

INTRODUCCION

La mina Río Blanco (Codelco-Chile) se ubica en la Alta Cordillera, a 50 km al SE de la ciudad de los Andes, en el límite con la Región Metropolitana ($33^{\circ}08' S - 70^{\circ}16' W$). Durante un programa de sondajes, realizado en 1979 con el objeto de evaluar las reservas del yacimiento, se interceptó un flujo de agua termal con una temperatura de $41^{\circ}C$, a una profundidad cercana a los 750 m de la boca del pozo.

Este sondaje se encuentra en el Nivel 19 de la mina a una cota de 3.070 m s.n.m., y entre 600 y 650 m bajo el nivel local. Aún cuando el agua captada es de temperatura moderada, de inmediato se consideró la posibilidad de emplearla como elemento calefactor para las dependencias de la mina o en los procesos metalúrgicos de extracción del cobre.

El presente estudio tiene por objeto determinar las características químicas de esta agua termal, y los procesos físicoquímicos que la han originado, incluyendo la estimación de las temperaturas mínimas a las cuales tales procesos han tenido lugar. Se aportan, además, antecedentes sobre las características del acuífero o reservorio, que permitan inferir la cuantía o potencial de este recurso, para ser utilizado en forma industrial.

CARACTERISTICAS GEOLOGICAS DEL AREA

El área de la Mina Río Blanco corresponde al sector noreste del yacimiento cuprífero Río Blanco - Los Bronces, el cual está emplazado en un conjunto de rocas volcánicas y plutónicas del Terciario Superior. Las rocas más antiguas del área de la mina, corresponden a la Formación Farellones (Muñoz Cristi, en HOFFSTETTER y otros, 1957; AGUIRRE, 1960) y consisten en andesitas y metandesitas afectadas por procesos de alteración hipógena (BLONDEL, 1980). Se han obtenido edades radiométricas de 18,5 y 17,3 m.a. para esta formación en su localidad tipo (VERGARA y DRAKE, 1978).

En este sector, la Formación Farellones se encuentra intruida por un plutón granodiorítico (plutón Disputada; CEPEDA, 1976, 1981), emplazado entre los 12 y los 10 m.a. (RUIZ, 1965; DRAKE y VERGARA, 1976; VERGARA y DRAKE, 1978). Este plutón ha sido posteriormente intruido por cuerpos porfídicos de carácter monzonítico, (5,1 m.a.), a los cuales estaría asociada la mineralización de Cu y Mo del yacimiento, y probablemente también la formación de brechas hidrotermales de anhidrita y turmalina con diversos óxidos, sulfuros y minerales silicatados asociados (BLONDEL op. cit).

Las unidades anteriormente descritas se presentan intruidas por

cuerpos brechosos subvolcánicos, de composición dacítica a riolítica, a los cuales se asocian términos efusivos correspondiente a flujos de gignimbritas; este conjunto de rocas volcánicas y subvolcánicas ha sido denominado Formación Río Blanco (BLONDEL op. cit.; LATORRE, 1980). Esta última fase magmática del área ha sido datada entre 3,9 y 4,9 m.a. (QUIRT y otros, 1971; DRAKE y otros, 1976).

CARACTERISTICAS QUIMICAS DEL AGUA TERMAL

Los constituyentes disueltos en el agua termal, aportan antecedentes acerca de su origen y de las rocas a través de las cuales el agua ha circulado. También es posible, a partir de la composición química del agua termal, hacer una estimación de la temperatura original del sistema hidrotermal en profundidad.

