

## Geoquímica de fluidos de los depósitos epitermales del sureste del Distrito de Temascaltepec, Estado de México

**Antoni Camprubí**

Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México,  
Campus Juriquilla, Apartado Postal 1-742, 76001 Santiago de Querétaro, Qro.  
camprubi@geociencias.unam.mx

### RESUMEN

*En el presente estudio se trata de relacionar genéticamente los diferentes conjuntos de filones epitermales del distrito minero de Temascaltepec mediante las características de los fluidos mineralizantes de los mismos, contenidos en inclusiones fluidas, y la geoquímica de isótopos estables y de los volátiles contenidos en inclusiones fluidas. El distrito de Temascaltepec está situado a 150 km al suroeste de la Ciudad de México, en el Estado de México, y contiene numerosas vetas de Ag–Au del tipo epitermal de baja sulfuración. En este distrito se hallan tres zonas principales con mineralizaciones epitermales, de NW a SE: (1) El Coloso, (2) La Guitarra, con continuidad lateral desde El Coloso, y (3) Mina de Agua, comprendiendo más de 50 filones conocidos, con rumbo NW–SE predominante. Estos tres sistemas de vetas están encajonados en tres unidades litológicas distintas: rocas volcánicas del Eoceno, cuarzomonzonita del Paleoceno, y rocas metamórficas pre–Albienses, respectivamente.*

*Los depósitos epitermales del distrito de Temascaltepec están relacionados con la actividad hidrotermal asociada al termalismo derivado de las manifestaciones volcánicas y sub–volcánicas de la Sierra Madre del Sur. La falla del Río Temascaltepec divide el conjunto de depósitos epitermales del distrito en dos bloques desplazados verticalmente, si bien se supone que dicho conjunto tuvo originalmente continuidad desde la zona de El Coloso hasta Mina de Agua. El sector de Mina de Agua representa la porción ascendida y de formación más profunda en el conjunto de depósitos epitermales del distrito. Los filones epitermales del sistema Mina de Agua se hallan en su mayoría encajados en la unidad Esquisto Taxco. Se han analizado las inclusiones fluidas en muestras de cuarzo de la mineralización principal, y calcita de la mineralización más tardía de los filones Socorro y San Bernabé.*

*En el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas se obtuvieron temperaturas de homogeneización (Th) entre 60 y 271°C. Las salinidades calculadas varían entre 2.0 y 5.5 wt.% NaCl equiv. El rango de variación de Th en Mina de Agua es similar al hallado en La Guitarra, aunque los promedios de Th obtenidos en Mina de Agua para cada muestra son sensiblemente mayores. No se aprecian diferencias, en cuanto a las características físico–químicas de los fluidos, entre las muestras tomadas de segmentos de los filones con contenidos económicos de plata y las de segmentos estériles. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$  (–0.6‰ en cuarzo y –1.6‰ en calcita),  $\delta\text{D}$  (–48 y –53‰ en cuarzo) y (–9.7‰ en calcita) sugieren que, aun cuando no puede descartarse una componente de fluidos magmáticos en las muestras procedentes de la mineralización principal, la influencia de las aguas meteóricas es mayor en Mina de Agua que en La Guitarra, si bien los datos obtenidos tanto en los filones de la parte SE del distrito como en La Guitarra y El Coloso son similares. La relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70677) obtenida en una muestra de calcita tardía indica la existencia de una componente mantélica, posiblemente derivada de la lixiviación de las rocas magmáticas encajonantes por aguas meteóricas. Mediante el análisis espectrométrico de volátiles en inclusiones fluidas se aprecian relaciones  $\text{N}_2/\text{Ar}$  de hasta 739 y otras relaciones entre gases que ponen de manifiesto la presencia de fluidos magmáticos, aguas meteóricas de circulación profunda y aguas meteóricas superficiales*

como fluidos mineralizantes. Esta conclusión es equivalente a la obtenida mediante el estudio de isótopos estables. Las distintas relaciones entre Ag, Au y metales de base en la zona de La Guitarra–El Coloso y Mina de Agua, la diferencia de altitud entre ambas zonas, la existencia de la falla normal del Río Temascaltepec, y la naturaleza de sus inclusiones fluidas, es compatible con la idea que el sistema Mina de Agua representa la parte más profunda de todo el conjunto, con lo que es muy probable que ambas zonas con filones epitermales se formaran sincrónicamente como resultado de un mismo sistema hidrotermal.

**Palabras Clave:** Temascaltepec, filones, epitermal, baja sulfuración, inclusiones fluidas, isótopos estables, análisis espectrométricos de gases.

### ABSTRACT

*This study is focused on the genetic relationship between different zones containing epithermal veins in the Temascaltepec mining district. For this purpose, the characteristics of their respective mineralizing fluids contained in fluid inclusions, stable isotope geochemistry, and spectrometric volatile analyses of fluid inclusions were used. The Temascaltepec district is located 150 km south-east of Mexico City, in Mexico state, and is constituted by several Ag–Au bearing low–sulfidation epithermal veins. In this area, three main vein sets occur from NW to SE: (1) El Coloso, (2) La Guitarra, which laterally connects to El Coloso, and (3) Mina de Agua, comprising over 50 known veins with dominant NW–SE orientation. These three vein sets are hosted by three different lithologic units: Eocene volcanic rocks, Paleocene monzogranites, and pre–Albian metamorphic rocks, respectively.*

*The epithermal veins from the Temascaltepec district were mineralized during hydrothermal activity associated with the thermal manifestations of late volcanism and sub–volcanic intrusions of the Sierra Madre del Sur. The Temascaltepec River normal fault divided the ensemble of epithermal veins into two vertically displaced blocks, although it is assumed an original lateral continuity of the veins from the El Coloso zone until the Mina de Agua area. The latter represents the uplifted block, formed at a greater depth than the rest of epithermal veins in the district. The veins of the Mina de Agua sector are mostly hosted in the Taxco Schists unit. The fluid inclusion microthermometric analyses were done on quartz samples from the main mineralization events, and calcite samples from the last mineralization stage of Socorro and San Bernabé veins. Temperature and salinity of mineralizing fluids range from 60 to 271°C and 2.0 y 5.5 wt.% NaCl equiv respectively. The temperature variation found in the Mina de Agua sector is similar to that found in the La Guitarra deposit, although the mean temperature values for each sample from the Mina de Agua sector are significantly higher. No differences on physico–chemical characteristics are found between Ag–bearing and barren segments of the veins.  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  values are  $-0.6\text{‰}$  in quartz and  $-1.6\text{‰}$  in calcite; and  $\delta\text{D}_{\text{water}}$  values are  $-48$  and  $-53\text{‰}$  in quartz, and  $-9.7\text{‰}$  in calcite. These values are similar to those obtained in the La Guitarra–El Coloso ensemble and suggest that the meteoric water content in the main mineralization events is greater in the Mina de Agua deposits than in the La Guitarra deposit but magmatic fluids may also be present. The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  value (0.70677) obtained from a calcite sample from the last mineralization event indicates a mantle influence that can be possibly derived from leaching of the magmatic host rocks by meteoric waters that had some degree of deep circulation. The spectrometric analyses of volatiles contained in fluid inclusions shows  $\text{N}_2/\text{Ar}$  ratios up to 739, and  $\text{N}_2\text{--He--Ar}$  and  $\text{N}_2\text{--CH}_4\text{--Ar}$  relations that indicate the occurrence of magmatic fluids, deep–circulated meteoric fluids and fresh meteoric waters as main mineralizing fluids. This conclusion is equivalent to that obtained through the stable isotope study. The distinct ratios between Ag, Au and base metals found in the veins from the La Guitarra–El Coloso ensemble, and from the Mina de Agua sector (higher in Au and base metals, respectively), the difference in topographic level of both areas, the occurrence of the Temascaltepec River normal fault between them, and the physico–chemical characteristics of mineralizing fluids, are compatible with a deeper formation of the veins in the Mina de Agua area than the rest of epithermal veins of the district. This in turn implies that epithermal veins from both the Mina de Agua sector and the La Guitarra–El Coloso ensemble were likely formed at the same time as a result of a single hydrothermal system.*

**Keywords:** Temascaltepec, epithermal, veins, low sulfuración, fluid inclusions, stable isotopes, spectrometric gas analyses.

**INTRODUCCIÓN**

El distrito minero de Temascaltepec, situado a 150 km al suroeste de la Ciudad de México en el Estado de México (Figura 1), contiene numerosas vetas de Ag–Au del tipo epitermal de baja sulfuración. Este distrito se encuentra en la porción sur–oriental de un amplio cinturón de depósitos epitermales polimetálicos con dirección norte–noroeste (Damon *et al.*, 1981; Clark *et al.*, 1982; Camprubí *et al.*, 1999), que incluye distritos mineros como los de Taxco, Guanajuato, Pachuca–Real del Monte, Zacatecas, Sombrerete y Fresnillo. En áreas cercanas como Sultepec, Amatepec y Miahuatlán–Ixtapan del Oro, se hallan otros depósitos de características similares encajonados en secciones estratigráficas análogas, todos ellos previamente estudiados a nivel

regional por González-Partida (1981).

En el distrito de Temascaltepec se localizan tres zonas principales con mineralizaciones epitermales, de NW a SE: 1) El Coloso, 2) La Guitarra, y 3) Mina de Agua. A pesar de que estos tres sistemas de vetas están encajonados en tres unidades litológicas distintas, es posible que se formaran a partir de un único sistema hidrotermal mayor. De acuerdo con el modelo de depósitos epitermales de baja sulfuración de Buchanan (1981) y su anatomía, estas tres zonas podrían corresponder, respectivamente, a la porción superior (Au>Ag), media (Ag>Au), e inferior (rica en metales de base) de dicho modelo. Estas relaciones de metales se han definido a partir de las leyes obtenidas en los estudios geoquímicos de exploración inéditos de Luismin S.A. de C.V. en los depósitos epitermales del distrito de Temascaltepec

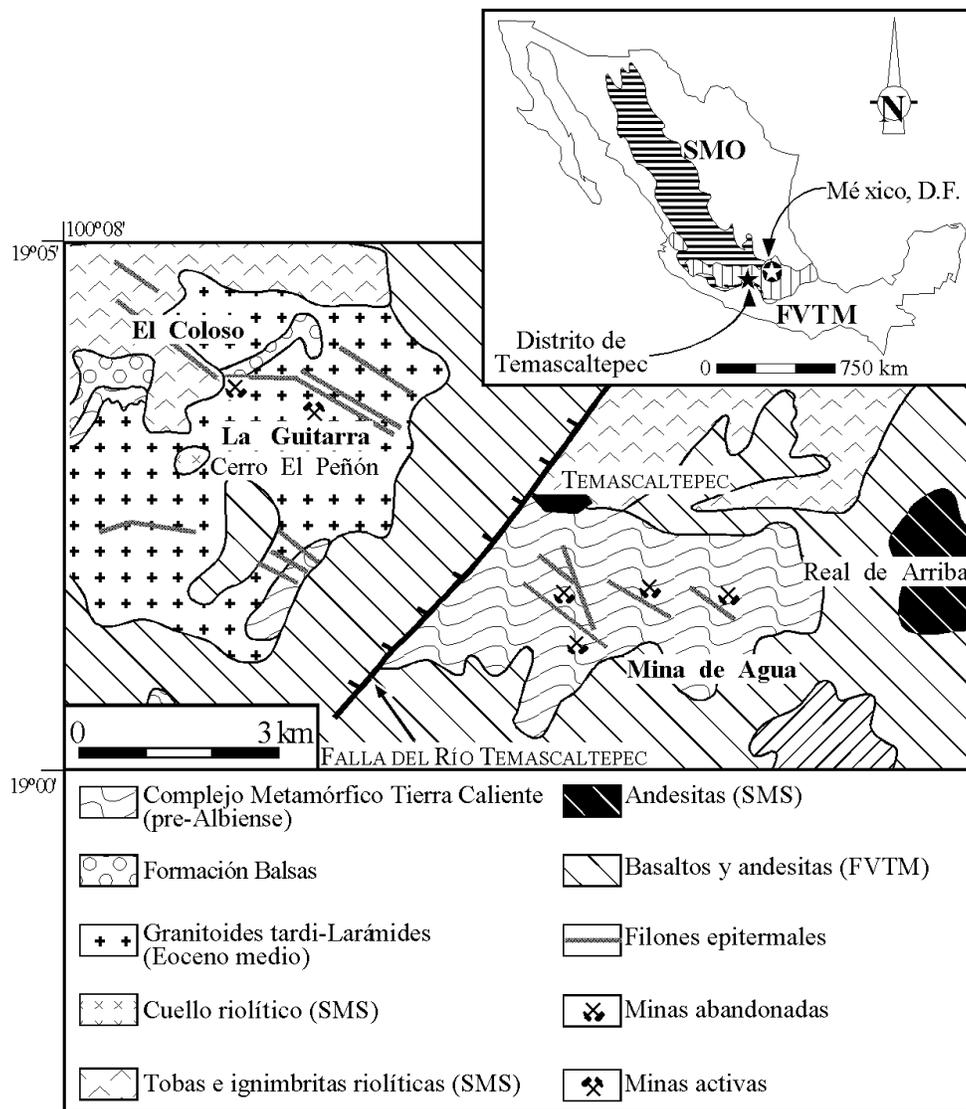


Figura 1. Mapa geológico del Distrito de Temascaltepec (modificado de Bernal *et al.* 1980, y González-Partida 1981). Abreviaciones: SMO = Sierra Madre Occidental, SMS = Sierra Madre del Sur, FVTM = Faja volcánica Trans-Mexicana.

