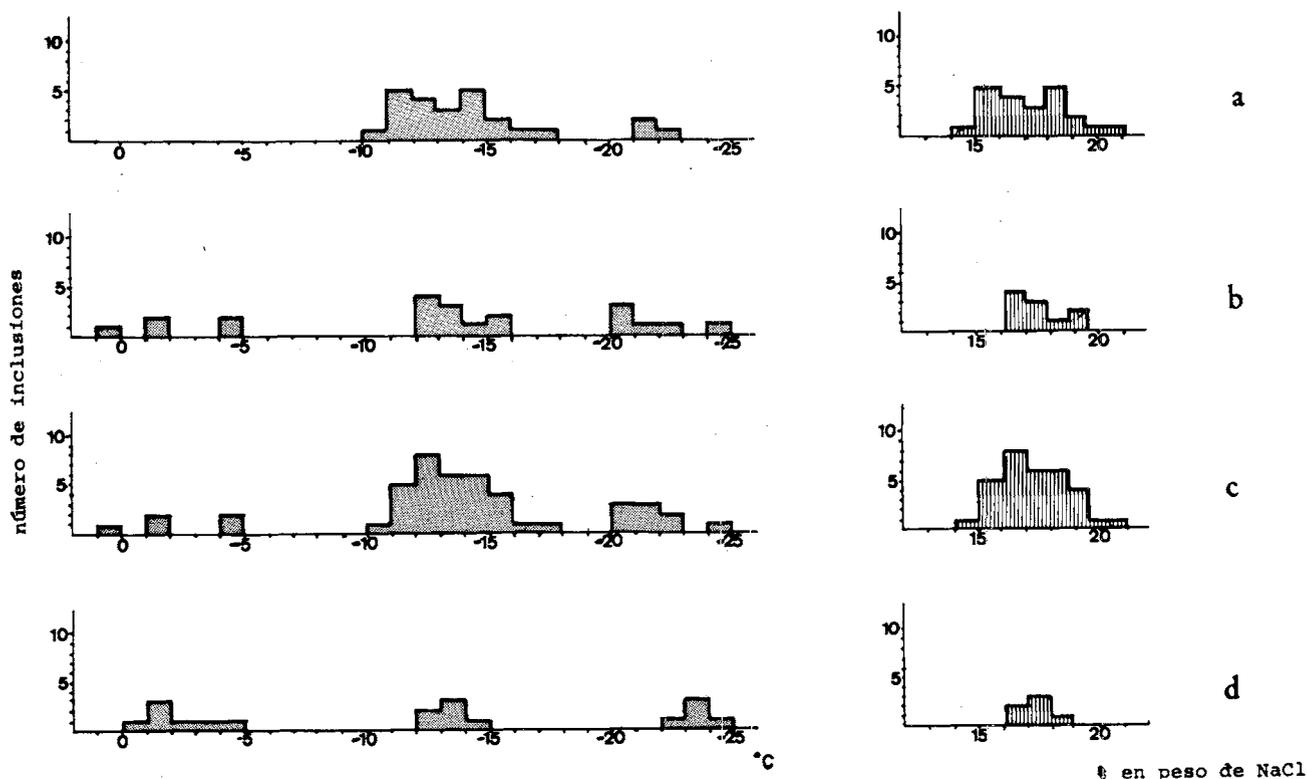


Fig. 3. Temperaturas de congelación de las disoluciones de las inclusiones fluidas de tipo I, y sus correspondientes salinidades: a) del cuarzo de TE; b) de la scheelita de TE; c) de ambos minerales considerados conjuntamente; d) del cuarzo de ST.

que la solución congela y se calienta lentamente. Durante este proceso de calentamiento se produce primero la coalescencia de los pequeños cristales de sólido, para formar otros mayores, fenómeno que se considerará más adelante. El proceso de calentamiento debe continuar hasta la fusión del último cristal de sólido, y esta temperatura debe considerarse como el punto de congelación de la solución. En la lámina 1-a, b, c, d, se puede observar el desarrollo fenomenológico de este proceso.