T A B L A 1

Características físicas y composición química del agua termal de la Mina Río Blanco

| Fecha | Temp. | Flujo | Calor Transportado |
|------------|-------|----------|--------------------|
| | (°C) | (l/seg.) | (Kcal./seg.) |
| Enero 1980 | 41,0 | 72,0 | 250,0 |

Constituyentes disueltos (mg/l)*

| pH a 29°C | Li ⁺ | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ⁺⁺ | Mg ⁺⁺ | SiO ₂ |
|-----------|-----------------|------------------------------|-------------------------------|------------------------------|------------------|------------------|
| 6,9 | 0,1 | 328 | 5,2 | 652 | 54 | 33 |
| | CO ₂ | CO ₃ ⁼ | HCO ₃ ⁻ | SO ₄ ⁼ | Cl ⁻ | B ⁻ |
| | 14 | 0,0 | 74 | 2.120 | 221 | 2,2 |

* Análisis efectuado por el Laboratorio Químico del Instituto de Investigaciones Geológicas (Certif. N°5.64.7)

La Tabla 1 muestra que el agua termal captada en la mina Río Blanco corresponde a una solución cercanamente neutra (pH= 6,9 a 29°C), constituida principalmente por sulfatos y en forma relativamente subordinadas por cloruro y aniones bicarbonato. Los cationes corresponden principalmente a sodio y calcio y en menor proporción a potasio y magnesio.

En la Tabla 2 se incluyen las razones Na/K, Ca/Mg y (Ca + Mg)/(Na + K) con el objeto de comparar la abundancia relativa de cationes en el agua termal, con la abundancia de los mismos en las rocas donde ésta ha sido captada. De este modo, es posible observar que el agua termal presenta un fuerte enriquecimiento en Na y Ca con respecto a las rocas a través de las cuales el agua ha debido circular.

T A B L A 2

Razones de metales alcalinos y alcalino térreos en el agua termal y rocas del yacimiento

| | Na/ K | Ca/Mg | Ca + Mg/Na + K |
|---|-------|-------|----------------|
| Agua termal | 63,07 | 12,07 | 2,12 |
| Granodioritas y Pórfidos Monzoníticos (6 muestras*) | 0,57 | 2,35 | 0,37 |

Esta notable diferencia demuestra que, además de los minerales silicatados de las rocas circundantes, deben haber intervenido, como fuente de origen de los elementos en disolución, otros tipos de minerales presentes en el yacimiento. De este modo es posible explicar la escasa similitud entre esta agua termal y aquellas de las fuentes termales del Norte de Chile (LAHSEN, 1976), de la zona Central del Sur de Chile (De GRYS, 1965) e incluso, con aquellas de diversas partes del mundo, recopiladas por WHITE et al. (1963)

GEOTERMOMETROS QUIMICOS

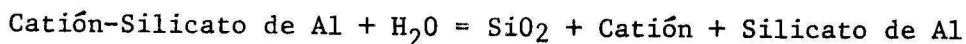
La temperatura de descarga de una fuente termal o de un pozo, como es el presente caso, no necesariamente corresponde a la temperatura o

* Blondel, 1980, págs. 49 -58

original del agua en profundidad. Tanto la pérdida de calor por conducción hacia las rocas de caja, como la mezcla con aguas superficiales más frías pueden bajar considerablemente la temperatura original de un agua termal. Esta temperatura puede estimarse, sin embargo, a partir de la concentración de algunos elementos en la solución termal. Para ello es necesario suponer que: 1.- Las reacciones agua - roca hayan tenido el tiempo suficiente para alcanzar el equilibrio y, 2.- que en su ascenso hacia la superficie el agua termal no haya sufrido cambios composicionales.

Dado que en el área del yacimiento Río Blanco no hay evidencias de otras manifestaciones con diferentes contenidos salinos, como para establecer posibles diluciones con aguas superficiales más frías, se supone que el agua termal en estudio solamente pudo haber perdido calor por conducción hacia las rocas de caja. De este modo, no habría sufrido cambios composicionales por evaporación o por mezcla con aguas de distinta composición.

El método geotermométrico de mayor uso en sistemas geotermales se basa en la solubilidad de la sílice (KRAUSKOPF, 1956, WHITE y otros, 1956; ELLIS y MAHON, 1964; FOURNIER y ROWE, 1966). Las reacciones entre el agua y los silicatos de Al presentes en las rocas son frecuentemente de la forma:



donde el mineral Cati3n-Silicato de Al puede ser un feldespato de Na, K, o Ca, o bien, una arcilla que al reaccionar con el agua da lugar a la formación de otro mineral de arcilla (Silicato de Al).