(R. Mireles y R. Torres, comunicación personal).

El inicio de la actividad minera en el distrito de Temascaltepec se remonta al año 1555, concentrándose fundamentalmente en el área de Mina de Agua y Real de Arriba. La compañía American Rincon Mining Company explotó el área desde 1810 hasta 1940. En 1972, la Compañía Tormes S.A. exploró la zona de La Guitarra, y en 1980 la Compañía Fresnillo S.A. de C.V. realizó en la misma un extenso programa de barrenación. Durante el mismo año, se formó la Compañía Minera Arauco, que contrató la mina Guitarra al Grupo Peñoles S.A. de C.V. En 1993 la compañía minera Luismin S.A. de C.V. adquirió la Cía. Minera Arauco, inició un extenso programa de exploración a nivel de distrito, y retomó la producción en la mina La Guitarra.

El sistema Mina de Agua plantea algunas cuestiones de interés en cuanto a la génesis de todo el conjunto de filones epitermales de baja sulfuración comprendidos en el distrito minero de Temascaltepec. En primer lugar, las evaluaciones económicas realizadas en el área destacan que, en comparación con el sistema La Guitarra, se trata de filones con pobres contenidos en oro y altos contenidos en metales base y plata: 18–848 ppm Ag, 0.01–0.5 ppm Au, 3.5 ppm Au de forma muy excepcional en la zona de Real de Arriba, 3.4% Cu y 3.1–25% Zn, en ensayos puntuales sobre diversos filones (Bernal *et al.*, 1980; R. Mireles, comunicación personal). En segundo lugar, el movimiento de la falla normal del Río Temascaltepec provoca la separación de los filones del distrito en dos bloques, de tal forma que el bloque dentro del cual se halla el sistema Mina de Agua se encuentra levantado con respecto al que incluye el sistema La Guitarra y la zona de El Coloso–San José Potrerillos. Así, de acuerdo con este último factor estructural y con la zonación de metales en función de la altura que se encuentra típicamente en los depósitos epitermales de baja sulfuración (Buchanan, 1981; Panteleyev, 1988; Bonham, 1989; entre otros), puede al menos sospecharse que los filones del sistema Mina de Agua se formaron a mayor profundidad que el conjunto La Guitarra–El Coloso. Sin embargo, no se sabe si realmente hubo una continuidad lateral entre estos sistemas o si su desarrollo es debido a eventos hidrotermales diacrónicos. Ambos sistemas se emplazaron posiblemente durante el mismo segmento temporal, alrededor de 33.3 Ma, según las edades obtenidas en La Guitarra (Camprubí *et al.*, en prensa). Por todo ello, se ha realizado un estudio preliminar de la geoquímica de los fluidos relacionados con este sistema, a título comparativo con los datos obtenidos del conjunto La Guitarra–El Coloso (Camprubí *et al.*, 2001a, 2001b).

### Geología de la zona

Los depósitos epitermales del distrito de Temascaltepec están relacionados con la actividad hidrotermal asociada a manifestaciones volcánicas y sub-volcánicas

tardías de la Sierra Madre del Sur (SMS). En esta zona, las rocas volcánicas ácidas–intermedias de la SMS se encuentran parcialmente cubiertas por las rocas de la Faja Volcánica Trans–Mexicana (FVTM). La estratigrafía local (Figuras 1 y 2) comprende:

1) El Esquisto Taxco del complejo metamórfico Tierra Caliente (Tolson, 1993), que consiste en pizarras negras, filitas y esquistos (facies de esquistos verdes), localmente contienen depósitos de sulfuros masivos, de edad pre–Albiense (García-Rodríguez, 1982), y se encuentran circunscritos a la unidad acrecional del Terreno Guerrero. Para este complejo metamórfico, Colorado-Liévano (1979) y García-Rodríguez (1982) estimaron un grosor mínimo de 1,000 m. El Complejo Arteaga, al sur de Michoacán, cuyas características geoquímicas corresponden a las de los basaltos de dorsal centro–oceánica (Centeno-García *et al.*, 1993), podría constituir la base estratigráfica de este terreno. Estas rocas fueron afectadas por metamorfismo regional de bajo grado y fueron deformadas durante la orogenia Larámide (Cretácico superior–Eoceno).

2) La Formación Balsas es una molasa sin-Larámide (Eoceno a Oligoceno inferior; López-Ramos, 1979) depositada de forma discordante sobre el complejo metamórfico Tierra Caliente. Su edad y características sedimentarias son similares a las del Conglomerado Guanajuato en el distrito minero de Guanajuato (Clark, 1986), la Formación El Morro en el distrito de Pachuca–Real del Monte (Geyne *et al.*, 1963), la Formación Ahuichila de los distritos de Colorada y Sombrerete (Albinson, 1988), la Formación Fresnillo en el distrito de Fresnillo (Albinson, 1988; Gemmell *et al.*, 1988), y al Conglomerado Rojo en el distrito de Zacatecas (Ponce y Clark, 1988). En el distrito de Temascaltepec, la Formación Balsas data probablemente del Eoceno inferior.

3) Un stock granítico clasificado como cuarzo–monzonita biotítica (Colorado-Liévano, 1979; González-Partida, 1981), con diques porfíricos y leucograníticos asociados, de afinidad calcoalcalina, emplazado al final de la orogenia Larámide durante el Eoceno medio. Esta cuarzomonzonita biotítica contiene cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales esenciales, y zircón y apatita como accesorios.

4) Riolitas, ignimbritas, tobas riolíticas y andesitas de la Sierra Madre del Sur (SMS), con edades entre el Eoceno superior y el Oligoceno (Mooser, 1972; McDowell y Clabaugh, 1981), que se depositaron tras un período de exhumación y erosión. En la zona de estudio, el grosor de esta unidad volcánica calcoalcalina es de alrededor de 350 m. En esta unidad se incluye un cuello riolítico (Cerro El Peñón), datado en  $34.87 \pm 0.15$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ; Blatter *et al.*, 2001), con diques riolíticos asociados con carácter radial y no radial se emplazan en el conjunto de ignimbritas y tobas. Otra unidad volcánica de la SMS presente en el distrito de Temascaltepec, formada por andesitas augíticas de hasta 300 m de grosor (García-Rodríguez, 1982), se encuentra en la base de la unidad ignimbrítica–riolítica (Mooser, 1972).

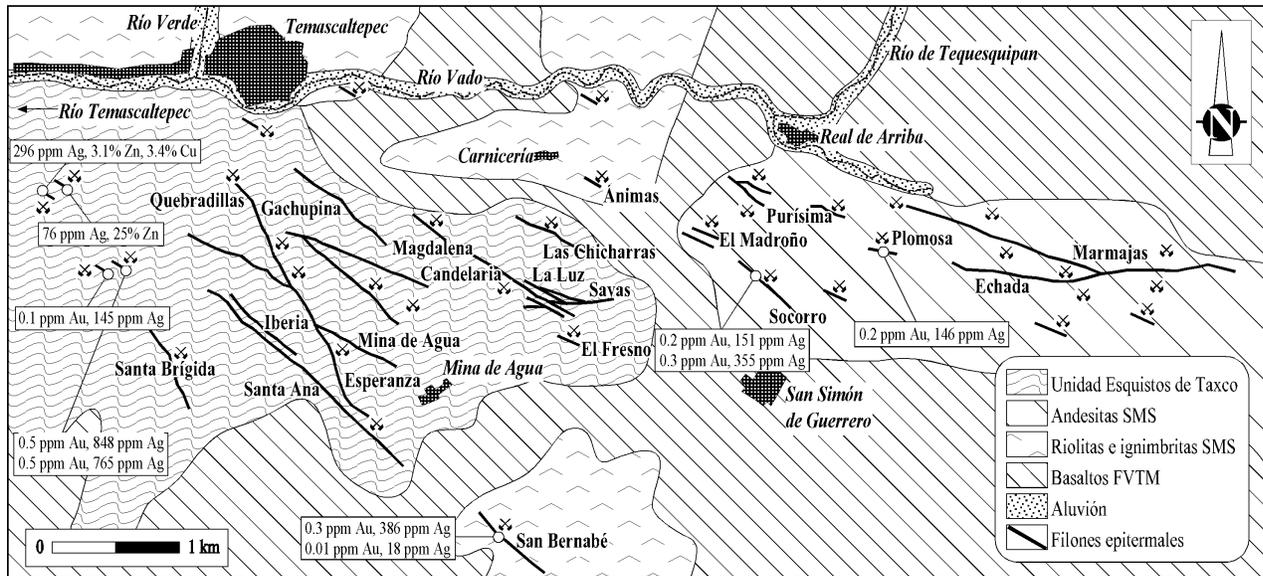


Figura 2. Cartografía geológica, comprendiendo la localización de los filones epitermales conocidos, de la zona sureste del distrito minero de Temascaltepec. Modificada de Cárdenas y Martínez (1947), Vivanco *et al.* (1979) y Bernal *et al.* (1980). Las leyes de metales se obtuvieron de Bernal *et al.* (1980) o facilitadas por R. Mireles (comunicación personal).

5) Basaltos y andesitas de la FVTM, con edades del Mioceno superior al Reciente. Estos flujos se produjeron a partir de centros volcánicos monogenéticos relacionados con fallamiento extensional (Demant, 1978). El Río Temascaltepec transcurre a lo largo de una de estas fallas, que es una de las estructuras tectónicas más importantes de la zona.

La falla del Río Temascaltepec divide el conjunto de depósitos epitermales del distrito en dos bloques desplazados verticalmente, si bien se supone que dicho conjunto tuvo originalmente continuidad desde la zona de El Coloso hasta Mina de Agua. El sector de Mina de Agua representa el bloque levantado y de formación más profunda en el conjunto de depósitos epitermales del distrito, mientras que el sector de El Coloso-La Guitarra representa el bloque hundido, de formación más somera de los depósitos.

Los filones epitermales del sistema Mina de Agua se hallan en su mayoría encajados en la unidad Esquisto Taxco (Figuras 1 y 2), dentro del complejo metamórfico de Tierra Caliente, de edad pre-Albiense (probablemente Jurásico Superior o Cretácico Inferior; De Cserna y Fries, 1981; García-Rodríguez, 1982). En el extremo oriental del distrito, en la zona de Real de Arriba, los filones están encajados en la serie andesítica de la Sierra Madre del Sur (Cárdenas y Martínez-Pérez, 1947; Vivanco *et al.*, 1979; Bernal *et al.*, 1980), que representa la unidad litológica más temprana de dicho vulcanismo (Mooser, 1972; McDowell y Clabaugh, 1981).

Cárdenas y Martínez-Pérez (1947) y Bernal *et al.* (1980) documentaron la presencia de más de 30 filones en la zona sureste del distrito de Temascaltepec. Al igual

que el conjunto La Guitarra y El Coloso, los filones de la zona de Mina de Agua están relacionados con fracturas de dirección W-E a NW-SE, con longitudes máximas reconocidas de más de 2 km (Figura 2) y hasta más de 7 m de potencia (Cárdenas y Martínez-Pérez, 1947). En el presente estudio, se ha realizado el reconocimiento en superficie de los filones Santa Ana, Iberia y Mina de Agua y, en interior de mina, de los filones San Bernabé y Socorro.