En la figura 3 se observan tres grupos diferentes de temperaturas de congelación en las inclusiones de tipo I de las dos localidades citadas: a) Un grupo de medidas muestra temperaturas de congelación por debajo de -21°C , punto eutéctico del sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$. Estas «sobresaturaciones» anómalas son debidas, probablemente a la presencia de otras sales en la solución, que se considerarán posteriormente. Estos puntos de congelación deben pues, desestimarse en el cálculo de salinidades.

b) El grupo de puntos de congelación más importante representan salinidades de alrededor de 16.5 % en peso de NaCl para las muestras de TE, y de 17.5 % en peso de NaCl para las de ST. Se observa, pues, una homogeneidad en la salinidad de las soluciones.

c) Las temperaturas de congelación por encima de -5°C se suponen relacionadas con las temperaturas de congelación del hidrato de CO_2 . Los cristales de este compuesto pueden permanecer estables hasta $+10^{\circ}\text{C}$ durante el proceso de calentamiento de la solución congelada. Este fenóme-

no solamente se ha observado en las inclusiones de tipo II, ricas en CO_2 , y no se presenta, en cambio, en las inclusiones de cuarzo drusiforme, sin inclusiones de tipo II. Este hecho parece apoyar la suposición de la existencia del hidrato de CO_2 .

Otras sales en solución

Durante el proceso de calentamiento de una solución congelada en una inclusión de tipo I se observa un reordenamiento de los cristales de sólido (lámina 1-b). A una determinada temperatura se produce la coalescencia de aquellos cristales para formar otros mayores. Esta temperatura se supone relacionada con el punto eutéctico del sistema que forma la solución. Para el sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ este eutéctico es de -21°C . La presencia de CaCl_2 en la solución hace decrecer la temperatura eutéctica, siendo ésta la única sal conocida en las soluciones de inclusiones fluidas naturales que puede producir este efecto.

De la figura 4 se deduce la presencia de cantidades variables de CaCl_2 en las inclusiones estudiadas. Las relaciones de fase del sistema se han resuelto todavía experimentalmente, por lo que no se ha podido calcular las cantidades exactas de CaCl_2 en las soluciones, solamente su presencia y concentración relativa (proporcional al descenso del eutéctico).

La presencia de CaCl_2 en las soluciones no es extraña, dado el emplazamiento de los filones en niveles calcáreos (TE) o en sus proximidades (ST). Las soluciones atrapadas



a



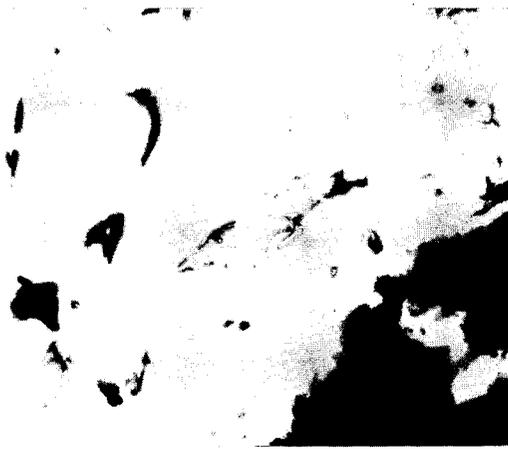
b



c



d



e



f

0 160μ

Lám. 1. Evolución de una inclusión de tipo I en un proceso de calentamiento progresivo desde la congelación: a) $-57.8\text{ }^{\circ}\text{C}$; b) $-36.0\text{ }^{\circ}\text{C}$: reordenamiento eutéctico; c) $-15.9\text{ }^{\circ}\text{C}$; d) $-14.7\text{ }^{\circ}\text{C}$: fusión del último cristal de sólido o punto de congelación; e) $+204.4\text{ }^{\circ}\text{C}$; f) $+207.4\text{ }^{\circ}\text{C}$: desaparición de la burbuja gaseosa o temperatura de homogeneización. Longitud mayor de la inclusión: 160μ .

