

# Los fluidos hidrotermales formadores de la mineralización epitermal el Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado

Leandro E. ECHAVARRÍA

*Department of Geology and Geological Engineering Colorado School of Mines 1500 Illinois st, Golden, Colorado, USA 80401  
Tel: +1-303-2156911, E-mail: lechavar@mines.edu*

**RESUMEN.** El Dorado-Monserrat es un depósito epitermal de baja sulfuración ubicado en el Macizo del Deseado. La mineralización vetiforme de Au y Ag está genéticamente relacionada a la Formación Chon Aike del Jurásico medio a superior y emplazada en rocas volcánicas del Jurásico medio correspondientes a la Formación Bajo Pobre. La mineralización se presenta en vetas constituidas principalmente por cuarzo, acompañado por adularia, piritita, hematita, magnetita y baritina. Los metales preciosos se encuentran en electrum, el que presenta una fuerte zonación de Au y Ag. A partir de la temperatura de homogeneización de inclusiones fluidas, la precipitación mineral es estimada entre 280° C y 180° C a partir de fluidos de baja salinidad de origen principalmente meteórico. El mecanismo de transporte del Au y Ag ha sido en solución como complejos bisulfurados (HS)<sub>2</sub><sup>-</sup>. Evidencias mineralógicas y texturales, que incluyen generación temprana de calcita en hojas, posteriormente reemplazada por cuarzo, y la precipitación de adularia rómbica, sugieren que la precipitación mineral, incluida la del Au y Ag, es debida a ebullición. Los estudios paragenéticos y termoquímicos han permitido la determinación de las condiciones de los fluidos hidrotermales que poseían una fO<sub>2</sub> entre -33,5 y -34 y un pH de 5,2 a 6.

**Palabras clave:** *Macizo del Deseado, Depósitos epitermales, Fluidos hidrotermales, Oro, Plata*

**ABSTRACT.** *Hydrothermal fluids of the El Dorado-Monserrat epithermal mineralization, Macizo del Deseado.* El Dorado-Monserrat is a low-sulphide epithermal deposit located in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentina. Au and Ag vein mineralisation is genetically linked to the Chon Aike Formation of Late to Middle Jurassic age and is hosted by volcanic rocks of the Middle Jurassic Bajo Pobre Formation. The mineralization is present in veins carrying quartz, adularia, pyrite, hematite, magnetite and barite. Precious metals are contained in electrum, which presents a strong Au to Ag zonation. From fluid-inclusion homogenisation temperatures, mineral precipitation is estimated at between 280° C and 180° C from low-salinity fluids mainly of meteoric origin. Au and Ag transportation mechanism include solution as bisulphide (HS)<sub>2</sub><sup>-</sup> complexes. Mineralogical and textural evidence, including the early generation of bladed calcite, later replaced by quartz, and the precipitation of rhombic adularia, suggest that the mineral precipitation, including that of Au and Ag, is due to boiling. Paragenetic and thermochemical studies established the initial conditions of the hydrothermal fluids at between fO<sub>2</sub> -33,5 and -34 and pH 5,2 to 6.

**Key words:** *Macizo del Deseado, Epithermal ore deposits, Hydrothermal fluids, Gold, Silver*

## Introducción

En el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, se han hallado, durante las últimas dos décadas, numerosos depósitos epitermales de baja sulfuración, hecho que ha llevado a Schalamuk *et al.* (1999a) a denominar a esta región geológica «provincia auroargentífera». Las áreas mineralizadas de mayor importancia son Cerro Vanguardia (Schalamuk *et al.* 1995a, 1997, Zubia *et al.* 1999), Manantial Espejo (Schalamuk *et al.* 1994 y 1999b), La Josefina (Del Blanco *et al.* 1994, Echeveste *et al.* 1995, Echavarría *et al.* 1996, Schalamuk *et al.* 1999c), Microondas-Martinetas, San José y El Dorado-Monserrat (Echavarría 1995, 1997a, 1997b, Echavarría y Etcheverry 1998 y 1999), entre otras. Estos depósitos se encuentran emplazados

tanto en las rocas volcánicas intermedias a básicas de la Formación Bajo Pobre (Jurásico medio), como en el sistema volcano-piroclástico de composición ácida reunido en la Formación Chon Aike (Jurásico medio-superior). Como se citara precedentemente, son numerosos los aportes sobre la geología, metalogénesis y mineralogía de estos depósitos; sin embargo, poco se ha avanzado en el conocimiento de las características de los fluidos hidrotermales responsables de su formación.

El área aquí estudiada se ubica en el departamento Magallanes de la provincia de Santa Cruz, entre los paralelos 48° 23' y 48°26'S y los meridianos 68° 34' y 68°38'O. Se localiza aproximadamente a 100 km al noroeste de la localidad de Puerto San Julián y a unos 20 km al oeste del yacimiento de Cerro Vanguardia.

Sobre la base de estudios mineralógicos, texturales, paragenéticos, de inclusiones fluidas y de isótopos estables, se caracteriza al ambiente termoquímico en el cual tuvo lugar la depositación de la mineralización en el área comprendida entre las estancias El Dorado y Monserrat. Así, se ha estimado la composición de los fluidos mineralizantes, el modo en que se transportaban los metales, principalmente oro y plata, y los mecanismos que habrían llevado a su depositación.

### Marco geológico regional

El Macizo del Deseado es una unidad morfoestructural ubicada en el centro-norte de la provincia de Santa Cruz. Está conformada por un basamento, de asomos aislados y reducidos, de metamorfitas de bajo y mediano grado, incluidas por Di Persia (1960) en la Formación La Modesta, asignada al Precámbrico superior. Durante el Jurásico se desarrolla una intensa tectónica traccional, cuya manifestación queda representada por un amplio campo volcánico de composición intermedia a básica, típico de erupciones fisurales (Panza 1995) que se denomina Formación Bajo Pobre. En el Jurásico medio-superior se observa una evolución hacia rocas más ácidas que forman un plateau ignimbítico de gran extensión (de Barrio 1993; Pankhurst *et al.* 1993), donde se reconocen flujos piroclásticos, tobas laminadas, domos lávicos, megabrechas. Estas rocas se reúnen en las Formaciones Chon Aike y La Matilde, ubicadas dentro del Grupo Bahía Laura. Asociado al evento volcánico mencionado se forman las distintas manifestaciones epitermales presentes en este ámbito geológico (Arribas *et al.* 1996).

El régimen extensional culmina con la separación de los continentes americano y africano y controla, durante el Cretácico, la apertura de pequeñas cuencas donde se depositan sedimentos tobáceos de las Formaciones Bajo Grande y Baqueró. Posteriormente, desde el Paleoceno se registran numerosas incursiones marinas que transgreden sobre el continente peneplanizado, depositando sedimentos marinos de la Formación Patagonia. Finalmente, durante el Terciario y Cuaternario, se produce la efusión de numerosas coladas de basaltos olivínicos que cubren extensas áreas (Gorring *et al.* 1997, Panza y Franchi 2002).

### Geología del área El Dorado-Monserrat

Las andesitas de la Formación Bajo Pobre representan las rocas más antiguas aflorantes en el área (Fig. 1), poseen textura microporfírica con abundantes microfeno-cristales de plagioclasas, clinopiroxenos, y más escasos y pequeños de ortopiroxenos. La pasta está constituida por tablillas de plagioclasas entre las que se disponen pequeños cristales de orto (hipersteno) y clinopiroxenos (augita), conformando una textura microlítica, con pasajes locales a microlítica fluidal, o intergranular. Coronando las vulcanitas se encuentran brechas volcánicas mantiformes de 4 a 6 metros de potencia, con inclinaciones de alrede-

dor de 20° al sur y sudeste. Las brechas, de textura matriz sostén, están formadas por clastos de andesitas y basaltos de tamaños muy variables, desde pocos centímetros hasta prácticamente un metro de diámetro.

En el Jurásico medio comienza el vulcanismo explosivo ácido que se reúne en el Grupo Bahía Laura, integrado por las Formaciones Chon Aike y La Matilde, dispuesta sobre la Formación Bajo Pobre. En la zona de estudio, dicho vulcanismo provoca la formación de una pequeña caldera de unos 6 kilómetros de diámetro (Fig. 1), la que es colmatada por varios flujos ignimbíticos. En su mayor parte, estas ignimbritas poseen composición riolítica a riocácica, con numerosos cristaloclastos de cuarzo, feldespatos alcalinos (principalmente sanidina) y biotita parcialmente desferrizada. Los vitroclastos son abundantes, así como los litoclastos de volcanitas y piroclastitas ácidas inmersos en una matriz fina, cuarzo-feldespática, producto de desvitrificación. Intercaladas con las ignimbritas se reconocen tobas finas, con granulometrías de 1 a 2 milímetros, vítreas y con cristaloclastos de cuarzo, escaso feldespato y biotita. En la etapa de postcaldera se producen derrumbes en su borde originando brechas monolíticas, caracterizadas por el gran tamaño de sus clastos.

La actividad volcánica póstuma, ha generado domos lávicos ácidos, que han aprovechado las zonas de debilidad representadas por las fracturas anulares de borde de caldera para emplazarse.

En las áreas circundantes fuera de la caldera, se produce la depositación de tobas y tufitas correspondientes a la Formación La Matilde. Más tarde, se depositan en sectores aislados sedimentitas de las Formaciones Bajo Grande y Baqueró.