## Mineralogía

Según Cárdenas y Martínez-Pérez (1947) y García-Rodríguez (1982), los minerales metálicos contenidos en los filones epitermales de la zona de Mina de Agua y Real de Arriba son argentita, proustita-pirargirita, galena argentífera, esfalerita, calcopirita, estibina, sulfosales de Ag-Pb sin especificar, plata nativa y, muy localmente, oro nativo. Sin embargo, en base al muestreo efectuado en este estudio, sumamente limitado por la antigüedad de las explotaciones, no se han podido reconocer las menas portadoras de plata. Únicamente se ha reconocido ópticamente una asociación de minerales de cobre en el filón Socorro, con bornita, calcosina, covelina, pirita, calcopirita, malaquita, idaita y digenita (de mayor a menor abundancia relativa), con cuarzo y calcita como minerales de ganga. La asociación primaria consiste en cuarzo, pirita, bornita, calcopirita y calcita, siendo los demás minerales resultado de alteración supergénica. No se ha observado la mineralogía de alteración hidrotermal, debido a las limitaciones del muestreo efectuado y a la

intensa alteración supergénica desarrollada en la zona. Solamente en el filón San Bernabé se ha observado una silicificación de orden hemimétrico de las rocas encajonantes, en contacto con el cuerpo mineralizado. Cárdenas y Martínez-Pérez (1947) y García-Rodríguez (1982) citan cuarzo, sericita, clorita, pirita, caolinita y calcita como minerales de alteración epigenética en la zona, lo cual sugiere la existencia de aureolas de alteración similares a las de La Guitarra (Camprubí *et al.*, 2001a). Puesto que este estudio está dedicado principalmente a la posible relación genética entre los diversos depósitos epitermales del distrito de Temascaltepec, no se insistirá en la mineralogía del sistema que nos ocupa, que será objeto de investigaciones futuras.

A partir de las muestras disponibles, se ha realizado un estudio microtermométrico de inclusiones fluidas, de isótopos estables de O, H y C, y análisis de los volátiles contenidos en inclusiones fluidas, detallado a continuación.

#### MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS

Se han analizado las inclusiones fluidas en muestras de cuarzo de la mineralización principal y de calcita de la mineralización tardía, de los filones Socorro y San Bernabé. Los datos de inclusiones fluidas se obtuvieron a partir de 5 láminas delgadas doblemente pulidas (de 100 a 150  $\mu\text{m}$  de grosor) de cristales de cuarzo euhedrales a subhedrales cuyo tamaño varía entre 1 mm y 5 cm. Asimismo, las muestras de calcita se han obtenido por exfoliación mecánica directa. Para este estudio, únicamente se han utilizado inclusiones en minerales sin evidencia alguna de recristalización, conforme a las observaciones de Roedder (1984), Bodnar *et al.* (1985), Sander y Black (1988), y Dong *et al.* (1995). Por lo tanto, las inclusiones fluidas en cuarzo se han analizado únicamente en cristales de tamaño medio a grande.

En las muestras analizadas de la zona de Mina de Agua se recabaron datos microtermométricos de inclusiones fluidas de los filones San Bernabé (muestras BR y TBER) y Socorro (muestras SO) para la caracterización en términos de su evolución espacial y, si cabe, temporal. Las muestras fueron tomadas en interior de mina y a partir de núcleos de sondeos, correspondientes a diferentes profundidades. Éstas son cinco muestras de cuarzo del único estadio de mineralización reconocido y una muestra de calcita procedente de vetillas satélite del filón Socorro. La muestra TBER8-1 corresponde a una altura de 1,970 m sobre el nivel del mar, y fue tomada de un segmento del filón con un contenido medio de 600 ppm de Ag y 0.01 ppm de Au. La muestra TBER8-2 corresponde a una altura de 1,990 m, de un segmento del filón con un contenido medio de 268 ppm de Ag y 0.1 ppm de Au (R. Mireles, comunicación personal, con base en análisis de núcleos de sondeos, efectuados en el año 1997 por Luismin S.A. de C.V.). Por lo tanto, ambas

pertenecen a zonas de mineralización económica del filón San Bernabé. La muestra SO96-1D corresponde a la zona mineralizada del filón Socorro. El resto de muestras analizadas (BR96-1, BR96-2A y SO96-3) provienen de zonas estériles de ambos filones. Los cuerpos de cuarzo suelen tener un carácter masivo, localmente bandeados, y sus últimas manifestaciones consisten en cavidades drúsicas con cristales de cuarzo de orden centimétrico. Todas las muestras de cuarzo en las que se han obtenido datos de inclusiones fluidas corresponden a cavidades drúsicas. El estadio de mineralización principal de los filones de este sistema es similar a la fase II del sistema La Guitarra.

Se encontraron inclusiones de carácter primario, pseudosecundario y secundario, todas ellas dominadas por líquido (baja relación vapor/líquido) y sin precipitación de minerales hijos en su interior. Todas las inclusiones son bifásicas a temperatura ambiente (líquido y vapor), con relaciones de vapor a líquido entre 0.05 y 0.15. Las inclusiones estudiadas tienen tamaños que varían generalmente entre 10–50  $\mu\text{m}$  y 50–150  $\mu\text{m}$  con un tamaño máximo de  $\sim 300 \mu\text{m}$ . Las inclusiones primarias se hallaron en zonas de crecimiento paralelas a caras de los cristales o bien, en los casos en que no pudieron identificarse zonas de crecimiento, como inclusiones aisladas o grupos de inclusiones aislados sin evidencias de fracturas selladas. Estas últimas se encuentran distribuidas aleatoriamente en los cristales, o bien se localizan en los núcleos de los mismos. Las inclusiones pseudosecundarias se encuentran distribuidas a lo largo de antiguas microfracturas selladas, pero truncadas por zonas de crecimiento más tardías de los cristales. Numerosas inclusiones primarias y pseudosecundarias presentan evidencias de estrangulamiento (*necking*) o de fuga de fluidos (*leakage*). Los fenómenos de estrangulamiento se manifiestan en grupos de inclusiones fluidas con un rango muy variable de la relación vapor/líquido. De dichas inclusiones sólo se obtuvieron temperaturas de fusión de hielo e hidrohalita; las inclusiones con signos de fuga de fluidos no fueron analizadas.

Los estudios microtermométricos se llevaron a cabo en una platina de calentamiento–enfriamiento Linkam THMS 600, cuya calibración muestra una precisión en las medidas de  $\pm 0.2^\circ\text{C}$  en ensayos de baja temperatura, y de  $\pm 2^\circ\text{C}$  en ensayos de alta temperatura. Los datos de inclusiones fluidas se obtuvieron a diferentes escalas de observación. Así, se realizaron estudios detallados de cristales individuales para determinar las variaciones temporales de temperatura y composición de los fluidos en períodos de tiempo relativamente cortos. Igualmente se obtuvieron datos de inclusiones fluidas de diferentes filones de la zona y de estadios de formación distintos, para determinar las variaciones temporales de la temperatura y la geoquímica de los fluidos durante la precipitación mineral, así como para determinar la existencia de diferencias en dichas variables en los filones muestreados. Los resultados obtenidos se exponen en las Tablas 1 y 2. Se obtuvieron temperaturas de fusión de

hielo en 206 inclusiones fluidas, de fusión de hidrohalita en 69, y de homogeneización en 195. Las temperaturas eutécticas generalmente se observan por debajo de  $-40^{\circ}\text{C}$ , muy parecidas a las halladas en La Guitarra (Camprubí *et al.*, 2001b), aunque son difícilmente determinables. Este hecho sugiere que, aunque el soluto dominante sea NaCl, la solución contiene una compleja asociación polisalina (Crawford, 1981; Davis *et al.*, 1990). La hidrohalita se identificó por su índice de refracción, más alto que el del hielo. Para confirmar la presencia de hidrohalita en ensayos de baja temperatura, se realizaron de forma regular varios ciclos de calentamiento–enfriamiento a bajas tasas de incremento de temperatura, para obtener la nucleación de monocristales de hidrohalita (ver Goldstein y Reynolds, 1994). Durante los ensayos de calentamiento, la homogeneización de los fluidos se produce siempre a la fase líquida, entre  $60$  y  $271^{\circ}\text{C}$ . Las salinidades fueron calculadas mediante las ecuaciones de Bodnar y Vityk (1994) para el sistema  $\text{H}_2\text{O}$ –NaCl, incluidas en el programa *MacFlinCor* de Brown y Hagemann (1994). Las salinidades calculadas varían entre 2.0 y 5.5 wt.% NaCl equiv. Dado que no se observó la presencia de clatratos durante los ensayos de baja temperatura, se deduce que el contenido en gases en los fluidos de las inclusiones analizadas no excede el 4.4 wt.%  $\text{CO}_2$  (Hedenquist y Henley, 1985).

#### DATOS MICROTERMOMÉTRICOS

Las temperaturas de homogeneización (Th) de inclusiones fluidas en cuarzo varían entre  $151$  y  $271^{\circ}\text{C}$ , y las salinidades entre 2.0 y 4.9 wt.% NaCl equiv. El rango de variación de Th en Mina de Agua es similar al hallado en La Guitarra (Camprubí *et al.*, 2001b), si bien los

promedios de Th obtenidos en Mina de Agua para cada muestra son sensiblemente mayores, entre  $207$  y  $245^{\circ}\text{C}$ . Las Th son muy parecidas, con independencia de la altura en el sistema de filones, siendo más elevadas en las muestras procedentes del filón San Bernabé que en las del filón Socorro (Figura 3). No se aprecian diferencias, en cuanto a las características físico–químicas de los fluidos, entre las muestras tomadas de segmentos de los filones con contenidos económicos de plata y las de segmentos estériles (Figura 4). A pesar de la escasa dispersión de los datos de Th y salinidad en las inclusiones fluidas en cuarzo, en comparación con los datos de La Guitarra (Camprubí *et al.*, 2001b), se aprecia una correlación positiva entre las dos variables.

Las temperaturas de homogeneización de inclusiones fluidas en calcita, de deposición más tardía que el cuarzo, varían entre  $60$  y  $236^{\circ}\text{C}$ , y las salinidades entre 2.8 y 5.5 wt.% NaCl equiv. En las vetas con calcita, la temperatura de homogeneización media es más baja ( $164^{\circ}\text{C}$ ) que en la fase de mineralización principal. La salinidad media, en cambio, se mantiene dentro del rango registrado en las muestras de cuarzo. Sin embargo, es notable la bimodalidad que presenta esta muestra (Figura 4), con un grupo de inclusiones con Th entre  $210$  y  $230^{\circ}\text{C}$  y  $T_{m_i}$  entre  $-2.6$  y  $-3.0^{\circ}\text{C}$  (comprendiendo un rango de Th similar al hallado en las inclusiones en cuarzo), y otro grupo con Th entre  $140$  y  $170^{\circ}\text{C}$  y  $T_{m_i}$  entre  $-1.6$  y  $-2.2^{\circ}\text{C}$ . La correlación positiva entre Th y salinidad, tanto en calcita como en cuarzo, sugiere la existencia de mezcla de fluidos como mecanismo para la precipitación mineral. Alternativamente, esta correlación podría relacionarse a la existencia de pulsos hidrotermales discretos de fluidos con mayor o menor influencia meteórica, sin necesidad de invocar una mezcla de fluidos cercana a la superficie. Ello implicaría

Tabla 1. Datos microtermométricos de inclusiones fluidas y composiciones isotópicas de O, H, C, y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en los filones epitermales del SE del distrito de Temascaltepec.