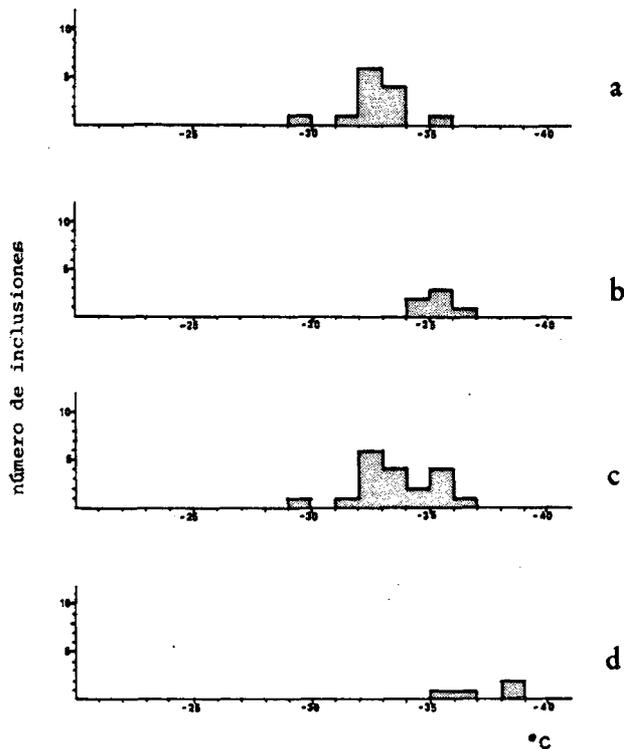


Fig. 4. Temperaturas eutécticas de los sistemas que componen las disoluciones de las inclusiones: a) en cuarzo de TE; b) en scheelita de TE; c) en ambos minerales considerados conjuntamente; d) en cuarzo de ST.

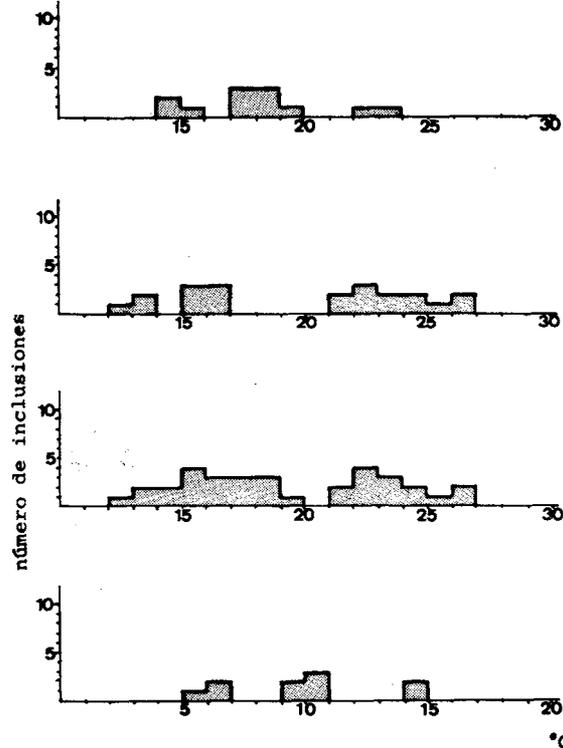


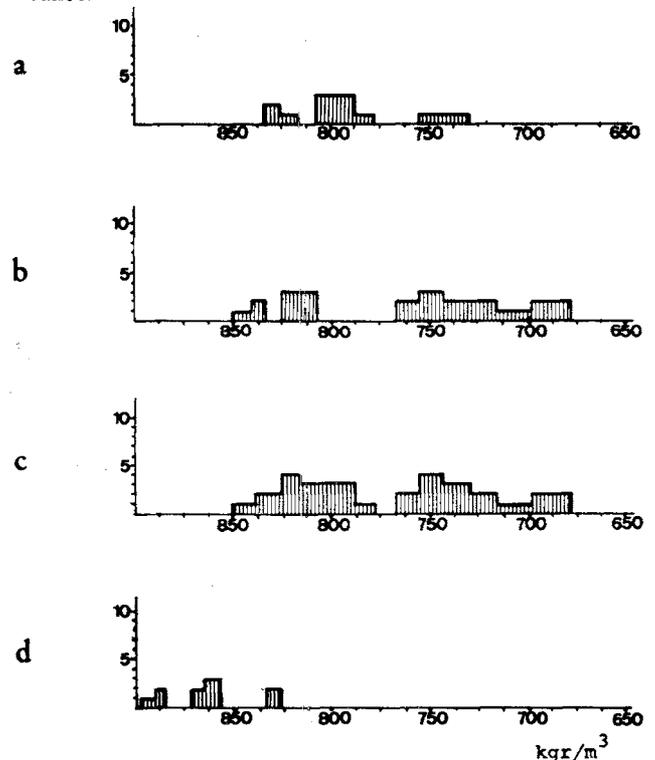
Fig. 5. Temperaturas de homogeneización a líquido de las fases de CO_2 de inclusiones de tipo II, y las densidades del CO_2 líquido original correspondiente: a) en cuarzo de TE; b) en scheelita de TE; c) en ambos minerales considerados conjuntamente; d) en cuarzo de ST.