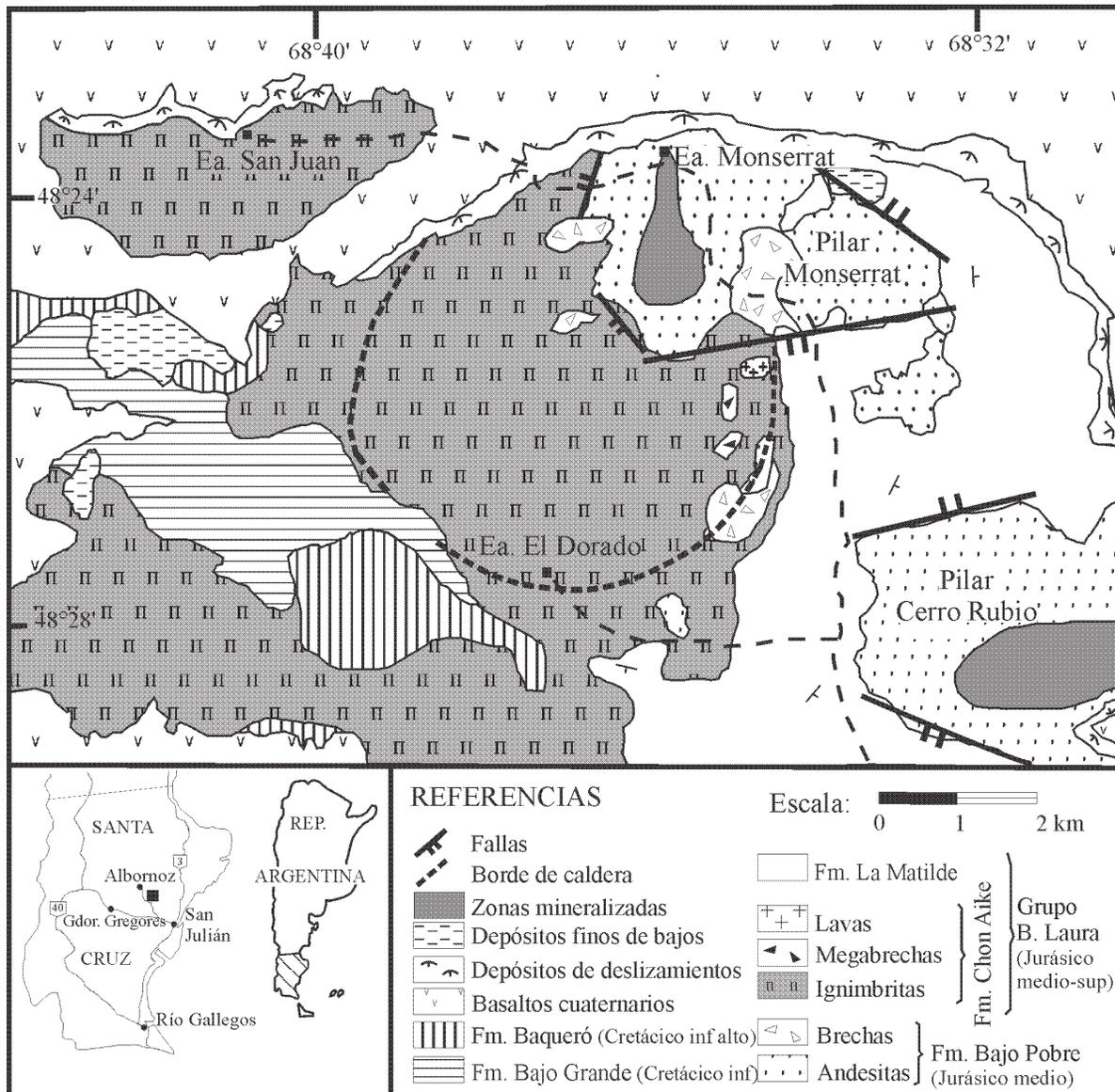
Fallamiento en bloques originado en tiempos posteriores al Chon Aike (Aptiano-Albiano?) ha provocado el ascenso de bloques rígidos, como el de Cerro Rubio y Monserrat (Fig. 1), posibilitando la aparición en superficie de las zonas mineralizadas. Derrames de basaltos alcalinos de intraplaca de edad pleistocena cubren gran parte del área, dificultando la interpretación de los eventos geológicos precedentes.

### Mineralización

La mineralización presente en el área El Dorado-Monserrat ha sido descripta en detalle en trabajos previos (Echavarría 1995, 1997a, 1997b, Echavarría y Etcheverry 1998 y 1999), por lo que aquí sólo se hará mención a las características relevantes para el análisis subsiguiente.

La mineralización se encuentra en vetas alojadas en las volcanitas de la Fm. Bajo Pobre que totalizan alrededor de 10.000 m de corrida con una potencia media de 0,85 metros. Las vetas del sector Monserrat revisten el mayor interés económico, con una ley promedio de 6,2 ppm de Au y 152,75 ppm de Ag (Echavarría y Etcheverry 1998).

La alteración hidrotermal puede ser dividida en potásica y propilítica; la primera de ellas se subdivide en una zona de adularia y otra de sericita.

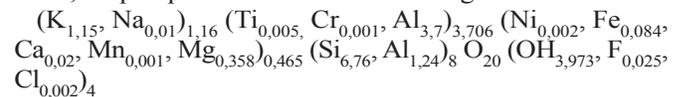


**Figura 1:** Mapa de ubicación y geológico simplificado del área El Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz.

La zona de adularia se localiza en las inmediaciones de las vetas, alcanzando espesores desde pocos centímetros hasta un metro. Se caracteriza por la destrucción prácticamente total de la textura y mineralogía original, y por la adición de cuarzo como finas venillas. El cuarzo reemplaza a la pasta de grano fino de las volcanitas y rellena oquedades; mientras que la adularia reemplaza a las plagioclasas y minerales máficos. Es abundante la cantidad de pirita que altera principalmente a minerales máficos y a individuos de magnetita de origen magmático.

La zona de adularia pasa gradualmente a un halo externo de alteración sericítica, que posee hasta 5 m de ancho. Aquí, la destrucción de la textura y mineralogía original ya no es total. Se reconoce sericita reemplazando a microfenocristales de plagioclasas y relleno oquedades. La formación de la sericita es claramente posterior a la adularia. Por medio de análisis de microsonda electróni-

ca se ha establecido la composición de la sericita; la media en óxidos para 10 análisis se consigna en el cuadro 1. Sobre esta base se ha establecido la fórmula real de esta mica, la que queda conformada de la siguiente manera:



Estudios de difracción de rayos X realizados sobre la sericita muestran que, en todos los casos, se trata de un mineral de baja cristalinidad.

La alteración propilitica representa la zona más externa, y contiene tanto a las vetas como a la alteración potásica. Se trata de un halo difuso de alteración débil, donde se preserva totalmente la textura original y la alteración está restringida a los fenocristales. Las plagioclasas se presentan débilmente cloritizadas, mientras que en sus núcleos suelen reconocerse pequeños individuos de cal-

**Cuadro 1:** Composición química media de adularia y sericita.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	BaO	H <sub>2</sub> O	F	Cl	Total	O=F	O=Cl	Total	
Adularia (n=17)	66,67		18,12		0,01	0,12		0,04	0,04	0,09	16,40									101,65
Sericita (n=10)	53,34	0,05	33,09	0,01	1,90	0,18	0,01	0,79	0,02	0,06	7,11	0,21	4,70	0,06	0,01	101,33	-0,02	0,00		101,30

Todos los elementos han sido analizados por microsonda electrónica y su contenido se expresa en % en peso.

cita. Los piroxenos se encuentran parcialmente clorizados.

La mineralogía de las vetas es sencilla, y está compuesta por cuarzo, baritina, pirita, adularia, magnetita, hematita y electrum. El cuarzo y sus polimorfos constituyen más del 80% del relleno de las vetas, la adularia+pirita+óxidos de Fe+electrum representan menos del 5%, mientras que el 15% restante está formado por baritina.

Los minerales presentes, ordenados de acuerdo a la secuencia depositacional que tuvo lugar durante la evolución del sistema hidrotermal, se describen a continuación (Fig. 2). La calcita en hojas, reemplazada pseudomórficamente por cuarzo, ha sido reconocida como un mineral temprano que precipitó en espacios abiertos, a partir de un fluido hidrotermal ascendente. Al perder el carbonato su estabilidad es completamente sustituido por cuarzo, originándose texturas de reemplazo. A la calcita le sucede la adularia rómbica, cuya ubicación dentro de las vetas sugiere que su precipitación comienza antes que la del cuarzo. El cuarzo también precipita en espacios abiertos junto a pirita y magnetita (posteriormente reemplazada por hematita), y es el principal portador de la mineralización de oro y plata (Echavarría y Etcheverry 1998) que se presenta como pequeños individuos de electrum. Este mineral se encuentra libre o encapsulado en cuarzo, tiene forma irregular, de hasta 100 micrómetros de tamaño con tonalidades amarillentas y sectores más claros en el centro de los granos. Por medio de microsonda electrónica se determinó la composición de las distintas zonas dentro de dichos granos (Cuadro 2). Así, se estableció que los núcleos poseen un contenido promedio de Au<sub>0,39</sub>-Ag<sub>0,58</sub>, con pequeñas cantidades de otros elementos (Cuadro 2, puntos 1, 2 y 6). Hacia los bordes el contenido de plata disminuye significativamente, alcanzando el oro gran pureza (98% en peso, Cuadro 2, puntos 3 y 4).

Posteriormente se desarrolla un fino bandeado costri-forme-coloforme, conformado por cuarzo de grano fino, pirita y contenidos muy bajos de oro y plata (Echavarría y Etcheverry 1998). Finalmente, tiene lugar la deposición de la baritina formando delgadas vetas, que a su vez son cortadas por finas venillas silíceas, cuyas texturas de recristalización, sugieren que su formación se produce a bajas temperaturas, a partir de un gel silíceo.

### Inclusiones fluidas

Se han estudiado las inclusiones fluidas (IF) presentes en cristales de cuarzo y baritina. El cuarzo analizado es de

textura maciza y de reemplazo en carbonatos, de forma euhedral a subhedral, con cristales de hasta 2 mm de largo. Sólo se han considerado en este estudio las IF de origen primario que se encuentran aisladas o dispuestas sobre líneas de crecimiento; éstas son de forma irregular, siendo común las formas semiredondeadas y semirectangulares. Gran parte de estas IF son bifásicas, compuestas por una fase líquida acuosa y una gaseosa constituida por vapor de agua. La relación líquido/gas es variable, la burbuja puede ocupar entre el 10 y 50% de la inclusión.