Muestra	Filón	Mineral	Rango de $T_{m_i}$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) máx./med./mín. (n)	Salinidad (% en peso de NaCl eq.)	Rango de Th ( $^{\circ}\text{C}$ ) mín./med./máx. (n)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{min}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$ (‰)	$\delta\text{D}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{cc}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
BR96-1	San Bernabé	cuarzo	-1.8 / -2.1 / -2.3 (34)	3.0 / 3.4 / 3.8	206 / 245 / 268 (30)	+8.5	-0.6	-53			
BR96-2A	San Bernabé	cuarzo	-1.6 / -1.9 / -2.2 (47)	2.6 / 3.1 / 3.6	208 / 231 / 270 (46)						
TBER8-1	San Bernabé	cuarzo	-1.2 / -2.1 / -3.0 (33)	2.0 / 3.4 / 4.9	204 / 230 / 261 (30)						
TBER8-2	San Bernabé	cuarzo	-1.4 / -2.0 / -2.4 (14)	2.3 / 3.3 / 3.9	206 / 237 / 271 (15)						
SO96-1D	Socorro	cuarzo	-1.5 / -1.9 / -2.4 (30)	2.4 / 3.1 / 3.9	151 / 207 / 271 (27)			-48			
SO96-3	Socorro	calcita	-1.7 / -2.0 / -3.4 (48)	2.8 / 3.3 / 5.5	60 / 164 / 236 (47)	+10.0	-1.6		-8.7	-9.7	0.70677

Notas:  $T_{m_i}$  = temperatura de fusión del hielo; Th = temperatura de homogeneización; min = mineral; cc = calcita; máx. = valor máximo; med. = valor promedio; mín. = valor mínimo; n = número de inclusiones analizadas. Entre paréntesis, número de inclusiones analizadas en cada caso; en negrita, valores promedio.

Tabla 2. Datos microtermométricos de inclusiones fluidas de los filones epitermales del SE del distrito de Temascaltepec.

Muestra	Mineral	Tipo	Promedio de T <sub>mh</sub> (°C)	Rango de T <sub>mi</sub> (°C) máx. / med. / mín. (n)	Rango de T <sub>h</sub> (°C) mín. / med. / máx. (n)	Grupos de inclusiones fluidas
<b>FILÓN SAN BERNABÉ</b>						
BR96-1	cuarzo	P	-21.1 (2)	-2.2 / <b>-2.3</b> / -2.3 (5)	251 / <b>261</b> / 268 (3)	Zona 1 (más interior en el cristal)
	cuarzo	P	-21.5 (3)	-2.0 / <b>-2.1</b> / -2.2 (7)	243 / <b>246</b> / 250 (6)	Zona 2
	cuarzo	P	-21.6 (7)	-1.8 / <b>-2.0</b> / -2.1 (11)	238 / <b>243</b> / 252 (10)	Zona 3
	cuarzo	PS	-20.9 (2)	-2.0 / <b>-2.1</b> / -2.2 (8)	206 / <b>240</b> / 254 (8)	Zona 4 (más exterior en el cristal)
	cuarzo	PS	-20.8 (2)	<b>-2.1</b> (3)	243 / <b>245</b> / 246 (3)	Zona interior
Zonas exteriores						
BR96-2A	cuarzo	P	-22.1 (5)	-1.6 / <b>-1.9</b> / -2.2 (11)	225 / <b>236</b> / 249 (10)	Zona interior del cristal 1
	cuarzo	P	-22.1 (6)	-1.7 / <b>-1.9</b> / -2.0 (12)	208 / <b>229</b> / 270 (12)	Zona exterior del cristal 1
	cuarzo	PS	-22.1 (1)	<b>-1.8</b> (4)	240 / <b>243</b> / 244 (4)	Zona interior del cristal 1
	cuarzo	P	-21.9 (2)	-1.7 / <b>-1.9</b> / -2.0 (7)	213 / <b>232</b> / 246 (7)	Zona interior del cristal 2
	cuarzo	P	-21.6 (4)	-1.6 / <b>-2.0</b> / -2.1 (13)	214 / <b>225</b> / 238 (13)	Zona exterior del cristal 2
TBER8-1	cuarzo	P	-23.3 (3)	-2.1 / <b>-2.5</b> / -2.7 (8)	224 / <b>229</b> / 237 (7)	Cristal 1
	cuarzo	P	-23.1 (4)	-1.2 / <b>-1.9</b> / -2.4 (12)	221 / <b>229</b> / 241 (12)	Cristal 2
	cuarzo	P	-22.8 (1)	<b>-2.0</b> (1)	<b>261</b> (1)	Cristal 3. Inclusión estrangulada?
	cuarzo	P	-22.7 (5)	-1.5 / <b>-1.9</b> / -2.5 (12)	204 / <b>228</b> / 257 (11)	Cristal 3
TBER8-2	cuarzo	P	-23.9 (1)	-2.0 / <b>-2.1</b> / -2.3 (5)	236 / <b>242</b> / 251 (5)	Cristal 1
	cuarzo	P	-23.8 (1)	-1.4 / <b>-1.8</b> / -2.2 (3)	255 / <b>261</b> / 271 (3)	Cristal 2
	cuarzo	P	-23.9 (1)	-1.7 / <b>-2.1</b> / -2.4 (7)	205 / <b>226</b> / 240 (7)	Cristal 3
<b>FILÓN SOCORRO</b>						
SO96-1D	cuarzo	P	-23.0 (1)	<b>-1.9</b> (1)	<b>270</b> (1)	Zona interior del cristal 1
	cuarzo	P	-22.6 (2)	-1.5 / <b>-1.8</b> / -1.9 (6)	179 / <b>208</b> / 238 (4)	Zona exterior del cristal 1
	cuarzo	P		<b>-1.8</b> (3)	198 / <b>206</b> / 212 (3)	Cristal 2
	cuarzo	P		-2.0 / <b>-2.3</b> / -2.4 (12)	207 / <b>217</b> / 238 (12)	Cristal 3
	cuarzo	P	-23.2 (3)	-1.6 / <b>-1.7</b> / -1.7 (7)	151 / <b>178</b> / 208 (6)	Zona interior del cristal 4
	cuarzo	PS	-22.6 (1)	<b>-1.6</b> (1)	<b>197</b> (1)	Zona exterior del cristal 4
SO96-3	calcita	P	-23.9 (5)	-1.9 / <b>-2.5</b> / -2.8 (12)	197 / <b>224</b> / 236 (11)	Cristal 1
	calcita	P	-23.5 (5)	-1.7 / <b>-1.7</b> / -1.8 (24)	153 / <b>165</b> / 168 (24)	Cristal 2
	calcita	P	-23.6 (1)	-1.9 / <b>-2.1</b> / -2.2 (5)	74 / <b>131</b> / 150 (5)	Cristal 3
	calcita	P	-23.7 (1)	<b>-3.4</b> (2)	69 / <b>81</b> / 94 (2)	Cristal 4
	calcita	P		-1.9 / <b>-1.9</b> / -2.0 (12)	60 / <b>77</b> / 148 (12)	Cristal 5

Notas: P = inclusiones primarias; PS = inclusiones pseudosecundarias; T<sub>mh</sub> = temperatura de fusión de la hidrohalita; otras abreviaturas como en Tabla 1. Entre paréntesis, número de inclusiones analizadas en cada caso; en negrita, valores promedio.

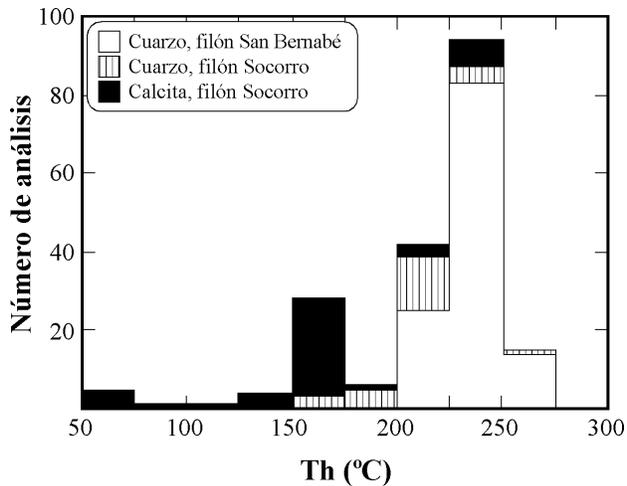


Figura 3. Histograma de las temperaturas de homogeneización obtenidas en inclusiones fluidas de los filones San Bernabé y Socorro. Nótese la homogeneidad de los datos procedentes del filón San Bernabé.

una creciente intervención de fluidos meteóricos de circulación profunda.

En las muestras de cuarzo del filón San Bernabé se midieron temperaturas de fusión de hidrohalita ( $T_{mh}$ ) de alrededor de  $-22^{\circ}\text{C}$  (ver Figura 5 y Tabla 2), lo que equivale a una relación  $\text{CaCl}_2/(\text{CaCl}_2+\text{NaCl}) < 0.02$ . En el filón Socorro se obtuvieron  $T_{mh}$  entre  $-23^{\circ}\text{C}$  (en cuarzo) y  $-23.7^{\circ}\text{C}$  (en calcita tardía), equivalentes a relaciones de  $\text{CaCl}_2/(\text{CaCl}_2+\text{NaCl})$  de 0.10 y 0.17, respectivamente, según el diagrama de fases ternario del sistema  $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$  de Oakes *et al.* (1990). Ello sugiere la existencia de una composición química diferente entre los dos filones estudiados.

## GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

### Procedimiento analítico

La relación  $\delta^{18}\text{O}$  fue obtenida en una muestra de cuarzo de la mineralización principal del filón San Bernabé. Los granos de cuarzo se separaron manualmente bajo microscopio binocular. Los análisis se realizaron en muestras de aproximadamente 1 mg mediante la técnica de extracción por láser aplicada a silicatos (Sharp, 1990). La composición isotópica se obtuvo con un espectrómetro de masas Finnigan Mat 251. La precisión del análisis es mejor que  $\pm 0.2\%$ . La composición isotópica del agua ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$ ) en coexistencia con el cuarzo se calculó mediante la ecuación de fraccionamiento de Matsuhisa *et al.* (1979) y el valor promedio de temperaturas de homogeneización de inclusiones fluidas (Tabla 1). En esta muestra también se analizó la composición isotópica de H ( $\delta\text{D}$ ) de los fluidos contenidos en inclusiones fluidas. La composición  $\delta\text{D}$  en los fluidos atrapados en inclusiones fue determinada en dos mues-

tras de cuarzo. Estas muestras fueron, en primer lugar, calentadas a  $150^{\circ}\text{C}$  durante 1 hora para eliminar el agua absorbida. Seguidamente, las inclusiones fluidas fueron decrepitadas calentando las muestras hasta  $450^{\circ}\text{C}$  durante 30 minutos. Para cada muestra, el agua extraída fue colectada en un tubo de Zn, que se selló herméticamente, y después se calentó a  $500^{\circ}\text{C}$  durante 30 minutos. Las composiciones isotópicas del hidrógeno se obtuvieron con un espectrómetro de masas Finnigan Mat 251. La precisión de los análisis es mejor que  $\pm 5\%$ . Los análisis de  $\delta\text{D}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  se realizaron en el *Laboratoire de Minéralogie et Géochimie, Université de Lausanne* (Suiza). Los isótopos de oxígeno e hidrógeno se muestran en la notación delta por mil respecto al estándar V-SMOW.

Las relaciones  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en calcita se obtuvieron a partir del  $\text{CO}_2$  desprendido en la reacción con ácido fosfórico, según el método convencional de McCrea (1950). El análisis se efectuó mediante un espectrómetro de masas Finnigan Mat delta-S, del *Servei de Geoquímica de la Universitat de Barcelona* (España). La  $\delta^{18}\text{O}$  del agua y la  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\text{H}_2\text{CO}_3$  en equilibrio con la calcita fueron calculadas a partir de las ecuaciones de O'Neil *et al.* (1969) y Ohmoto y Rye (1979), respectivamente, utilizando la temperatura de homogeneización media obtenida en inclusiones fluidas. Los valores resultantes están expresados en la notación delta por mil, respecto a los estándares V-SMOW para el oxígeno y PDB para el carbono.

La relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y la concentración de estroncio se obtuvieron mediante un espectrómetro de masas Finnigan Mat 261, disponible en el *Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University* (EE.UU.). La

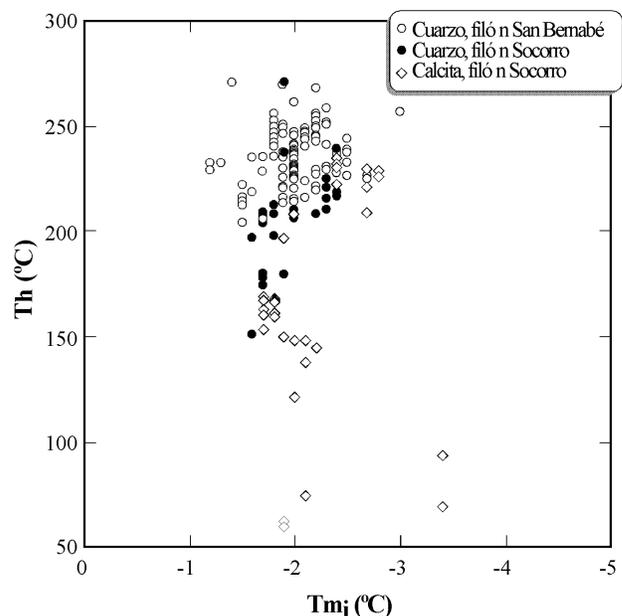


Figura 4. Correlación entre las temperaturas de fusión de hielo ( $T_{mi}$ ) y las temperaturas de homogeneización ( $T_h$ ) de todas las inclusiones fluidas analizadas en muestras de los filones San Bernabé y Socorro.

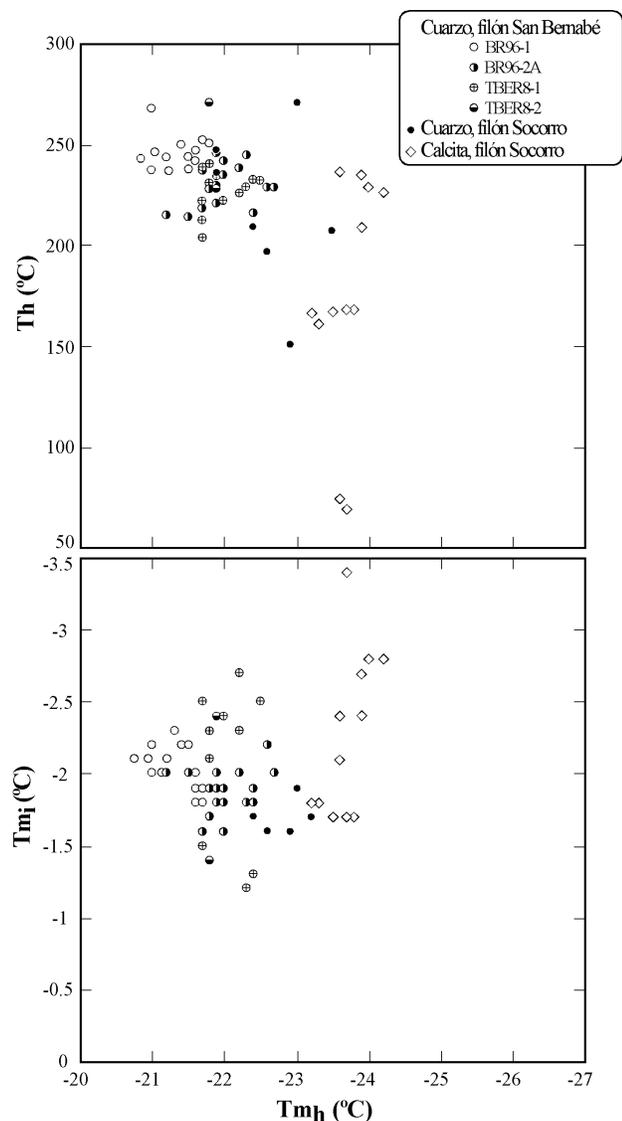


Figura 5. Correlación de las temperaturas de fusión de hidrohalita ( $T_{mh}$ ) con las de homogeneización (arriba) y de fusión de hielo (abajo), obtenidas en inclusiones fluidas de los filones San Bernabé y Socorro.

relación isotópica fue normalizada a  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  y al patrón NBS987 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7080$ ). La precisión analítica de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  es mejor que 0.00002. Los resultados obtenidos en los análisis isotópicos se muestran en la Tabla 1.

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$  ( $-0.6\text{‰}$  en cuarzo y  $-1.6\text{‰}$  en calcita),  $\delta\text{D}$  ( $-48$  y  $-53\text{‰}$  en cuarzo) y ( $-9.7\text{‰}$  en calcita) sugieren que, si bien no puede descartarse una componente de fluidos magmáticos en las muestras procedentes de la mineralización principal, la influencia de las aguas meteóricas es mayor que en La Guitarra (Camprubí *et al.*, 2001b). La correlación entre los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$  obtenidos es relativamente cercana a la registrada en el campo geotérmico de Los Humeros

(Figura 6), pero los datos obtenidos en el filón San Bernabé responden a una tendencia de mezcla entre fluidos de origen magmático (o equilibrados con rocas magmáticas) y aguas meteóricas. El valor de relación de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de la muestra de calcita SO96-3, de 0.70677, con un contenido total de estroncio de 579 ppm, indica la existencia de una componente mantélica. Esta componente puede deberse, bien a un aporte de fluidos magmáticos al sistema, o bien a la lixiviación de las rocas magmáticas encajonantes por aguas meteóricas. Teniendo en cuenta los datos de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$  de la misma muestra, la opción más probable es que la composición isotópica de estroncio haya sido adquirida de las andesitas o de la lixiviación de materiales ricos en materia orgánica (metasedimentos?) mediante la circulación de aguas meteóricas superficiales. Esta explicación concuerda con la presencia de vetas de calcita como fenómeno tardío respecto a las mineralizaciones principales, lo cual es común en depósitos epitermales de baja sulfuración, y generalmente se relaciona a la circulación de aguas meteóricas calentadas en profundidad.

## ANÁLISIS ESPECTROMÉTRICO DE VOLÁTILES EN INCLUSIONES FLUIDAS

### Fundamentos geológicos del método

Los fluidos mineralizantes pueden clasificarse según su diferente origen: fluidos magmáticos, aguas meteóricas de circulación profunda (o "evolucionadas"), salmueras de origen sedimentario y aguas meteóricas superficiales. Entre los fluidos magmáticos, también pueden distinguirse los fluidos procedentes de riolitas o basaltos de dorsal centro-oceánica. Cada uno de estos tipos de agua ocupa regiones características en un diagrama triangular  $\text{N}_2\text{-He-Ar}$  (Giggenbach, 1986; Giggenbach y Matsuo, 1991; Giggenbach y Glover, 1992; Norman y Musgrave, 1994), lo mismo que sus mezclas. Así, las aguas meteóricas que han experimentado una cierta circulación en profundidad tienen composiciones de gases que ocupan la región comprendida entre la composición de las aguas saturadas en aire y las corticales. Del mismo modo, las aguas meteóricas que han adquirido volátiles de un cuerpo intrusivo tendrán composiciones entre las de aguas saturadas en aire y las del campo de aguas magmáticas. Dado que las aguas meteóricas de circulación profunda (también denominadas aguas de cuenca, "evolucionadas", con contaminación cortical o "corticales") y los fluidos de origen riolítico y basáltico ocupan típicamente la misma región dentro del diagrama  $\text{N}_2\text{-He-Ar}$ , se hace necesario otro tipo de discriminación. Por este motivo, también se utiliza el diagrama  $\text{N}_2\text{-CH}_4\text{-Ar}$ , en el que la zona cercana al ápice de  $\text{CH}_4$  es ocupada únicamente por las aguas meteóricas de circulación profunda.

Las concentraciones relativas de  $\text{N}_2\text{-Ar-He}$  en muestras de gases de volcanes activos asociados a

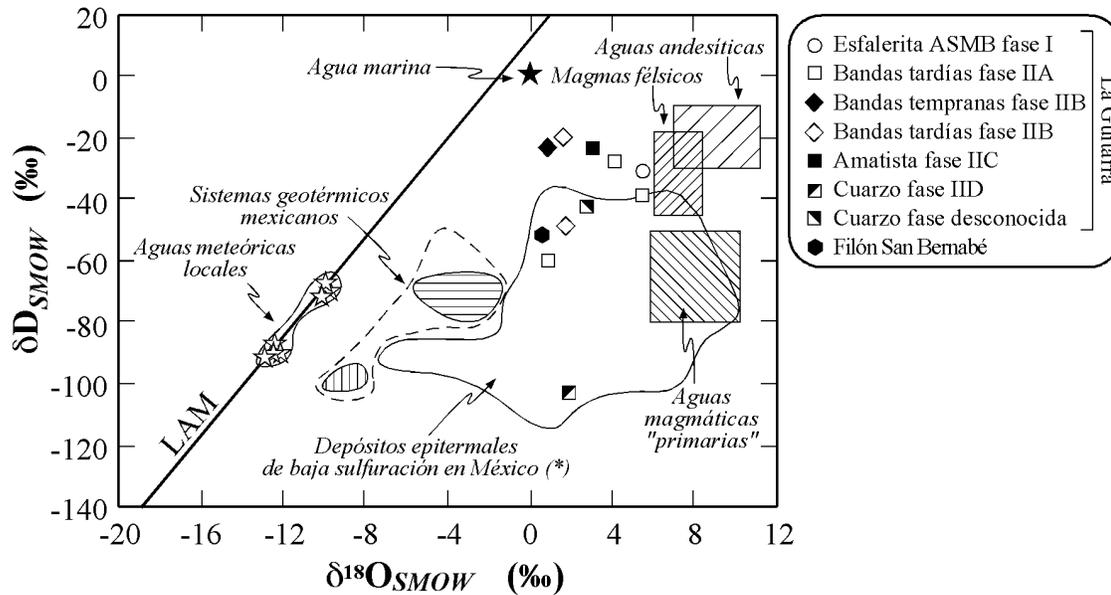


Figura 6. Diagrama de  $\delta D$  contra  $\delta^{18}O$  para las muestras analizadas en el sistema La Guitarra (tomado de Camprubí *et al.* 2001b) y el filón San Bernabé, al noroeste y al sureste de Temascaltepec, respectivamente. Los datos isotópicos obtenidos en muestras del filón San Bernabé están listados en la Tabla 1. Los análisis de la fase de mineralización "desconocida" provienen de González-Partida (1981). El área de las aguas magmáticas "primarias" se define a partir de Sheppard *et al.* (1969), Taylor (1974) y Sheppard (1986), el de los magmas félsicos a partir de Taylor (1992), y el de las aguas andesíticas a partir de Giggenbach (1992a y 1992b). El campo determinado por los análisis en otros depósitos epitermales de baja sulfuración mexicanos (\*) y el de las aguas meteóricas locales está adaptado de Albinson *et al.* (2001). El campo ocupado por los sistemas geotérmicos mexicanos (Los Humeros, Puebla, con líneas horizontales, y Cerro Prieto, Baja California Norte, con líneas verticales) está simplificado a partir de Albinson *et al.* (2001), a partir de Tello (1992) y Truesdell *et al.* (1978). (\*) Bacís, Colorado, Fresnillo, Maguarichic, Miahuatlán, Pachuca-Real del Monte, Palmarejo, Panuco, Providencia, San Martín, Sombretete y Sultepec (Rye, 1966; O'Neil y Silberman, 1974; González-Partida, 1981; Simmons *et al.*, 1988; Benton, 1991; Albinson *et al.*, 2001). LAM = línea de las aguas meteóricas.

*hot spots*, dorsales y márgenes convergentes de placa definen dos tendencias diferenciadas de mezcla entre aguas basálticas y andesíticas con aguas meteóricas (Giggenbach, 1992b). Las aguas andesíticas se caracterizan por valores de  $N_2/He$  entre 1,700 y 5,000, y las basálticas por valores entre 10 y 220 (Simmons, 1995). Los valores de  $He/Ar$  de los gases de origen basáltico y andesítico son cercanos al valor "mantélico",  $\sim 3$ . Las aguas meteóricas saturadas en aire, con relaciones  $N_2/Ar$  entre 36 y 50 que reflejan la influencia atmosférica ( $N_2/Ar = 84$ ) en la composición de los gases, suelen constituir el extremo tanto de las aguas basálticas como de las andesíticas. Los fluidos de recarga de un sistema hidrotermal activo pueden tener contenidos variables de aire, y los procesos de ebullición pueden alterar de alguna forma la relación  $N_2/Ar$ . Como ninguno de los tres gases considerados ( $N_2$ ,  $He$ ,  $Ar$ ) es reactivo dentro de los fluidos geotérmicos, sus concentraciones relativas pueden servir para complementar las relaciones isotópicas de  $He$  como trazadores potenciales de la intervención de fluidos profundos de origen magmático (Giggenbach, 1986 y 1992b; Hedenquist *et al.*, 1992; Norman y Musgrave, 1994; Simmons, 1995). Los valores obtenidos de gases de volcanes félsicos (Giggenbach, 1992a), en inclusiones de vidrio magmático (Norman *et al.*, 1997a), e inclusiones fluidas procedentes de pórfidos cupríferos

(Norman y Musgrave, 1994), indican que los volátiles de origen magmático se caracterizan por relaciones  $N_2/Ar$  significativamente mayores que la del aire.