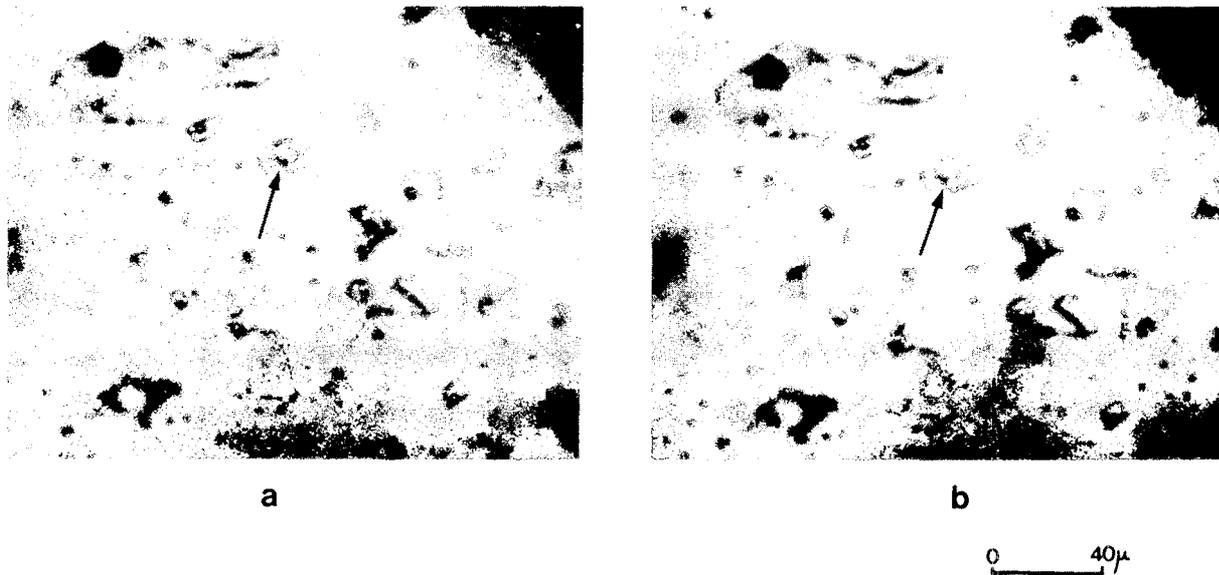
en los cristales de scheelita (CaWO_4) parecen estar enriquecidas en CaCl_2 respecto a las atrapadas en el cuarzo que parece cocrystalizado con ella, fenómeno quizá debido a reacciones parciales de las soluciones con el cristal que las contiene.

La densidad del CO_2 líquido

El calentamiento de las inclusiones de tipo II desde 0°C , provoca la homogeneización de las fases de CO_2 (líquido y gas), a una cierta temperatura inferior a $+31^\circ\text{C}$ (temperatura crítica del CO_2). La homogeneización puede tener lugar a la fase líquida o a la gaseosa. En todos los casos estudiados esta homogeneización se produjo a la fase líquida. La temperatura de homogeneización está relacionada con la densidad del fluido original, CO_2 líquido en este caso. Las relaciones cuantitativas se encuentran en Vukalovich y Altunin (1965). En la lámina 2 se observa el proceso de homogeneización a líquido de las fases de CO_2 del interior de la burbuja de una inclusión trifásica del tipo II.

En la figura 5 se observa una amplia variación de la densidad del CO_2 líquido original. Esta variación puede observarse incluso en inclusiones próximas dentro del mismo cristal. El ambiente de cristalización no correspondía, pues, a una cámara estable. Las inclusiones de la localidad TE muestran unos valores de densidades de CO_2 líquido más altos que los de ST, probablemente debido a que en la primera localidad los filones están emplazados directamente en rocas carbonatadas, mientras que en el segundo caso lo hacen en esquistos, a pesar de que los niveles calcáreos son cercanos.





Lám. 2. Homogeneización a líquido de las fases de CO_2 de la burbuja de una inclusión de tipo II: a) $0.0\text{ }^\circ\text{C}$; b) $+5.2\text{ }^\circ\text{C}$. Longitud mayor de la inclusión: 40μ .