Los estudios microtermométricos se han llevado a cabo en una platina de enfriamiento-calentamiento Chaixmeca – 180°/600°, montada en un microscopio Leitz Ortholux.

En el estudio de enfriamiento se han medido temperatu-

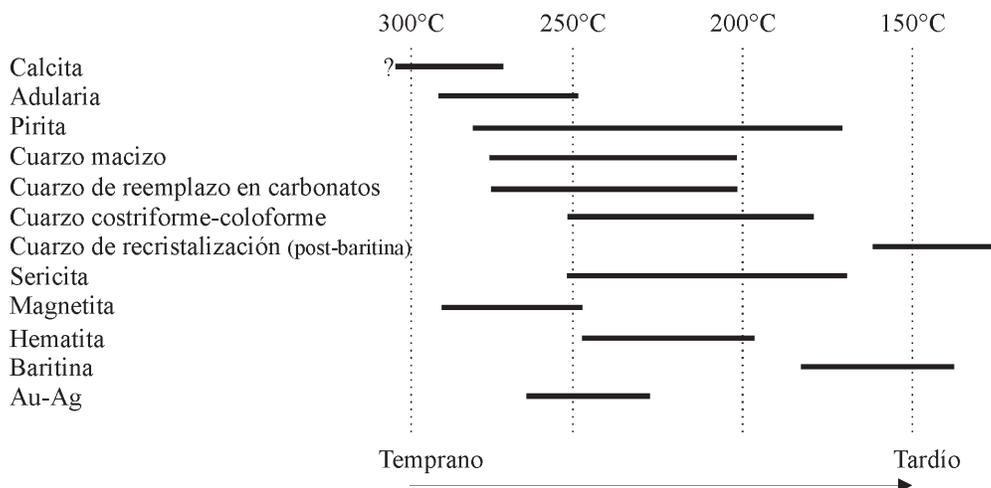
**Cuadro 2:** Análisis por microsonda electrónica de un grano de oro zonado del área Monserrat.

Elementos	1	2	3	4	5	6
S	0,060	0,019		0,019	0,036	0,023
Fe	0,083	0,114	0,550	0,393	0,121	0,052
Cu	0,025		0,053		0,008	0,015
Zn	0,003		0,015	0,030	0,026	0,047
As		0,042		0,028	0,019	
Co					0,006	
Ni						0,008
Bi	0,542	0,350	0,062	0,582	0,219	
Pb	0,093					0,049
Sb				0,019		
Ag	43,60	45,610	0,368	0,348	25,16	45,320
Cd	0,621	0,529	0,017	0,072	0,487	0,621
Te	0,075	0,059		0,012		0,038
Se	0,559	0,603	0,909	0,928	0,867	0,694
Au	54,790	51,570	98,030	98,470	75,490	55,200
<b>Total</b>	<b>100,400</b>	<b>98,900</b>	<b>100,000</b>	<b>100,900</b>	<b>102,400</b>	<b>102,100</b>

Puntos 1, 2, 5 y 6 se encuentran en el centro del grano, mientras que los puntos 3 y 4 están en la periferia. Los valores se expresan en % en peso.

ras de fusión de hielo (T<sub>fh</sub>) entre ~-0,2° y -3,5°C (Fig. 3a), correspondiéndose con salinidades bajas entre ~0,35 y 5,6% en equivalente de NaCl. La temperatura del punto eutéctico (Te) calculada se encuentra entre -20° y -22°C, la que correspondería a un sistema H<sub>2</sub>O-NaCl, el cual posee una Te teórica de -21,2°C. La homogeneización, durante el calentamiento, se produce en todos los casos a la fase líquida a temperaturas (Th) comprendidas entre 160° y 280°C con una moda entre los 220° y los 250°C (Fig. 3b).

Los cristales de baritina poseen gran cantidad de IF, la



**Figura 2:** Secuencia depositacional para el depósito El Dorado-Monserrat, en un rango de temperatura aproximado entre los 300° y 100° C, obtenido del estudio de inclusiones fluidas en baritina y cuarzo, y de paragénesis mineral.

mayoría de ellas de gran tamaño, mayores a 100 micrómetros. Se estudiaron inclusiones de origen primario, aisladas y de distribución azarosa, grandes, con gran proporción de IF monofásicas (acuosas); también aparecen bifásicas, aunque menos comunes, y formadas por una fase líquida y otra gaseosa, que ocupa alrededor del 30% del volumen de la inclusión. Su forma es redondeada a irregular, con la presencia de notables procesos de estrangulamiento (*necking down*), totales o parciales. Asimismo, se observaron numerosos trenes de IF secundarias que cortan a los cristales en todas direcciones. Durante los ensayos de enfriamiento de inclusiones primarias en baritina se midieron Tfh entre -4° y -12°C (Fig 3a), es decir de 6,4 a 16 % en peso de NaCl equivalente. La temperatura de homogeneización de estas IF se encuentra entre 160° y 190°C (Fig. 3b). Los ensayos criométricos de inclusiones secundarias arrojaron valores de Tfh entre 0° y -3,5°C, por lo que se trataría de inclusiones de salinidad baja, entre 0 y 5,6 % equivalente en NaCl. La Te medida en este tipo de inclusiones es de alrededor de -21,5°C, correspondiendo a un sistema H<sub>2</sub>O-NaCl. La temperatura de homogeneización, por su parte se encuentra en los mismos rangos establecidos para las IF primarias.

Por medio de microanálisis por microsonda láser Raman se confirmó que las IF primarias estudiadas, tanto en cuarzo como en baritina, son acuo-salinas, sin fases carbónicas importantes.

### Temperatura y salinidad de los fluidos

Sobre la base del estudio de inclusiones fluidas pueden ser determinados los rangos de temperatura y salinidad que poseían las soluciones hidrotermales.

El estadio principal de depositación que incluye al cuarzo, sericita, pirita, Au y Ag se habría extendido entre los 280° y 200° C, siendo 220-250° C su temperatura media de formación. La precipitación de los minerales tempranos como calcita y adularia, debe haber comenzado a tempera-

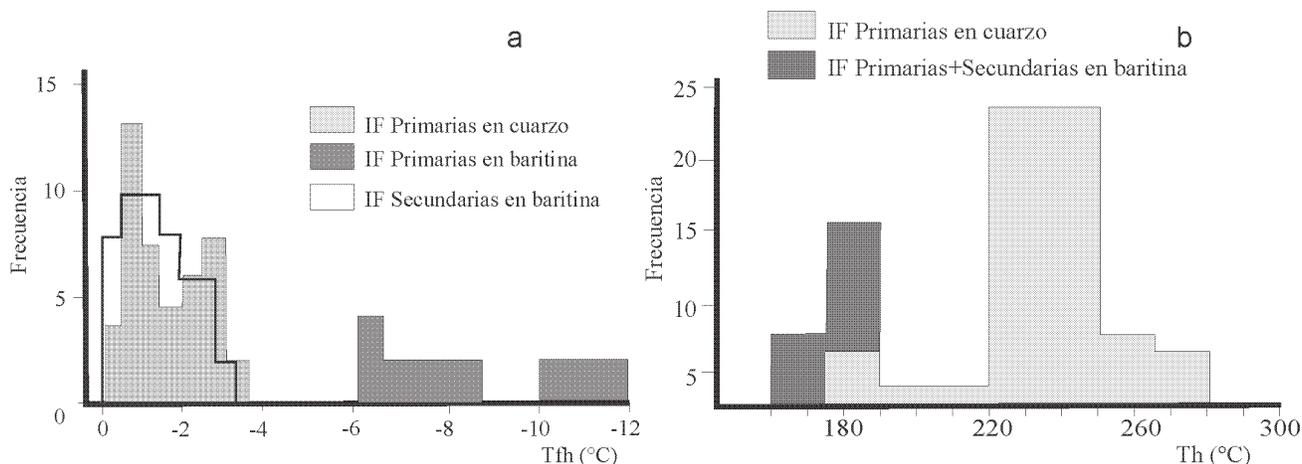
turas algo superiores a las del cuarzo antes mencionadas. Finalmente, la formación de baritina representa un último estadio de precipitación mineral entre los 190° y 160° C.

Una salinidad representativa de las soluciones hidrotermales formadoras del depósito se considera en 1,2% equivalentes de NaCl (~0,2 molal), considerando como Na<sup>+</sup> a la suma de todos los cationes presentes en las soluciones, donde el Na<sup>+</sup> es la especie ampliamente dominante. De acuerdo a mediciones realizadas en aguas descartadas de pozos de campos termales de Estados Unidos, Filipinas, Islandia y Nueva Zelanda (Henley 1984), se estableció que el rango de variabilidad de la relación Na/K se encuentra entre 4,9 y 19,4. A partir de allí, se asumió una relación Na:K media para los fluidos originales del área El Dorado-Monserrat de 10:1, resultando concentraciones de 0,18 molal y 0,018 molal para el Na<sup>+</sup> y K<sup>+</sup>, respectivamente. Estas concentraciones han sido convertidas a actividades utilizando la extensión de la ecuación de Debye-Huckel propuesta por Helgeson (1969), arrojando los siguientes valores:  $a_{K^+}$ : 0,012 ( $\log a_{K^+}$ : -1,92) y  $a_{Na^+}$ : 0,088 ( $\log a_{Na^+}$ : -1,05).