En los depósitos epitermales como es, por ejemplo, el caso de Fresnillo (Benton, 1991; Norman y Musgrave, 1994; Simmons, 1995), las composiciones de los gases contenidos en inclusiones fluidas se encuentran mayoritariamente dentro del campo delimitado por los miembros extremos de las aguas meteóricas y las magmáticas (andesíticas) en el diagrama  $N_2-He-Ar$ . Esto sugiere una importante contribución de fluidos magmáticos, aunque bajo la influencia no menos importante de aguas meteóricas. En el estudio sistemático de los gases contenidos en inclusiones fluidas procedentes de 29 depósitos epitermales de baja sulfuración de México (Norman *et al.*, 1997b; Albinson *et al.*, 2001) se sugiere que (1) la presencia de aguas magmáticas es evidente en la gran mayoría de ellos; (2) los análisis en las menas metálicas muestran un mayor contenido en aguas magmáticas que en los minerales de ganga; y (3) la contribución en azufre, en forma de  $H_2S$ , por parte de dichas aguas es decisiva para la existencia de mineralización metálica. En cualquier caso, sin el soporte de datos obtenidos mediante otras técnicas (isótopos estables de  $H$  y  $O$ , isótopos de helio, etc.) puede ser difícil determinar de forma definitiva los orígenes de los fluidos involucrados en sistemas

hidrotermales (Norman y Musgrave, 1994). Este es el caso de las aguas metamórficas, cuyas relaciones "típicas" de  $N_2$ -He-Ar o  $N_2$ -CH<sub>4</sub>-Ar, según los mismos autores, no están claramente tipificadas todavía.

También se ha demostrado la utilidad de la cuantificación de los gases contenidos en inclusiones fluidas naturales como indicadora de los posibles mecanismos de precipitación mineral (ebullición y/o mezcla de fluidos), así como el origen común de algunos componentes químicos en sistemas epitermales (Norman *et al.*, 1991; Norman *et al.*, 1997a y 1997b; Albinson *et al.*, 2001, entre otros). Además, la correlación positiva entre las relaciones  $N_2$ /Ar y valores de isótopos estables con firma magmática, indica un origen magmático para el  $N_2$  (Hedenquist y Aoki, 1991).

### Metodología

A partir de los datos obtenidos mediante el estudio petrográfico de las mineralizaciones, la microtermometría de inclusiones fluidas y el estudio de isótopos estables, se seleccionaron 3 muestras de los filones del sistema de vetas Mina de Agua, para la cuantificación de los diferentes volátiles contenidos en las inclusiones fluidas, mismas que se consideraron representativas de las mineralizaciones. Los análisis se realizaron mediante un espectrómetro de masas cuadrupolar (QMS) Balzers AG, cuyo funcionamiento está optimizado mediante el programa Quadstar, en el *Earth and Environmental Science Department* del *New Mexico Institute of Mining and Technology* (EE UU). Todos los análisis se efectuaron mediante el método de *crush-fast-scan* (CFS) descrito por Norman y Sawkins (1987) y Norman *et al.* (1997a). Según este método, se tritura la muestra problema en una cápsula de trituración, de forma que los volátiles liberados son extraídos al instante por medio de una bomba de alto vacío, ionizados mediante el bombardeo de los átomos o moléculas liberados con electrones de baja energía, y analizados inmediatamente en un espectrómetro de masas cuadrupolar. En el interior del espectrómetro, los volátiles ionizados se ven sometidos a un movimiento oscilatorio perpendicular a los polos (en forma de bastón), con carga contraria a cada uno de los iones, hasta el colector. Si los iones colisionan con los polos recuperan la neutralidad de carga y son extraídos por la bomba de vacío como gases, con lo cual no llegan a ser cuantificados. Durante el análisis, las condiciones de vacío en el espectrómetro de masas cuadrupolar y en la línea de extracción fueron del orden de  $1 \cdot 10^{-7}$  a  $4 \cdot 10^{-7}$  torrs y de  $6 \cdot 10^{-8}$  a  $1 \cdot 10^{-7}$  torrs, respectivamente. El conteo de señal por análisis fue del orden de 100–120 ciclos a 10–20 milisegundos/ciclo para cada masa característica. Los espectros resultantes han sido tratados mediante un programa desarrollado por D.I. Norman y B.A. Chomiak, de uso interno en el *New Mexico Institute of Mining and Technology*, para calcular las concentraciones relativas de los diferentes gases. Los resultados obte-

nidos se expresan en porcentaje molar en la Tabla 3.

Los principales problemas que presenta este método se refieren a su precisión, que es de aproximadamente 10%, y que no se pueden analizar más de 10 a 12 especies al mismo tiempo (Norman *et al.*, 1997a; Albinson *et al.*, 2001). Sin embargo, como el análisis de las diversas especies es simultáneo, se considera como la técnica más adecuada para determinar las posibles fuentes de los fluidos en sistemas hidrotermales, activos o fósiles (Roedder, 1984, 1990; Shepherd *et al.*, 1985; Graney y Kesler, 1995). Si el volumen de volátiles liberados en la trituración de la muestra es excesivo, el vacío disminuye demasiado y se pierde el análisis. Suele darse el caso que alguno de los picos esté fuera de escala, pero si sólo se pierde el ápice del pico de alguno de los iones, el análisis puede ser utilizado. Las principales especies gaseosas que pueden analizarse son H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y otras moléculas orgánicas tanto de cadena larga como de cadena corta, N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub> y Ar. También puede analizarse He, aunque el límite de detección para este gas es más bajo que para el resto. Por este motivo, como el He no puede detectarse en todas las muestras, sucede que muchos de los análisis representados mediante diagramas ternarios  $N_2$ -Ar-He suelen hallarse situados sobre la línea  $N_2$ -Ar.

### Resultados

Del sistema Mina de Agua fueron analizados los volátiles de tres muestras: dos del filón Socorro (cuarzo y calcita), y una de cuarzo del filón San Bernabé. La coincidencia del campo de los fluidos riolíticos y las aguas meteóricas de circulación profunda en el vértice del He del diagrama triangular  $N_2$ -He-Ar, así como los problemas derivados de el bajo límite de detección para He que tiene el método, no permite que los análisis situados en esa zona puedan ser discriminados entre uno u otro origen de los fluidos (Figura 7A). Sin embargo, el vértice ocupado por el CH<sub>4</sub> en el diagrama  $N_2$ -CH<sub>4</sub>-Ar corresponde sólo a las aguas meteóricas de circulación profunda o "corticales". De esta forma, pueden discriminarse las dos componentes anteriormente referidas. Así, se puede apreciar el contraste que hay entre el origen de los fluidos a partir de los cuales precipitaron el cuarzo y la calcita. Sólo en las muestras de cuarzo se evidencia la presencia de fluidos magmáticos, reducidos, si bien algunos análisis se encuentran en el campo delimitado por las aguas meteóricas, oxidantes. Los análisis efectuados en calcita, en cambio, se hallan enteramente en uno y otro diagrama dentro del campo de las aguas meteóricas. Puesto que las relaciones  $N_2$ /Ar en esta muestra están entre 25 y 90, queda claro el origen enteramente meteórico de los fluidos que contiene (ver Simmons; 1995). Por otro lado, también queda patente que una mayor influencia de los fluidos magmáticos en la muestra de cuarzo del filón San Bernabé que en las del filón Socorro.

El conjunto de datos del análisis de gases en inclu-

Tabla 3. Análisis espectrométricos de volátiles (%) en inclusiones fluidas de los filones epitermales del SE del distrito de Temascaltepec

Número de análisis	H <sub>2</sub>	He	CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O	N <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	Ar	C <sub>n</sub> H <sub>m</sub>	CO <sub>2</sub>	SO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> /Ar
<b>Muestra BR96-1, Cuarzo Filón San Bernabé</b>												
5705A	0.02998	0	0.05304	99.7308	0.00683	0.00022	0.00048	2.59E-05	0.00112	0.17686	0.00063	254
5705B	0.03157	0	0.03450	99.8508	0.00200	0.00221	0	0.00082	7.0E-06	0.07814	0	2
5705C	0	0	0.05963	99.7437	0.00594	0.00073	4.13E-05	0.00032	0.00021	0.18947	7.89E-07	18
5705D	0	0	0.04177	99.8126	0.00347	0.00055	2.74E-05	9.23E-05	0.00020	0.14129	0	38
5705E	0	0	0.03045	99.6965	0.00322	0.00014	0	1.37E-05	0.00057	0.26903	7.04E-05	235
5705F	0	6.76E-05	0.05497	99.7450	0.01127	0.00005	2.02E-05	1.93E-05	0.00080	0.19761	0.00019	585
5705G	0	0	0.07730	99.7081	0.01327	0.00035	8.78E-05	1.82E-05	0.00076	0.19999	9.71E-05	730
5705K	0.10328	0	0.32844	99.3728	0.02174	0.00282	0.00021	5.89E-05	0.00246	0.16804	0.00024	369
<b>Muestra SO96-1D, Cuarzo Filón Socorro</b>												
5701A	0	3.64E-05	0.01920	99.7606	0	0.00051	6.27E-06	5.85E-06	0.00024	0.21933	3.02E-06	0
5701B	0	0	0.03068	99.7982	0.01711	0.01374	1.34E-05	0.00054	0.00024	0.13946	1.20E-05	32
5701C	0.27647	0	0.26219	99.3650	0.01047	0.00321	0.00052	4.95E-05	0.00206	0.07994	0.00017	211
5701D	0.01406	0.00011	0.19316	99.5721	0.00053	0.00120	7.69E-05	5.15E-05	0.00256	0.21595	0.00019	9
5701E	0.06540	0.00121	0.16432	99.6041	0.00135	0.00610	0	4.82E-05	0.00201	0.15538	8.13E-05	28
5701F	0.01262	0.00044	0.10010	99.7304	0	0.00450	3.06E-05	0.00011	0.00043	0.15129	1.21E-05	0
<b>Muestra SO96-3, Calcita Filón Socorro</b>												
5698A	0.02558	0	0.04036	99.7590	0.02046	0.00148	5.35E-05	0.00023	0.00022	0.15245	0.00011	90
5698B	0.10681	0.00091	0.07823	99.6869	0.02431	0.00151	0.00010	0.00035	0.00033	0.10041	7.89E-05	70
5698C	0.83496	0	0.25552	98.6737	0.05118	0.00309	1.83E-05	0.00117	0.00040	0.17989	5.40E-05	44
5698D	0.84852	0	0.41460	98.6510	0.02368	0.00346	0.00055	0.00096	4.25E-05	0.05717	5.33E-05	25
5716A	0.03823	0	0.02611	99.8932	0.02469	0.00517	0.00012	0.00062	0.00011	0.01169	1.83E-05	40
5716B	0	0.00233	0.01548	99.9571	0.01486	0.00278	5.14E-05	0.00038	0.00012	0.00682	1.95E-05	39
5716C	0	0.00354	0.02979	99.9439	0.01404	0.00215	8.35E-05	0.00038	0.00020	0.00591	6.86E-06	37
5716G	0.13528	0.00846	0.01840	99.7540	0.05906	0.01904	0.00020	0.00171	0.00034	0.00337	6.69E-05	35

siones fluidas de los depósitos de Mina de Agua pone de manifiesto la presencia de tres tipos de fluidos en todas las fases de mineralización del sistema: fluidos magmáticos, aguas meteóricas de circulación profunda y aguas meteóricas superficiales (Figura 7A). Exceptuando la muestra de calcita del filón Socorro, las muestras analizadas presentan relaciones  $N_2/Ar$  que indican tanto componentes de aguas "andesíticas" como meteóricas, confirmando las deducciones hechas a partir del análisis de isótopos estables. De acuerdo con estas evidencias, se puede interpretar que la componente de aguas meteóricas superficiales registrada mediante la cuantificación de volátiles es debida esencialmente a la invasión del sistema por aguas meteóricas percolantes, a medida que la actividad de los sucesivos pulsos hidrotermales fue cesando.