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Aunque separadas por una distancia de unos 11 km, los filones de donde provienen las muestras analizadas se encuentran relacionados por paragénesis parecidas en los minerales metálicos. Esta relación se ha confirmado por la existencia, en las dos localidades, de dos tipos diferentes de inclusiones con morfología y comportamientos similares.

Esta homogeneidad en los tipos de inclusiones se confirma por pulsaciones similares en la salinidad teórica de alrededor del 17% en peso de NaCl , en las muestras de ambas localidades, así como por la existencia de CaCl_2 en las soluciones. Las concentraciones cuantitativas de CaCl_2 quedan pendientes de estudios experimentales en el sistema $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$. La cantidad relativa de CaCl_2 parece superior en las inclusiones atrapadas en scheelita, comparadas con las del cuarzo coexistente. La densidad del CO_2 líquido original es variable, pero parece afectada por la química de la roca encajante.

Las temperaturas mínimas de formación para los minerales de la localidad TE son de unos $+200\text{ }^\circ\text{C}$, y de unos $+160\text{ }^\circ\text{C}$ para el cuarzo de ST. Temperaturas bajas en conjunto, comparadas con las que cabría esperar para este tipo de depósitos. Dada la ausencia de un geobarómetro fiable no se ha podido estimar la presión de formación y por lo tanto tampoco la correspondiente corrección positiva de las temperaturas de homogeneización, para obtener las temperaturas reales de formación.

Según las correcciones de temperaturas de formación debidas a la presión en el momento de la cristalización y atrape de inclusiones (Potter, 1977), serían necesarias diferencias de presión del orden de 400 bares entre las localidades ST y TE para como mínimo igualar las temperaturas de formación de los minerales de ambas localidades. Aunque entra dentro de lo posible no existe ninguna observación que permita suponer diferencias tan considerables de presión entre ambas localidades, por lo que parece más lógico seguir considerando las temperaturas de formación del cuarzo y la scheelita

de la localidad TE superiores a las del cuarzo de la localidad ST, lo que indica que la zonación de temperaturas se encuentra invertida respecto al afloramiento más próximo de la intrusión granítica de Costabona. Esta anomalía podría atribuirse al hecho de que las mineralizaciones consideradas no se hallan relacionadas con la intrusión granítica, posibilidad que se ha descartado dada la relación de los filones respecto a las estructuras de deformación hercynianas, la zonación química de las mineralizaciones alrededor del granito y la presencia de scheelita en la localidad TE, mineral directamente relacionado con la intrusión granítica en el skarn de Costabona. Por lo tanto parece más probable atribuir esta anomalía en las temperaturas de formación de los minerales filonianos a la topografía en profundidad del plutón granítico, cuyo contacto subterráneo puede hallarse más próximo a la localidad TE que a la ST, lo que también explicaría la presencia única de scheelita (CaWO_4) en aquella localidad, situada a unos 20 km del skarn de Costabona.

BIBLIOGRAFÍA

- BRUMBY, G. y SHEPERD, T. J. (1976). — Simple preparation for fluid inclusions studies. *Min. Mag.*, 40: 647-8.
- CAVET, P. (1957). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Orientales françaises entre la Roussillon et l'Andorre. Thèse Toulouse. *Bull. Serv. Carte Geol. Fr.*, N: 254-55.
- I.G.M.E. (1974). — Mapa metalogenético de España, escala 1: 200.000. Hojas 24 (Berga) y 25 (Figuera). Madrid.
- POTTER, R. (1977). — Pressure Corrections for fluid-inclusions homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system $\text{NaCl-H}_2\text{O}$. *Jour. Research V. S. Geol. Survey*, 5: 603-607.
- ROEDDER, E. (1967). — Fluid inclusions as samples of ore fluids. in H. L. Barnes (Ed.): *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 12: 515-574. H. R. W. Inc., New York.
- SANTANACH, P. (1972). — Estudio tectónico del Paleozoico inferior del Pirineo entre la Cerdanya y el río Ter. Mem. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona. 328.
- VUKALOVICH, M. P. y ALTUNIN, V. V. (1965). — Teplofizicheskiye voystva dnuodisi ugleroda. *Atomizdat*, 7: 243-244.
- WEAST, R. C. (Ed.) (1971-1972). — *Handbook of Chemistry and Physics*. The Chemical Rubber Co., Ohio, U.S.A..

Recibido, noviembre 1979.