Si bien no se ha detectado la presencia de gases disueltos en las inclusiones estudiadas, los fluidos originales deben haber contenido CO<sub>2</sub> como lo demuestra la precipitación de calcita, que requiere para su formación ciertos contenidos de este gas. La falta de registro puede ser debida o bien a la baja concentración original de CO<sub>2</sub> o a su pérdida parcial debido al proceso de ebullición. Se ha estimado una concentración máxima de gases (expresada como CO<sub>2</sub>, por ser éste el gas dominante) de 0,2 molal, valor correspondiente a la media de los sistemas geotermales actuales, que es utilizada en la confección de los diagramas de estabilidad presentados en este trabajo.

### Fugacidad y pH

Los rangos en los que se hallaban las fugacidades de las principales especies (como O<sub>2(g)</sub>, H<sub>2(g)</sub> y H<sub>2</sub>S<sub>(g)</sub>) en los



**Figura 3:** Resultados de los ensayos microtermométricos en inclusiones fluidas. **a,** Temperaturas de fusión de hielo en cristales de cuarzo y baritina. **b,** Temperatura de homogeneización, para las mismas muestras.

fluidos originales, han sido inferidos, por la presencia y/o ausencia de minerales característicos. En algunas ocasiones, se ha supuesto la presencia de ciertos minerales que no han sido reconocidos en el área estudiada, pero sí en depósitos cercanos de características análogas (Cerro Vanguardia y Manantial Espejo). Tanto los antecedentes geológicos, como los geoquímicos, de inclusiones fluidas, de alteración hidrotermal y mineralógicas (Schalamuk *et al.* 1994, 1995a y b, 1997, 1999a y b, 2002, Zubia *et al.* 1999) permiten establecer una estrecha analogía entre los depósitos mencionados y el aquí analizado, por lo que se justifica la extrapolación de datos utilizada. La ausencia de estos minerales en los estudios realizados en El Dorado-Monserrat se debería al hecho de que se ha trabajado, en todos los casos, con muestras recolectadas en superficie; mientras que en Cerro Vanguardia y Manantial Espejo se ha contado además con muestras de testigos de perforación, donde los minerales se han preservado de la alteración meteórica superficial.

Se han confeccionado diagramas de fugacidad y actividad-actividad para distintas temperaturas; se ha tomado 300°C como la temperatura que caracteriza a los fluidos profundos de una etapa temprana, y 250°C, considerada a partir de las temperaturas de homogeneización de IF en cuarzo como la temperatura media a la que comienza la depositación de la mayor parte de los minerales formadores del depósito. Los datos termodinámicos necesarios para las reacciones utilizadas, como  $\log K$  (logaritmo de la constante de equilibrio), han sido calculados con el software SUPCRT92 (Johnson *et al.* 1992), mientras que otros han sido recopilados de la bibliografía existente (Helgeson 1969; Hedenquist y Henley 1985; Spycher y Reed 1989, Benning y Seward 1996).

En la figura 4 se muestran las relaciones entre sulfuros y óxidos, a partir de las cuales es posible estimar las  $fO_{2(g)}$ ,  $fH_{2(g)}$  y  $fH_2S_{(g)}$ . La presencia de pirita sobre pirrotina, la aparición muy localizada de hematita y magnetita primarias, la existencia de calcopirita y de galena, son las principales relaciones minerales que posibilitan los cálculos efectuados. Sobre la base de la composición de la esfale-

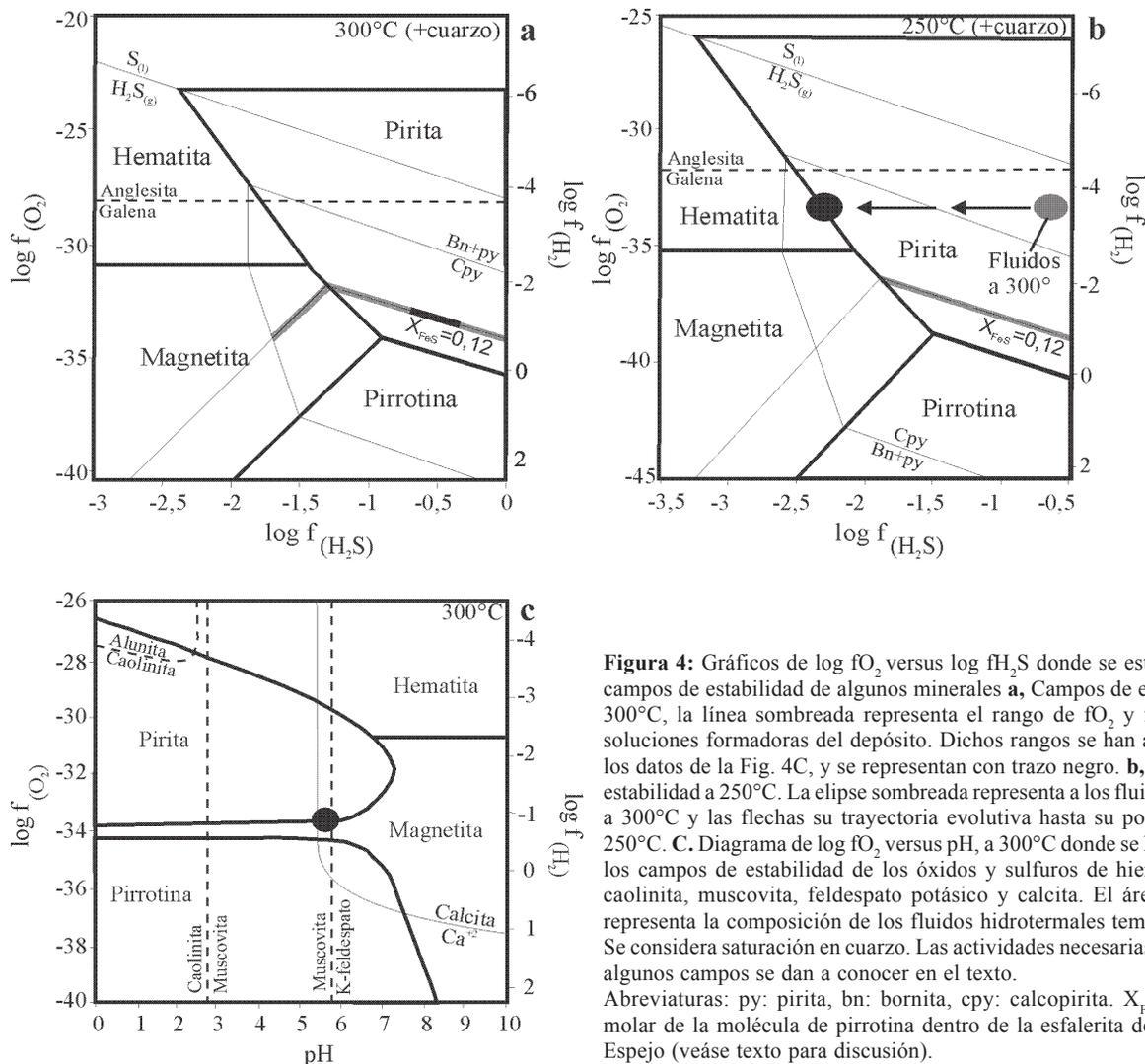
rita del área de Manantial Espejo (Etcheverry com. pers.) se ha obtenido la fracción molar de la molécula de pirrotina (FeS) en la estructura de la esfalerita en equilibrio con pirita, dato que también se ha volcado en las figuras 4a y b para calcular las fugacidades deseadas. La combinación de los datos expuestos lleva a una primera aproximación del logaritmo de la  $fO_2$ , entre -32 y -34,5 y el logaritmo de  $fH_2S$ , que sería mayor a -1,6.

Si bien la pirita es el principal mineral portador de hierro, también se ha identificado magnetita, en sectores restringidos, finamente diseminada entre el cuarzo, adularia y sericita. Esta paragénesis sólo puede formarse si el valor de azufre total es suficientemente bajo como para producir que el campo de estabilidad de la magnetita se extienda hasta pH bajos (Cooke *et al.* 1996, Wood 1998. Figura 4c). De esta manera, se ha estimado que la cantidad de azufre total habría sido menor a 0,005 molal, posiblemente comprendida en el rango 0,0001-0,005 molal, valores típicamente encontrados tanto en depósitos epitermales ricos en Au y Ag con bajos contenidos en metales base, como en sistemas geotermales actuales.

De la observación de la figura 4c y teniendo en cuenta la paragénesis hallada, donde la pirita es abundante, aunque localmente se forma magnetita, de la misma manera que se pasa de la precipitación de feldspato potásico a sericita, se puede ubicar el rango de  $fO_2$  y de pH en las cercanías de los límites entre dichos campos de estabilidad. Si se tiene en cuenta además que nunca se ingresa al campo de la pirrotina, la breve estabilidad de la calcita a elevadas temperaturas, a las cuales tampoco se genera hematita, se puede establecer el logaritmo de la  $fO_2$  entre -33,5 y -34 y el pH entre 5,2 y 6. Con estos datos y retornando a la figura 4a se puede calcular el logaritmo de la  $fH_2S$  entre -0,30 y -0,65.

La ausencia de alunita y caolinita primarias pone de manifiesto que los fluidos nunca llegan a pH tan ácidos como para formar dichos minerales.