En la muestra de calcita del filón Socorro se ponen de manifiesto contenidos en gases netamente meteóricos (Figura 7A). El análisis de los isótopos de estroncio en esta muestra ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70677$ ) indica una firma mantélica que, sin embargo, puede proceder de la interacción de las aguas locales con las andesitas en las cuales está encajado el filón Socorro.

La correlación positiva que se aprecia en la mayoría de muestras analizadas entre las relaciones  $N_2/Ar$  y  $H_2S/Ar$  (Figura 7B) es similar a la obtenida por Albinson *et al.* (2001) en los depósitos epitermales de Zacatecas, Maguarichic, Bacís, Zacualpan y El Oro. De esta forma, en el caso de Mina de Agua, puede considerarse que el  $H_2S$  necesario para transportar oro en forma de complejos tiosulfurados es mayoritariamente de origen magmático. Al menos, la cantidad relativa de  $H_2S$  es mayor a

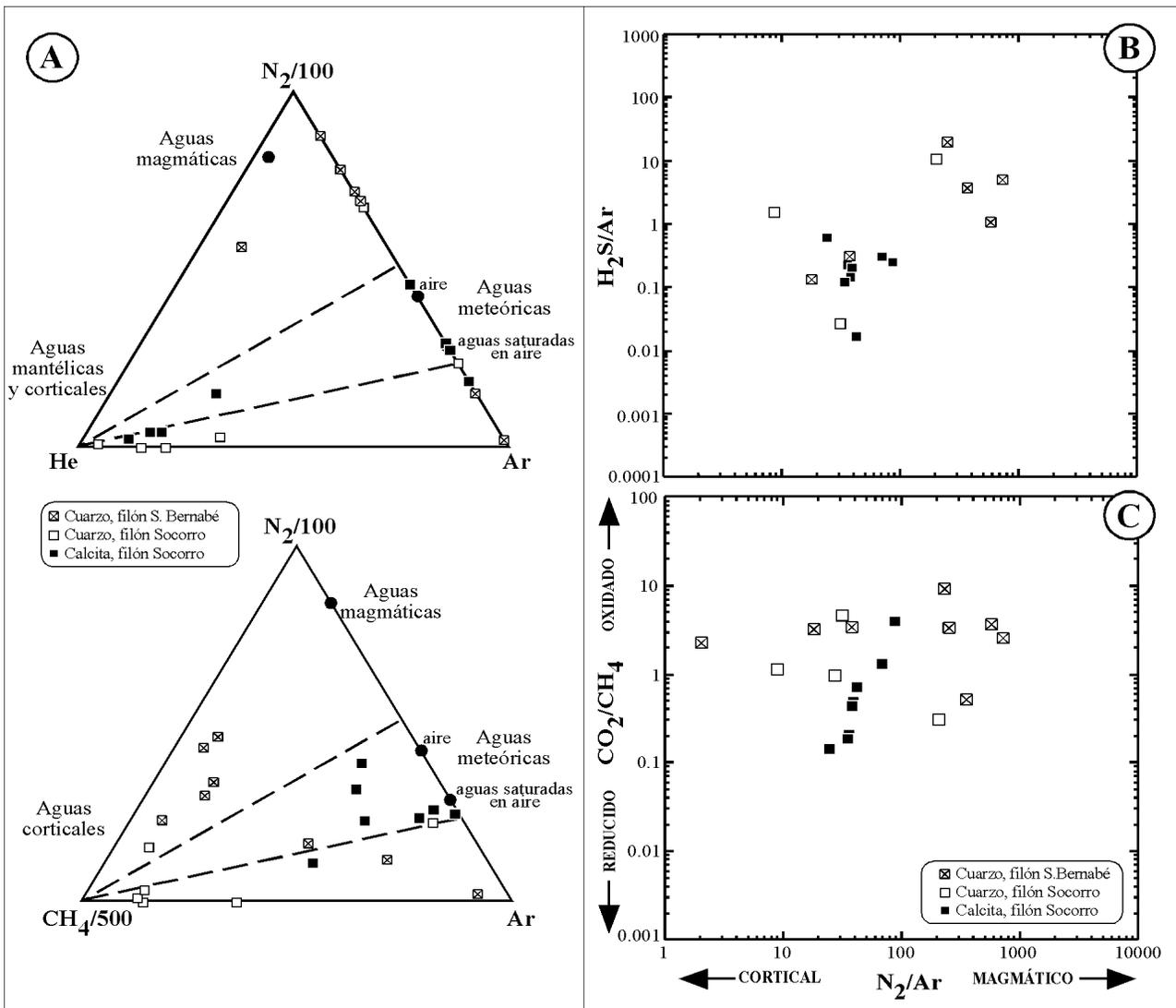


Figura 7. Diagramas triangulares de  $N_2$ -He-Ar y  $N_2$ - $CH_4$ -Ar (A), y diagramas de la relación  $N_2/Ar$  con  $H_2S/Ar$  (B) y  $N_2/Ar$  con  $CO_2/CH_4$  (C), sobre las relaciones de gases obtenidas por medio de espectrometría de masas cuadrupolar (QMS) en inclusiones fluidas de muestras de los filones San Bernabé y Socorro.

valores mayores de la relación  $N_2/Ar$ , esto es, según aumenta el carácter magmático de los fluidos.

## DISCUSIÓN

A diferencia de cualquiera de las fases de mineralización definidas en los depósitos de La Guitarra, en los filones de Mina de Agua las salinidades medias registradas en inclusiones fluidas, tanto en la mineralización principal como en las vetas tardías de calcita, comprenden un rango de variación mucho más limitado (entre 3.1 y 3.4 % en peso NaCl equiv). Este rango es similar a las salinidades mínimas registradas en la parte noroeste del distrito. También las temperaturas de homogeneización (generalmente más elevadas que en La Guitarra y El Coloso) comprenden un rango de variación más estrecho, con excepción de las registradas en las vetas de calcita.

Las temperaturas de homogeneización y las salinidades de las soluciones en las muestras del sistema de filones Mina de Agua describen una correlación positiva según cada grupo de muestras considerado (cuarzo de uno y otro filón, y calcita; Figura 4), análogamente a las del conjunto de La Guitarra–El Coloso. Por lo tanto, también en los depósitos de Mina de Agua puede invocarse la existencia de una mezcla progresiva de los fluidos hidrotermales ascendentes con aguas meteóricas más frías y menos salinas. En cuanto al contenido relativo de  $CaCl_2$  en solución, también se aprecia una correlación positiva con la salinidad y la temperatura de homogeneización en cada muestra (Figura 5), lo que refuerza la existencia de una mezcla. Dado que no se dispone de elementos que permitan establecer una cronología entre los diversos filones del sistema Mina de Agua, no pueden relacionarse las distintas distribuciones de los datos de  $T_mh$  en función de  $T_{mi}$  y  $T_h$  (Figura 5) para cada filón. Los datos de  $\delta^{18}O$  y  $\delta D$  en este sistema apuntan hacia un origen de los fluidos hidrotermales similar al de La Guitarra, en el sentido que pueden reflejar la existencia de una mezcla entre fluidos magmáticos y meteóricos (Figura 6). Las salinidades y los valores de  $\delta^{18}O$  y  $\delta D$  obtenidos en el sistema Mina de Agua sugieren una mezcla de aguas con una mayor componente de aguas meteóricas que en La Guitarra.

La altura sobre el nivel del mar a la que fueron tomadas las muestras analizadas en el sistema Mina de Agua varía entre 1,970 y 2,100 metros, lo que equivale a la altura del nivel y la rampa San Rafael del sistema La Guitarra (la parte inferior de la rampa San Rafael está a una altura de 2,025 metros), que son las partes más profundas reconocidas en dicho depósito. Para intentar relacionar ambos campos, hay que tener en cuenta la existencia de la falla normal del Río Temascaltepec y de sus fallas accesorias, que eleva el bloque que contiene el sistema Mina de Agua en relación al que contiene el sistema La Guitarra, aunque no se conoce la magnitud absoluta del salto de falla. Las razones que se acaban

de exponer, junto con el tipo de asociación mineral que se halla en el sistema Mina de Agua (plata y metales base, sin contenidos económicos de oro), y la naturaleza de sus inclusiones fluidas, es compatible con la idea que el sistema Mina de Agua representa la parte más profunda de todo el conjunto, con lo que es muy probable que ambas zonas con filones epitermales se formaran sincrónicamente como resultado de un mismo sistema hidrotermal.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo forma parte de la investigación de la tesis doctoral del autor. Para este estudio se obtuvo financiamiento del Fondo de Investigación de la Unión Europea mediante el contrato número CII\*-CT94-0075 (DG 12 HSMU). Durante los trabajos de campo se contó con la asistencia logística de Luismin S.A. de C.V., fundamentalmente a través de Román Torres y Rito Mireles, y el resto de su personal en Temascaltepec. Mención especial merece el apoyo de Zachary Sharp, Johannes Hunziker y Raffaele Lucchini, quienes permitieron el uso del laboratorio de isótopos estables en el *Institut de Minéralogie et Géochimie* de la *Université de Lausanne* (Suiza), así como Pilar Teixidor y el resto de personal del *Servei d'Anàlisi Geoquímica* de la *Universitat de Barcelona*. Igualmente, se contó con el apoyo de Beverly Chomiak, David Norman, Erika Maschmeyer y Robert Nartey para usar el espectrómetro de masas cuadrupolar del *New Mexico Institute of Mining and Technology* (EE. UU.). Durante el desarrollo del trabajo se contó con la asesoría de Esteve Cardellach, del *Departament de Geologia* de la *Universitat Autònoma de Barcelona*, y de Àngels Canals, del *Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals* de la *Universitat de Barcelona*. También hay que agradecer la amable colaboración de Rosa María Prol, Jordi Tritlla, Elena Centeno y Reynaldo Rivera, así como la revisión de este trabajo por parte de Miguel Ángel Miranda y Erme Enríquez.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albinson, T., 1988, Geologic reconstruction of paleosurfaces in the Sombraerete, Colorado, and Fresnillo district, Zacatecas state, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1647-1667.
- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D., Chomiak, B.A., 2001, Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: constraints from fluid inclusion and stable isotope data, in Albinson, T., Nelson, C.E. (eds.), *New mines and discoveries in Mexico and Central America: Society of Economic Geologists, Special Publication Series*, 8, 1-32.
- Benton, L.D., 1991, Composition and source of the hydrothermal fluids of the Santo Niño vein, Fresnillo, Mexico, as determined from  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , stable isotope, and gas analyses: Socorro, New Mexico, New Mexico Institute of Mining and Technology, Master thesis, 55 p. (Unpublished)
- Bernal, F., Díaz, R., García, P., 1980, Informe del proyecto Reserva Minera Nacional Temascaltepec (Au, Ag, Pb, Zn); Municipio