Las relaciones espaciales y temporales que existen entre la adularia y la sericita, permiten establecer algunas diferencias entre ambas. La primera de ellas se forma dentro



**Figura 4:** Gráficos de  $\log f_{O_2}$  versus  $\log f_{H_2S}$  donde se establecen los campos de estabilidad de algunos minerales **a**, Campos de estabilidad a 300°C, la línea sombreada representa el rango de  $f_{O_2}$  y  $f_{H_2S}$  de las soluciones formadoras del depósito. Dichos rangos se han acotado con los datos de la Fig. 4C, y se representan con trazo negro. **b**, Campos de estabilidad a 250°C. La elipse sombreada representa a los fluidos estables a 300°C y las flechas su trayectoria evolutiva hasta su posición a los 250°C. **c**, Diagrama de  $\log f_{O_2}$  versus pH, a 300°C donde se han volcado los campos de estabilidad de los óxidos y sulfuros de hierro, alunita, caolinita, muscovita, feldespato potásico y calcita. El área en negro representa la composición de los fluidos hidrotermales tempranos. Se considera saturación en cuarzo. Las actividades necesarias para trazar algunos campos se dan a conocer en el texto. Abreviaturas: py: pirita, bn: bornita, cpy: calcopirita.  $X_{FeS}$ : fracción molar de la molécula de pirrotina dentro de la esfalerita de Manantial Espejo (véase texto para discusión).

y cerca de las estructuras vetiformes, y en un lapso de tiempo restringido a los primeros estadios de precipitación. La sericita, por su parte, posee una mayor estabilidad, puesta en evidencia por su gran distribución areal y porque, aparentemente, ha precipitado hasta estadios avanzados durante la formación del depósito. Ello se debería a la composición de los fluidos originales, y a gran parte de su trayectoria evolutiva, ubicados dentro del campo de estabilidad de la muscovita; alcanzando la basicidad necesaria como para formar adularia solamente en los sectores donde la ebullición se desarrollaba con mayor energía. Dichos sitios los constituyen las fracturas por las cuales circularon las soluciones, y que actualmente representan las vetas cuarzo-auríferas; allí, la gran disponibilidad de espacio y la menor presión favorecen la ebullición, produciendo un aumento en el pH. Este proceso produce pérdida de gases, provocando una reducción en la  $f_{H_2S}$  y un aumento del pH a medida que desciende la temperatura, lo que lleva al ingreso de las soluciones en el campo de estabilidad de la hematita (Fig. 4b), favoreciendo su precipitación como mineral primario y la martitización de la magnetita formada previamente.

## Isótopos estables

### Isótopos de oxígeno

Se han analizado 5 muestras por isótopos de oxígeno, a partir de cristales de cuarzo, separados manualmente, con texturas de reemplazo de carbonatos, bandeado costri-forme, y cuarzo-calcédónico macizo.

El  $\delta^{18}O$  medido ha arrojado valores entre 6,1 y 8,6‰ (Cuadro 3). Para el cálculo de  $\delta^{18}O$  del fluido se ha considerado una temperatura de 250°C para las muestras con textura maciza, de reemplazo y bandeado costri-forme, mientras que para el cuarzo calcédónico se han estimado temperaturas menores a los 200°C. En base a ello y utilizando las constantes propuestas por Matsuhisa *et al.* (1979) y Clayton *et al.* (1972), se obtuvieron  $\delta^{18}O$  del fluido en equilibrio con el cuarzo entre -1,9 y -3,1‰ (Cuadro 3).

A pesar de no contar con datos isotópicos de hidrógeno para el depósito El Dorado-Monserrat considerando los valores de  $\delta^{18}O$  calculados para el fluido entre -1,9 y -3,1‰, cualquiera que fuese el valor de  $\delta D$ , dentro del

**Cuadro 3:** Composición isotópica de oxígeno en cuarzo y de azufre en pirita y baritina. Todas las muestras son del sector Monserrat

Muestra	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Mineral}}$ ‰(medido)	Temp.* (°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ ‰(calculado)	Ecuación
DM20 (cuarzo)	6,2	250°C	-2,7	$1000\text{Ln}\alpha=3,34(10^6/T^2)-3,31^1$
DM42 (cuarzo)	6,1	250°C	-2,8	$1000\text{Ln}\alpha=3,34(10^6/T^2)-3,31$
DM229 (cuarzo)	7	250°C	-1,9	$1000\text{Ln}\alpha=3,34(10^6/T^2)-3,31$
DM253 (cuarzo)	6,6	250°C	-2,3	$1000\text{Ln}\alpha=3,34(10^6/T^2)-3,31$
DM260 (cuarzo)	8,6	200°C	-3,1	$1000\text{Ln}\alpha=3,38(10^6/T^2)-3,40^2$
Muestra	$\delta^{34}\text{S}_{\text{Mineral}}$ ‰(medido)	Temp.* (°C)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ ‰(calculado)	Ecuación
DM32 (pirita)	0,8±0,2	250°C	-0,7	$1000\text{Ln}\alpha=0,40(10^6/T^2)^3$
DM35 (baritina)	20,8±0,5	180°C	-10,8	$1000\text{Ln}\alpha=6,5(10^6/T^2)^4$
DM38 (baritina)	15,8±0,5	180°C	-15,8	$1000\text{Ln}\alpha=6,5(10^6/T^2)$
DM45 (baritina)	19,7±0,5	180°C	-11,9	$1000\text{Ln}\alpha=6,5(10^6/T^2)$
Victoria (baritina)	22,4±0,5	180°C	-9,2	$1000\text{Ln}\alpha=6,5(10^6/T^2)$

\*Temperatura utilizada para calcular  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$  y  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  a partir de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$  y  $\delta^{34}\text{S}_{\text{Mineral}}$ , respectivamente. Fueron usadas las constantes y ecuaciones de Matsuhisa et al. (1979)<sup>1</sup>, Clayton et al. (1972)<sup>2</sup>, Ohmoto y Rye (1979)<sup>3</sup> y Miyoshi et al. (1984)<sup>4</sup>.

rango de distribución en el que se hallan los depósitos epitermales (Field y Fifarek 1985; O'Neill y Silberman 1974; Thiersh *et al.* 1997), estaría lejos de la composición de los fluidos magmáticos.

#### Isótopos de azufre

Se han realizado análisis isotópicos de azufre en pirita y baritina. El  $\delta^{34}\text{S}$  obtenido en la pirita analizada es  $0,8 \pm 0,2\text{‰}$ , el que estaría en equilibrio con el  $\text{H}_2\text{S}$  del fluido con un  $\delta^{34}\text{S}$  de  $-0,66$  (Cuadro 3), considerando una temperatura de  $250^\circ\text{C}$  y la constante de Ohmoto y Rye (1979).

La baritina, por su parte, presenta un notorio enriquecimiento en  $\delta^{34}\text{S}$  con valores de  $15,8$  a  $22,4\text{‰}$ , mientras que el  $\delta^{34}\text{S}$  del  $\text{H}_2\text{S}$  del fluido en equilibrio con ella se encuentra empobrecido, resultando contenidos de  $-9,25$  a  $-15,85\text{‰}$  (Cuadro 3).

Para las condiciones de fugacidad de oxígeno y pH halladas en las soluciones hidrotermales que generaron el depósito del área El Dorado-Monserrat, se tiene que la especie portadora de azufre ampliamente dominante es el  $\text{H}_2\text{S}$  (Fig. 7), siendo éste similar al contenido total de azufre del sistema. Por lo tanto, el fraccionamiento entre las especies que contienen este elemento debe haber sido prácticamente nulo, siendo los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  cercanos a  $0\text{‰}$  hallados en la pirita, el resultado de contenidos originalmente bajos en el isótopo pesado. Esto lleva a la conclusión de que el azufre fue aportado por una fuente magmática o derivada de ella, sin actividad supergénica. Los sulfatos (baritina) poseen un origen hipogénico, originándose como resultado del ingreso de las soluciones en zonas más oxidantes, cercanas a la superficie.

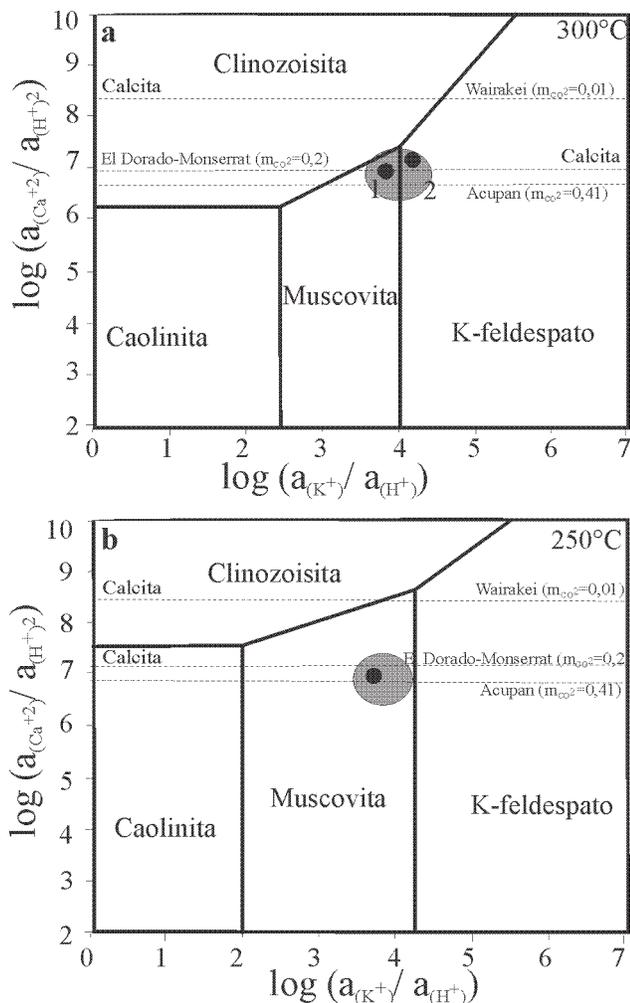
#### Evolución de los fluidos hidrotermales

La asociación mineral hallada en las vetas y halos de alteración del depósito permite establecer una sucesión de eventos depositacionales, producto de un cambio evo-

lutivo de las soluciones a medida que descendía la temperatura. Así, en un primer estadio se produjo la precipitación de calcita, adularia (dentro y en las cercanías de las estructuras vetiformes), seguidos inmediatamente por sericita (principalmente en los halos de alteración), cuarzo, pirita y magnetita. Dichos cambios se pueden observar en los diagramas de actividad-actividad para el sistema  $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$  (Fig. 5). Para su construcción se ha considerado saturación en cuarzo ( $a_{\text{cuarzo}}=1$ ) y la actividad del  $\text{H}_2\text{O}=1$ . Los minerales que no han sido reconocidos, como caolinita y clinozoisita, también se han volcado con actividades de 1. La actividad de la adularia se ha estimado a partir de los microanálisis químicos por microsonda electrónica (Cuadro 1), utilizando para ello la fracción molar del  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  dentro de la molécula de adularia. Este feldespato posee una composición muy cercana a la fórmula teórica, siendo la fracción molar de  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  de  $0,99$ , por ello se ha considerado la actividad de la adularia = 1. Cabe considerar que, si se hubiese tomado la actividad de  $0,99$  se movería el límite del campo feldespato-muscovita  $0,006$  unidades de  $\log a_{\text{K}}+/a_{\text{H}^+}$  a la derecha.

Para el cálculo de la actividad de la muscovita dentro de la molécula de sericita se ha utilizado la ecuación propuesta por Bird y Norton (1981). Aplicando dicha ecuación a los análisis de microsonda electrónica realizados sobre granos de sericita se obtiene que la actividad de la muscovita en la molécula de la sericita es de  $0,23$ . Este valor de actividad, aunque aparentemente bajo, tiene poco efecto en el campo de estabilidad de la muscovita en el diagrama de la figura 5. Cooke *et al.* (1996) hallan que valores de actividad de la muscovita hasta  $0,1$  tienen poco efecto sobre su campo de estabilidad; sin embargo valores menores a  $0,1$  modifican substancialmente la posición del límite muscovita-feldespato.

Como ya se ha mencionado, las observaciones mineralógicas ponen de manifiesto un cambio en la estabilidad de los fluidos, posibilitando la precipitación de adularia y muscovita separadas mínimamente en el tiempo y espacio. Los fluidos originales podrían ubicarse en el campo de



**Figura 5:** Diagramas de actividad-actividad para los principales silicatos de potasio y calcio. Se han establecido los campos de estabilidad para 300°C (a) y 250°C (b). Los coeficientes de actividad de las fases minerales se han considerado 1, a excepción de la muscovita para la cual se ha tomado un valor de 0,23 (ver texto). Las líneas punteadas representan el límite inferior en la relación  $\log a_{\text{Ca}^{+2}}/a_{\text{H}^{+2}}$ , por encima del cual la calcita es estable, para cada molalidad de  $\text{CO}_2$  considerada. Los valores de molalidad de  $\text{CO}_2$  para Wairakei y Acupan se han tomado de Henley (1984) y Cooke et al. (1996), respectivamente. Las áreas sombreadas representan las condiciones estimadas de los fluidos epitermales de El Dorado-Monserrat. 1. composición estimada de los fluidos antes de entrar en ebullición y en los sectores alejados a ella. 2. Composición de los fluidos para los sectores donde la ebullición ha sido más intensa.

estabilidad de la muscovita, ingresando al campo del feldespatos, favoreciendo de esta manera su formación, debido al proceso de ebullición, que provocaría un aumento en el pH y consiguiente incremento en la relación  $a_{\text{K}^{+}}/a_{\text{H}^{+}}$ .

Como se observa en la figura 5 a medida que desciende la temperatura el límite entre el feldespatos y la muscovita se desplaza hacia la derecha, alejándose de las condiciones en las que se encuentran los fluidos del campo de estabilidad del feldespatos. Por esta razón sólo se forma adularia en los primeros estadios de depositación.

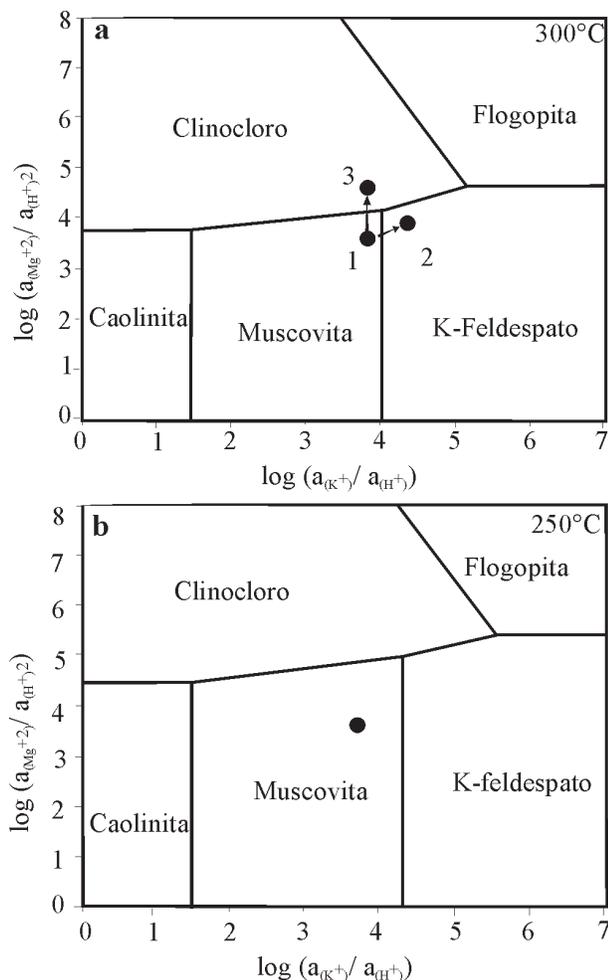
En los diagramas de la figura 5 también se han volcado

las rectas de solubilidad de la calcita en función del contenido de  $\text{CO}_2$ . Ello se ha realizado para el depósito epitermal Acupan (Filipinas), que posee una molalidad de  $\text{CO}_2$  de 0,41, para el campo geotermal de Broadlands cuya concentración de  $\text{CO}_2$  es de 0,01 molal, y para el depósito El Dorado-Monserrat, donde se ha estimado una concentración máxima de  $\text{CO}_2$  de 0,2 molal. De la observación de dichos diagramas se desprende que a mayores contenidos de  $\text{CO}_2$  la precipitación de la calcita se produce con actividades de  $\text{Ca}^{+2}$  menores. Este hecho provoca que, a mayores concentraciones de  $\text{CO}_2$ , se produzca la precipitación de abundante cantidad de calcita, alejándose del campo del epidoto. De esta manera, Cooke *et al.* (1996) describen en Acupan (Filipinas), la formación de calcita, no reconociendo epidoto asociado a ella. Por otro lado, con menores concentraciones de  $\text{CO}_2$ , se ve favorecida la formación de epidoto, relacionado con cantidades mínimas de calcita, hecho puesto de manifiesto en Wairakei (Nueva Zelanda, Browne y Ellis 1970), donde las concentraciones de  $\text{CO}_2$  son realmente bajas (0,01 molal). Por su parte, en El Dorado Monserrat, el valor estimado de concentración de  $\text{CO}_2$  para los fluidos originales (0,2 molal), concuerda con la generación temprana de calcita y la ausencia de silicatos de calcio, como epidoto.

Sobre la base de lo expuesto precedentemente se ha establecido un rango de actividad para las relaciones graficadas en la figura 5, a partir de lo cual ha sido factible calcular la actividad de  $\text{Ca}^{+2}$  en  $1,99 \times 10^{-5}$ , considerando un pH de 5,8, la actividad de  $\text{K}^{+}$  de 0,012 y la concentración de  $\text{CO}_2$  igual a 0,2 molal.

La posición de las soluciones hidrotermales en el diagrama de la figura 6 es mucho más imprecisa debido a la falta de indicadores claros. Sin embargo, basándose en que la alteración propilitica forma un halo difuso, caracterizado por la presencia de clorita, la que no se encuentra como mineral primario, sino solamente sustituyendo a los minerales máficos que forman los fenocristales de las volcanitas de la Formación Bajo Pobre, que constituye la caja de la mineralización; se puede estimar que la actividad del  $\text{Mg}^{+2}$  debe haber sido baja, posiblemente alrededor de  $1 \times 10^{-8}$ . Este valor de la actividad de  $\text{Mg}^{+2}$  relativamente bajo sería el responsable de que no se generen cloritas a partir de la precipitación directa de las soluciones originales. Sólo en los sitios donde la actividad del  $\text{Mg}^{+2}$  se eleva localmente debido a la liberación de este catión producto de la alteración de los minerales máficos ferromagnesianos, es donde se posibilita la generación de cloritas.

Por otra parte, como se observa en la figura 6, a medida que desciende la temperatura el límite del campo de estabilidad clinocloro-muscovita, se aleja hacia relaciones  $a_{\text{Mg}^{+2}}/a_{\text{H}^{+2}}$  mayores, distanciándose de la composición de los fluidos hidrotermales. Por ello, es lógico suponer que la alteración propilitica, con abundante formación de cloritas sobre los minerales ferromagnesianos, se produce a temperaturas más elevadas que la mineralización, y con anterioridad a ella. Mientras que a temperaturas menores, como 250°C, ya no se alcanza el campo de estabilidad del clinocloro.



**Figura 6:** Diagramas de actividad-actividad para los principales silicatos de potasio y magnesio. Los campos de estabilidad han sido calculados para 300°C (a) y 250°C (b). Los coeficientes de actividad de las diferentes fases minerales se han tomado como 1, para la muscovita, sin embargo, se ha considerado igual a 0,23 (ver texto). Los círculos negros representan las condiciones de las soluciones para El Dorado-Monserrat. **1.** Composición estimada de los fluidos antes y en los sitios alejados a la ebullición. **2.** Composición de los fluidos en las zonas con ebullición intensa. **3.** Donde los fluidos interaccionan con los minerales ferromagnesianos de las rocas encajantes aumenta la relación  $a_{(Mg^{+2})}/a_{(H^+)}$ , posibilitando el ingreso al campo del clinocloro.

**Transporte de los metales**

Teniendo en cuenta los parámetros termoquímicos determinados previamente se pueden estimar los mecanismos de transporte y depositación del Au y Ag.