- de Temascaltepec (1ª. etapa): México, Consejo de Recursos Minerales, Reporte Interno.
- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., Deino, A.L., Renne, P.R., 2001, Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt: basaltic andesites to dacites, with contemporaneous shoshonites and high-TiO<sub>2</sub> lava: *Geologic Society of America Bulletin*, 113, 1324-1342.
- Bodnar, R.J., Vityk, M.O., 1994, Interpretation of microthermometric data for NaCl-H<sub>2</sub>O fluid inclusions, *in* De Vivo, B. Frezzotti, M.L. (eds.), *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*: Blacksburg, Virginia Polytechnic Institute, State University, 117-130.
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J., Kuehn, C.A., 1985, Fluid inclusion systematics in epithermal systems, *in* Berger, B.R., Bethke, P.M. (eds.), *Geology and geochemistry of epithermal systems*: Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology*, 2, 73-97.
- Bonham, H.F. Jr, 1989, Bulk mineable gold deposits in the Western United States, *in* Keays, R.R., Ramsay, W.H.R., Groves, D.I. (eds.), *The geology of gold deposits; the perspective in 1988*: New Haven, Society of Economic Geologist, *Economic Geology Monograph*, 6, 193-207.
- Brown, P.E., Hagemann, S.G., 1994, MacFlinCor: computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation, *in* De Vivo, B., Frezzotti, M.L. (eds.), *Fluid inclusions in minerals; methods and applications*: Blacksburg, Virginia Polytechnic Institute, State University, 231-250.
- Buchanan, L.J., 1981, Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest, *in* Dickson, W.R., Payne, W. D. (eds.), *Relations of tectonics to ore deposits in the southern cordillera*: Arizona Geological Society Digest, 14, 237-262.
- Camprubí, A., Prol-Ledesma, R.M., Tritlla, J., 1999, Comments on "Metallogenic evolution of convergent margins: selected ore deposit models" by S.E Kesler: *Ore Geology Reviews*, 14 (1), 71-76.
- Camprubí, A., Canals, À., Cardellach, E., Prol-Ledesma, R.M., Rivera, R., 2001a, The La Guitarra Ag-Au low sulfidation epithermal system, Temascaltepec district, Mexico: vein structure, mineralogy, and sulfide-sulfosalt chemistry, *in* Albinson, T., Nelson, C.E. (eds.), *New mines and discoveries in Mexico and Central America*: Society of Economic Geologists, *Special Publication Series*, 8, 133-158.
- Camprubí, A., Cardellach, E., Canals, À., Lucchini, R., 2001b, The La Guitarra Ag-Au low sulfidation epithermal system, Temascaltepec district, Mexico: fluid inclusion and stable isotope data, *in* Albinson, T., Nelson, C.E. (eds.), *New mines and discoveries in Mexico and Central America*: Society of Economic Geologists, *Special Publication Series*, 8, 159-185.
- Camprubí, A., Ferrari, L., Cosca, M.A., Cardellach, E., Canals, À., en prensa, Ages of epithermal deposits in Mexico: regional significance and links with the evolution of Tertiary volcanism: *Economic Geology*, 98.
- Cárdenas, S., Martínez-Pérez, F., 1947, Los yacimientos argentíferos de Temascaltepec, Estado de México: *Publicaciones del Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México*, 12, 28 p.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico; its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, 21, 419-422.
- Clark, K.F., 1986, Summary of the geology and ore deposits in the Taxco, Guanajuato and Pachuca-Real del Monte region, Mexico, *in* Clark, K.F. (ed.), *Precious metal deposits of Taxco, Guanajuato and Pachuca-Real del Monte*: Society of Economic Geologists, *Guidebook Series*, 5, 131-143.
- Clark, K.F., Foster, C.T., Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 93, 533-544.
- Colorado-Liévano, D., 1979, Étude d'une partie de la ceinture métamorphique (Mésozoïque) du sud de Mexique (États de México et Guerrero): Paris, Université Pierre et Marie Curie, Tesis de doctorado.
- Crawford, M.L., 1981, *Phase equilibria in aqueous fluid solutions*: Ottawa, Ontario, Mineralogical Association of Canada, *Short Course Series*, 6, 75-100.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: Universidad nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 5, 131-139.
- Davis, D.W., Lowenstein, T.K., Spencer, R.J., 1990, The melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 591-601.
- De Cserna, Z., Fries, C., 1981, Hoja Taxco 14Q-h(7), con resumen de la hoja Taxco: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Carta Geológica de México*, escala 1:100.000, 1 mapa con texto explicativo, 47 p.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 2, 172-187.
- Dong, G., Morrison, G., Jaireth, S., 1995, Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin, and implication: *Economic Geology*, 90, 1841-1856.
- García-Rodríguez, P., 1982, Estudio geológico del distrito minero de Temascaltepec (Edo. de México): San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis profesional, 51 p. (Inédita)
- Gemmell, J.B., Simmons, S.F., Zantop, H., 1988, The Santo Niño silver-lead-zinc vein, Fresnillo District, Zacatecas, Mexico; Part I. Structure, vein stratigraphy, and mineralogy: *Economic Geology*, 83, 1597-1618.
- Geyne, A.R., Fries, C. Jr, Segerstrom, K., Black, R.F., Wilson, I.F., 1963, Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte district, state of Hidalgo, Mexico: México, Consejo de Recursos Naturales No Renovables, *Publicación*, 5E, 203 p.
- Giggenbach, W.F., 1986, The use of gas chemistry in delineating the origin of fluid discharges over the Taupo volcanic zone: a review, *in* International Volcanological Congress, *Proceedings and Symposium. Volcanism, Hydrothermal Systems and Related Mineralisation*: New Zealand, 5, 47-50.
- Giggenbach, W.F., 1992a, Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries: *Economic Geology*, 87, 1927-1944.
- Giggenbach, W.F., 1992b, The composition of gases in geothermal and volcanic systems as a function of tectonic setting, *in* 7th International Symposium on Water-Rock Interaction (WRI-7), *Proceedings*: Rotterdam, A.A. Balkema, 873-878.
- Giggenbach, W.F., Glover, R.B., 1992, Tectonic and major processes governing the chemistry of water and gas discharges from the Rotorua geothermal field, New Zealand: *Geothermics*, 21, 121-140.
- Giggenbach, W.F., Matsuo, S., 1991, Evaluation of results from second and third IAVCEI field workshops on volcanic gases, Mt. Usu, Japan, and White Island, New Zealand: *Applied Geochemistry*, 6, 125-141.
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994, Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: Tulsa, Society of Sedimentary Geology, *SEPM Short Course*, 31, 199 pp.
- González-Partida, E., 1981, La province filonienne Au-Ag de Taxco-Guanajuato (Mexique): Nancy, France, Université de Nancy, Institut National Polytechnique de Lorraine, Tesis de doctorado, 234 p. (Inédita)
- Graney, J.R., Kesler, S.E., 1995, Gas composition of inclusion fluid in ore deposits: is there a relation to magmas?, *in* Thompson, J.F. H. (ed.), *Magmas, fluids and ore deposits*: Ottawa, Ontario, Mineralogical Association of Canada, *Short Course Series*, 23, 221-245.
- Hedenquist, J.W., Aoki, M., 1991, Meteoric interaction with magmatic discharges in Japan and the significance of mineralization: *Geology*, 19, 1041-1044.
- Hedenquist, J.W., Henley, R.W., 1985, The importance of CO<sub>2</sub> on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence

- from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition: *Economic Geology*, 80, 1379-1406.
- Hedenquist, J.W., Reyes, A.G., Simmons, S.F., Taguchi, S., 1992, The thermal and geochemical structure of geothermal and epithermal systems: a framework for interpreting fluid inclusion data: *European Journal of Mineralogy*, 4, 989-1015.
- López-Ramos, E., 1979, *Geología de México: México, 2ª ed., Edición Escolar*, 3, 446 p.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J.R., Clayton, R.N., 1979, Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1131-1140.
- McCrea, J., 1950, On the isotopy of carbonates and a paleotemperature scale: *Journal of Chemistry and Physics*, 18, 849-857.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1981, The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of Western Mexico: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 5, 195-206.
- Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt; structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.
- Norman, D.I., Musgrave, J.A., 1994, N<sub>2</sub>-Ar-He compositions in fluid inclusions: indicators of fluid source: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 1119-1131.
- Norman, D.I., Sawkins, F.J., 1987, Analysis of volatiles in fluid inclusions by mass spectrometry: *Chemical Geology*, 61, 1-10.
- Norman, D.I., Benton, L.D., Albinson, T., 1991, Calculation of  $f(\text{O}_2)$  and  $f(\text{S}_2)$  of ore fluids, and pressure of mineralization from fluid inclusion gas analysis for the Fresnillo, Colorada, and Sombrerete Pb-Zn-Ag deposits, Mexico, in Pagel, M., Leroy, J.L. (eds.), *Source, transport and deposition of metals: Rotterdam, A.A. Balkema*, 209-212.
- Norman, D.I., Moore, J.N., Musgrave, J.A., 1997a, Gaseous species as tracers in geothermal systems, in 22nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Proceedings: Stanford, Stanford University, 419-426.
- Norman, D.I., Chomiak, B., Albinson, T., Moore, J.N., 1997b, Volatiles in epithermal systems: the big picture (abstract): Boulder, Geological Society of America, Abstracts with Programs, 29 (6), 206.
- Oakes, C.S., Bodnar, R.J., Simonson, J.M., 1990, The system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 603-610.
- Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979, Isotopes of sulfur and carbon, in Barnes, H.L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, John Wiley*, 2<sup>nd</sup> ed., 509-567.
- O'Neil, J.R., Silberman, M.L., 1974, Stable isotope relations in epithermal Au-Ag deposits: *Economic Geology*, 69, 902-909.
- O'Neil, J.R., Clayton, J., Mayeda, T., 1969, Oxygen isotope fractionations in divalent metal carbonates: *Journal of Chemistry and Physics*, 51, 5547-5558.
- Panteleyev, A., 1988, A Canadian Cordilleran model for epithermal gold-silver deposits, in Roberts, R.G., Sheahan, P.A. (eds.), *Ore Deposit Models: Ottawa, Ontario Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series*, 3, 31-43.
- Ponce, B.F., Clark, K.F., 1988, The Zacatecas mining district: a Tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization: *Economic Geology*, 83, 1668-1682.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy, 12, 644 p.
- Roedder, E., 1990, Fluid inclusion analysis; prologue and epilogue: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 495-508.
- Rye, R.O., 1966, Carbon, hydrogen, and oxygen isotopic composition of the hydrothermal fluids responsible for the Pb-Zn deposits at Providencia, Zacatecas, Mexico: *Economic Geology*, 61, 1399-1427.
- Sander, M.V., Black, J.E., 1988, Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems; Implications for fluid inclusion studies: *Economic Geology*, 83, 1052-1060.
- Sharp, Z.D., 1990, A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1353-1357.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985, A practical guide to fluid inclusion studies: London, Blackie, Chapman and Hall, 239 p.
- Sheppard, S.M.F., 1986, Characterization and isotopic variation in natural waters, in Ribbe, P.H. (ed.), *Stable isotopes in high temperature geological processes: Washington, D.C., Mineralogical Society of America*, 16, 1-40.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L., Taylor, H.P. Jr, 1969, Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits: *Economic Geology*, 64, 755-777.
- Simmons, S.F., 1995, Magmatic contributions to low-sulfidation epithermal deposits, in Thompson, J.F.H. (ed.), *Magmas, fluids and ore deposits: Ottawa, Ontario, Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, 23, 455-477.
- Simmons, S.F., Gemmill, J.B., Sawkins, F.J., 1988, The Santo Niño silver-lead-zinc vein, Fresnillo District, Zacatecas, Mexico; Part II. Physical and chemical nature of ore-forming solutions: *Economic Geology*, 83, 1619-1641.
- Taylor, H.P. Jr, 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to the problem of hydrothermal alteration and ore deposition: *Economic Geology*, 69, 843-883.
- Taylor, B.E., 1992, Degassing of H<sub>2</sub>O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems, in Hedenquist, J. W. (ed.), *Japan-U.S. Symposium on Magmatic Contributions to Hydrothermal Systems, Extended abstracts: Geological Survey of Japan, Reports*, 279, 190-194.
- Tello, H.F., 1992, Características geoquímicas e isotópicas de los fluidos producidos por los pozos Los Humeros, Puebla, México: *Geotermia*, 8, 3-48.
- Tolson, G., 1993, Structural geology and tectonic evolution of the Santa Rosa area, SW Mexico State, Mexico: *Geofísica Internacional*, 32, 397-413.
- Truesdell, A.H., Rye, R.O., Pearson, F.J., Olson, E.R., Nehring, N.L., Huebner, M.A., Copen, T.B., 1978, Preliminary isotopic studies of fluids from the Cerro Prieto geothermal field, in 1st Symposium on Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Proceedings: Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, 95-99.
- Vivanco, E., Bernal, F., García, P., Aguilar, A., 1979, Informe anual de actividades 1979, proyecto Reserva Nacional Temascaltepec: México, Consejo de Recursos Minerales, Reporte Interno, (Inédito)

Manuscrito recibido: Febrero 2, 2002

Manuscrito corregido recibido: Abril 20, 2003

Manuscrito aceptado: Mayo 7, 2003