De acuerdo a Seward (1991), dos son las especies que poseen mayor importancia en el transporte del oro en los ambientes hidrotermales; ellas son  $Cl^-$  y  $HS^-$ . Las demás especies que se conocen o postulan como capaces de transportar oro son sólo importantes bajo condiciones especiales y, generalmente, no muy frecuentes. De las dos especies citadas, la primera de ellas puede transportar grandes cantidades de oro, pero lo hace a temperaturas, presiones y salinidades elevadas, en el orden de 450 a 500°C, 0,5 a 2 kbars y 3 molal de NaCl, respectivamente.

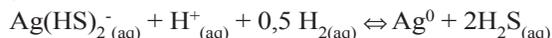
Para las condiciones halladas en El Dorado-Monserrat, donde las salinidades son bajas, en el orden de 0,2 molal, con temperaturas inferiores a los 300°C y pH cercano al neutro, es de esperar que los responsables del transporte del oro sean complejos sulfurados, como  $Au(HS)_2^-$  o  $HAu(HS)_2$ . Como se desprende de la figura 7, el primero de ellos es estable a pH superiores a 5,4, mientras que el segundo se formaría a pH más ácidos. Las condiciones halladas en el depósito estudiado, con pH cercanos a 6, son consistentes con la formulación del transporte del oro como  $Au(HS)_2^-$ .

La solubilidad del oro, cuando es transportado como  $Au(HS)_2^-$ , en soluciones ricas en  $H_2S$ , está controlada por la reacción:



A los 300°C la solubilidad del oro como  $Au(HS)_2^-$  es relativamente elevada (Fig. 7a), posibilitando la estabilidad del complejo sulfurado. Sin embargo, al descender la temperatura se produce la desestabilización de dicho complejo, llevando a la depositación del oro. En El Dorado-Monserrat existen evidencias mineralógicas y texturales que sugieren que el proceso de ebullición es el responsable de la desestabilización. La ebullición causa principalmente una disminución en la  $fH_2S$  que lleva a una disminución en la solubilidad del oro y la desestabilización del complejo bisulfurado. En la figura 7b se han graficado las curvas de solubilidad del oro como complejo  $Au(HS)_2^-$  para 250°C (temperatura media de depositación del cuarzo), y se han representado las condiciones de los fluidos. Allí se observa que las soluciones que poseían un gran poder de transporte de oro a los 300°C (Fig. 7a), han disminuido notablemente su solubilidad, hecho que se acentuaría si se considerara un leve aumento en la  $fO_2$  debido al proceso de ebullición, que no ha sido tomado en cuenta para realizar el diagrama. Este cambio en la solubilidad del oro lleva a su depositación a temperaturas cercanas a los 250°C.

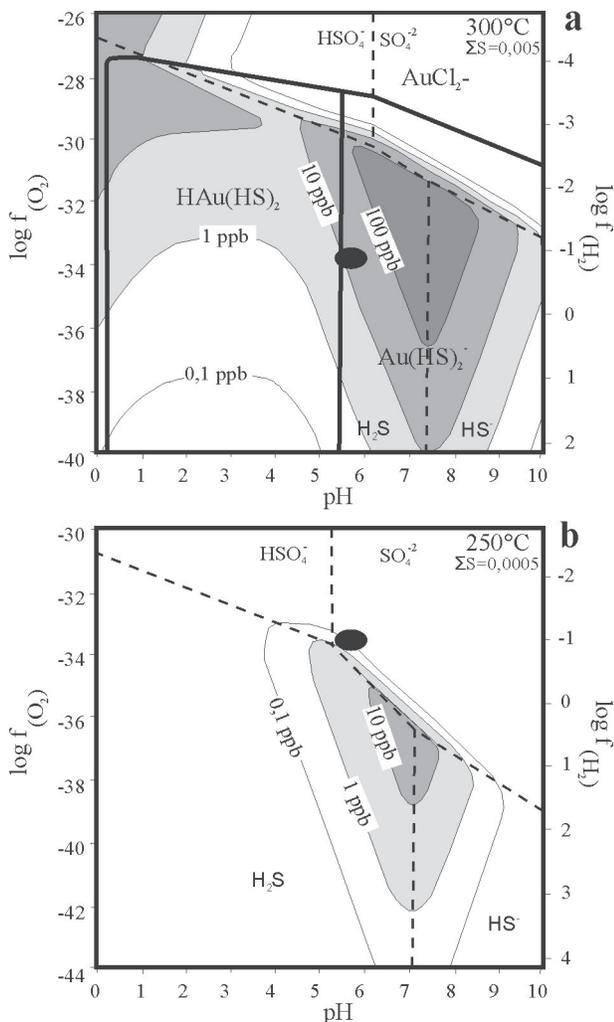
En cuanto a la plata, su yacencia en forma casi exclusiva como electrum, pone de manifiesto su transporte y depositación análogo al del oro. Es así, que el complejo más estable a temperaturas menores a 300°C, en soluciones con pH cercano al neutro y de salinidades bajas, es el  $Ag(HS)_2^-$ , estando su precipitación controlada por la reacción:



La menor estabilidad del complejo  $Ag(HS)_2^-$ , con respecto al  $Au(HS)_2^-$ , provoca su precipitación en los primeros estadios de mineralización. Este fenómeno queda representado en las zonaciones que presenta el electrum, con núcleos más ricos en plata, con composiciones aproximadas de 55% de Au y 45 % de plata, mientras que los anillos están compuestos casi exclusivamente por oro.

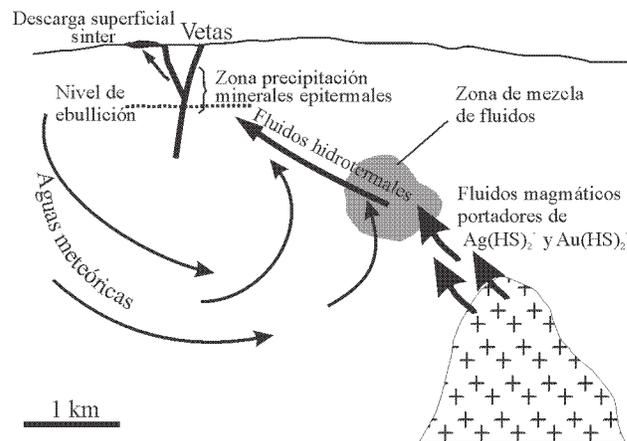
**Conclusiones**

La mineralización del área El Dorado-Monserrat es del tipo epitermal de baja sulfuración, rica en Au y Ag, hospedada en rocas volcánicas de composición intermedia del



**Figura 7:** Diagrama de  $\log f_{O_2}$  versus pH, a 300°C (a) y 250°C (b) donde se han representado las especies acuosas del S predominantes y los complejos responsables del transporte del oro más comunes; como así también las curvas de solubilidad del oro como  $Au(HS)_2^-$  expresadas en ppb. Los campos de estabilidad de los complejos auríferos se han tomado de Cooke et al. (1996). El área oscura representa la composición estimada de los fluidos epitermales de El Dorado-Monserrat previa a la precipitación mineral, nótese que no se ha considerado cambio de  $f_{O_2}$  ni de pH entre los 300° y 250°C.

Jurásico medio. El estudio realizado ha permitido la caracterización de los fluidos hidrotermales que fueron canalizados hacia niveles superficiales donde perdieron estabilidad y dieron origen a la precipitación mineral, con contenidos de Au y Ag. Los fluidos hidrotermales poseían inicialmente una baja salinidad, 0 a 5,6% en peso NaCl equivalente, con  $f_{O_2}$  entre  $-33,5$  y  $-34$ , y pH de 5,2 a 6. Resultados de análisis de isótopos de azufre en pirita sugieren que el origen del azufre, y posiblemente de los metales, es magmático. Sin embargo, los valores de  $\delta^{18}O$  en cuarzo, alejados del campo de aguas magmáticas, sumados a la baja salinidad de las inclusiones fluidas en cuarzo, son indicadores de una importante dilución de los fluidos magmáticos debido a mezcla con aguas meteóricas (Fig. 8).



**Figura 8:** Modelo esquemático de la trayectoria de los fluidos hidrotermales. Mostrando aporte de fluidos magmáticos que serían la fuente de los metales, zona de mezcla con aguas meteóricas y, finalmente, su canalización hacia zonas someras, hasta un nivel donde se produciría la ebullición que se postula como causa principal que lleva a la depositación mineral.

Evidencias texturales y mineralógicas llevan a postular al proceso de ebullición como responsable de la desestabilización de las soluciones y la precipitación de los minerales hidrotermales; estas evidencias incluyen la depositación temprana de calcita en hojas, posteriormente reemplazada por cuarzo, y la precipitación de adularia rómbica. El aumento de la salinidad en inclusiones fluidas primarias en baritina, que es un mineral tardío en la secuencia paragenética, también podría estar indicando una concentración de sales debido a la pérdida de fluidos hacia la fase vapor debido a ebullición.

Durante su enfriamiento, los fluidos se saturan con respecto al cuarzo, produciendo su precipitación en espacios abiertos y reemplazando a la calcita, a una temperatura media de 220° a 250°C. La mayor parte de la historia evolutiva de los fluidos ocurre dentro del campo de estabilidad de la muscovita como se evidencia por la amplia distribución de la sericita tanto dentro de las vetas como en los halos de alteración, mientras que la pérdida de especies volátiles hacia la fase gaseosa produce un incremento en el pH del fluido posibilitando su ingreso al campo de estabilidad de la adularia, promoviendo la alteración potásica dentro y en las cercanías de las vetas.

Au y Ag han sido transportados como complejos bisulfurados y depositados como electrum a una temperatura aproximada de 250°C, la menor estabilidad del complejo de Ag da como resultado núcleos ricos en Ag y bordes compuestos casi exclusivamente por Au.

La baritina es un mineral hidrotermal tardío que precipita a temperaturas inferiores a los 190°C, a partir de soluciones con salinidades intermedias (6,4 a 16% en peso NaCl equivalente); por último, se reconoce un pulso final de sílice con texturas de recrystalización que puede estar genéticamente relacionado a las inclusiones secundarias en baritina, y por consiguiente formado a partir de un fluido nuevamente diluido (0 a 5% en peso NaCl equivalente) y de relativamente baja temperatura (<180°C).

## Agradecimientos

Los resultados expuestos forman parte de la Tesis Doctoral presentada por el autor en la UNLP, por ello se desea agradecer a los Dres. I. B. Schalamuk y R. O. Etcheverry que han sido los directores de dicha Tesis; así como a todos los integrantes del INREMI de la Universidad Nacional de la Plata por su apoyo durante los trabajos de campo y gabinete, particularmente al Dr. R. Fernández por la lectura crítica del manuscrito. Este trabajo ha sido financiado por el Conicet y la Agencia de Promoción Científica y Tecnológica. Las revisiones del Dr. E. Domínguez y otro árbitro anónimo de la RAGA han enriquecido notoriamente el contenido del trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arribas Jr., A., Schalamuk, I. B., de Barrio, R. E., Fernández, R. R. e Itaya, T., 1996. Edades radimétricas de mineralizaciones epitermales auríferas del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Actas XXXIX Congreso Brasileiro de Geología, IGCP N° 342 Age and isotopes of South American Ores, 7: 254-257.
- Benning, L. G. y Seward, T. M., 1996. Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrothermal solutions from 150-400°C and 500-1500 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 1849-1871.
- Bird, D. K. y Norton, D. L., 1981. Theoretical Prediction of phase relations among aqueous solutions in minerals: Salton Sea Geothermal System. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45: 1479-1493.
- Browne, P. R. L. y Ellis, A. J., 1970. The Ohaaki Broadlands Hydrothermal Area, New Zealand: Mineralogy and Related Geochemistry. *American Journal of Science*, 269: 97-131.
- Clayton, R. N., O'Neil, J. R. y Mayeda, T., 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*, 77: 3057-3067.
- Cooke, D. R., McPhail, D. C. y Bloom, M. S., 1996. Epithermal Gold Mineralization, Acupan Baguio District, Philippines: Geology, Mineralization, Alteration, and Thermochemical Environment of Ore Deposition. *Economic Geology*, 91: 243-272.
- de Barrio, R. E., 1993. El vulcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 189-198. Mendoza.
- Del Blanco, M., Echavarría, L., Echeveste, H., Etcheverry, R., Tessone, M. y Mondelo, R., 1994. Estancia La Josefina, un nuevo prospecto aurífero en el Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *International Mining Meeting*, Actas: 93-99. Buenos Aires.
- Di Persia, C. A., 1960. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (provincia de Santa Cruz). 1° Jornada Geológica Argentina, Actas 2: 65-68.
- Echavarría, L. E., 1995. Depósito Epitermal Cuarzo-Aurífero El Dorado-Monserrat, Prov. de Santa Cruz. Actas. 5° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas: 414-425. San Juan.
- Echavarría, L. E., 1997a. Estudio Geológico-Minero del Area El Dorado-Monserrat, Departamento Magallanes, Prov. de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (inédita). 327 pp. Universidad Nacional de la Plata.
- Echavarría, L. E., 1997b. Texturas de cuarzo del depósito epitermal El Dorado-Monserrat, provincia de Santa Cruz. Descripción e implicancias genéticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52: 491-503.
- Echavarría, L. E. y Etcheverry, R. O., 1998. Características Geoquímicas de la Mineralización Epitermal El Dorado-Monserrat, Provincia De Santa Cruz, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 25: 69-84.
- Echavarría, L. E. y Etcheverry, R. O., 1999. Mineralización Au-Ag El Dorado-Monserrat. En: Zappettini E. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, SEGEMAR, Anales 35: 1219-1224. Buenos Aires.
- Echavarría, L., Etcheverry, R., Echeveste, H., Del Blanco, M., Tessone, M., Mondelo, R. y Pérez, D., 1996. Características Geológicas del Depósito Epitermal "La Josefina", Santa Cruz, Argentina. *Revista Espacios*, Universidad de la Patagonia Austral. 1: 27-33.
- Echeveste, H., Echavarría, L., Tessone, M., 1995. Prospecto aurífero "La Josefina", un sistema hidrotermal tipo Hot Spring, Santa Cruz, Argentina. 5° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas: 414-425. San Juan.
- Field, C. W. y Ficarek, R. H., 1985. Light stable isotope systematics in the epithermal environment. *Reviews in Economic Geology*, 2: 99-128.
- Gorring, M. L., Kay, S. M., Zeitler P. K., Ramos V. A., Rubiolo, D., Fernandez, I. y Panza, J. L., 1997. Neogene patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile triple junction. *Tectonics* 16: 1-17.
- Hedenquist, J. W. y 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.
- Helgeson, H. C., 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *American Journal of Science*, 267: 729-804.
- Henley, R. W., 1984. Hydrolysis reactions in hydrothermal fluids. *Reviews in Economic Geology*, 1: 65-82.
- Johnson, J. W., Oelkers, E. H. y Helgeson, H. C., 1992. SUPCRT92: a software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of mineral, gases and aqueous species and reactions from 1 to 5000 bars and 0° to 1000°C. *Computers and Geosciences* 18: 899-947.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J. R. y Clayton, R. N., 1979. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43: 1131-1140.
- Miyoshi, T., Sakai, H. y Chiba, H., 1984. Experimental study of sulphur isotope fractionation factors between sulphate and sulphide in high temperatures melts. *Geochemistry Journal* 18: 75-84.
- Ohmoto, H. y Rye, R. O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. En: Barnes, H. L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, second edition: J. Wiley and Sons: 509-567. Nueva York.
- O'Neill, J. R. y Silberman, M. L., 1974. Stable isotopes relations in epithermal Au-Ag deposits. *Economic Geology* 67: 902-909.
- Pankhurst, R., Sruoga, P. y Rapela, C., 1993. Estudio geocronológico Rb/Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47° 30' L.S. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 171-178. Mendoza.
- Panza, J. L., 1995. Descripción geológica de la Hoja 4969-II, Tres Cerros, provincia de Santa Cruz. Secretaría de Minería de La Nación. Boletín 213, 103 pp. Buenos Aires.
- Panza, J. L. y Franchi M. R., 2002. Magmatismo basáltico cenozoico extrandino. En: Haller, M. J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires: 201-236.
- Schalamuk, I. B., Etcheverry, R. O. y Echeveste, H., 1994. Consideraciones geológicas y metalogénicas del área comprendida entre los 69° 24' a 69° 45' de Longitud Oeste a los 48° 45' a 48° 49' de Latitud Sur, Prov. de Santa Cruz, Argentina. *Actas International Mining Meeting*: 87-92. Buenos Aires.
- Schalamuk, I. B., Fernández, R. R. y Etcheverry, R. O., 1995a. Gold-silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. En: Pasava, J., Kribek, B. y Zak, K (Eds.): *Proceedings of the third biennial SGA Meeting*: 385-388. Praga.
- Schalamuk, I. B., Ríos, F. J., Fuzikawa, K y Pimenta, M. A., 1995b. Fluid inclusion studies in epithermal auriferous-quartz veins of Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 13° Ecrofi, Sociedad Española de Mineralogía, Edición especial, 18: 220-221. Barcelona.

- Schalamuk, I. B., Zubia, M., Genini, A. y Fernandez, R. R., 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 12: 173-186.
- Schalamuk, I. B., de Barrio, R. E., Zubia, M., Genini, A. y Echeveste, H., 1999a. Provincia auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: Zappettini, E. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, SEGEMAR, Anales 35: 1177-1188. Buenos Aires.
- Schalamuk, I. B., Echeveste, H., Etcheverry, R. O. y Ametrano, S., 1999b. Prospecto Manantial Espejo, Santa Cruz. En: Zappettini, E. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, SEGEMAR, Anales 35: 1211-1217. Buenos Aires.
- Schalamuk, I. B., Del Blanco, M., de Barrio R. E., Fernández, R. R., Etcheverry, R. O., Echeveste, H., Tessone, M. y Marchionni, D., 1999c. Mineralizaciones auroargentíferas en el área La Josefina, Santa Cruz. En: Zappettini, E. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, SEGEMAR, Anales 35: 1203-1210. Buenos Aires.
- Schalamuk, I. B., de Barrio R. E., Zubia, M., Genini, A. y Valvano, J., 2002. Mineralizaciones auro-argentíferas del Macizo del Deseado y su encuadre metalogénico. En: Haller, M. J. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz: 679-714.
- Seward, T. M., 1991. The hydrothermal geochemistry of gold. En: Foster, R. P. (Ed.): *Gold Metallogeny and Exploration*, Blackie and Son Ltd.: 37-62. Londres.
- Spycher, N. F. y Reed, M. H., 1989. Evolution of a Broadlands type epithermal ore fluid along alternative P-T paths: Implications for the transport and deposition of base, precious and volatile metals. *Economic Geology*, 84: 328-359.
- Thiersch, P. C., Williams-Jones, A. E. y Clark, J. R., 1997. Epithermal mineralization and ore controls of the Shasta Au-Ag deposit, Toodoggone District, British Columbia, Canada. *Mineralium Deposita*, 32: 44-57.
- Wood, S. A., 1998. Calculation of activity-activity and Log  $f_{O_2}$ -pH diagrams. En: Richards, J. P. y Larson, P. B. (Eds.): *Techniques in hydrothermal ore deposits geology*. Reviews in Economic Geology, 10: 81-96.
- Zubia, M., Genini, A. y Schalamuk, I. B., 1999. Yacimiento Cerro Vanguardia, Santa Cruz. En: Zappettini, E. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, SEGEMAR, Anales 35: 1189-1202. Buenos Aires.

**Recibido:** 1 de octubre, 2002

**Aceptado:** 2 de septiembre, 2003