Como resultado de esta reacción el agua se va enriqueciendo en sílice, hasta alcanzar su saturación o equilibrio, correspondiente a la temperatura del sistema geotermal. En profundidad, la cantidad de sílice en solución está condicionada, además de la temperatura, presión y características químicas del solvente, por la solubilidad del cuarzo o de la calcedonia. (FOURNIER y ROWE, 1966). Este geotermómetro supone que se haya alcanzado el equilibrio entre la sílice disuelta y un determinado mineral de sílice, a la temperatura del reservorio del sistema geotermal, y por otra parte, que no haya habido precipitación de la sílice durante el ascenso del agua hacia la superficie. La determinación del contenido de sílice de una muestra de agua indicará, entonces, la temperatura del reservorio termal, siempre que el geotermómetro haya sido justamente calibrado para la adecuada forma de sílice involucrada en la reacción.

Normalmente este método se aplica sobre la base de curvas de concentración de sílice versus la temperatura, de soluciones acuosas en equilibrio con cuarzo o con calcedonia. Estas curvas de solubilidad de

de la sílice han sido elaboradas a partir de mediciones experimentales, y expresadas por las siguientes ecuaciones determinadas por TRUESDELL (1975):

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1,315}{5,205 - \log \text{SiO}_2} - 273,15$$

$$t^{\circ}\text{C} = 83,5$$

Esta ecuación representa una solución saturada de sílice en equilibrio con cuarzo y considera el enfriamiento sólo por conducción, esto es, que no ha habido evaporación. La concentración de SiO_2 se expresa en ppm o mg/l, de este modo el agua termal del yacimiento Río Blanco, con un contenido de SiO_2 de 33 mg/l, tendría una temperatura inicial de 83.5°C. Esta expresión conlleva un error de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ para temperaturas comprendidas en el rango 125 - 250°C, para temperaturas inferiores a 125°C el error es mayor.

Para soluciones saturadas con sílice en equilibrio con calcedonia, la determinación de la temperatura original del agua termal se puede hacer mediante la expresión,

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1,015}{4,665 - \log \text{SiO}_2} - 273,15$$

$$t^{\circ}\text{C} = 50,4$$

Otro geotermómetro de amplia utilización en aguas termales, está basado en los contenidos de Na, K y Ca. Este método fue usado inicialmente a partir de la razón Na/K; la calibración empírica de este geotermómetro en sistemas naturales no siempre concuerda con los estudios experimentales de equilibrio de las soluciones con feldespatos y micas, a diferentes temperaturas, (WHITE, 1960; ELLIS, 1970). Este hecho se debe probablemente a la complejidad de las reacciones agua-roca involucradas en los sistemas geotermales, de tal modo que las condiciones de equilibrio incluyen un mayor número de variables, que las consideradas en los estudios experimentales.

Sobre la base de las curvas de razones Na/K versus la temperatura, compiladas por WHITE (1970) y ELLIS (1970), es posible calcular la temperatura original del agua termal, mediante la siguiente expresión a proximada obtenida por TRUESDELL (1975), en la cual los cationes Na y K se expresan en mg/l:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{855,6}{\log (\text{Na}/\text{K}) + 0,8573} - 273,15$$

$$t^{\circ}\text{C} = 48,8$$

Se ha observado, sin embargo, que en soluciones termales ricas en Ca, este método geotermométrico puede dar resultados erróneos. En consideración a esa situación FOURNIER y TRUESDELL (1973) y TRUESDELL (1975) han incorporado a la expresión anterior el contenido de Ca de la solución. La expresión matemática de este geotermómetro, en el cual las concentraciones de Na, K y Ca deben expresarse en mol/l, es:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1.647}{\log (\text{Na}/\text{K}) + 1/3 \log (\text{Ca}/\text{Na}) + 2,24} - 273,15$$

$$t^{\circ}\text{C} = 113,6$$

Esta expresión es generalmente válida para temperaturas superiores a 100°C, y con una raíz cuadrada de la razón Ca/Na mayor que 1.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Constituyentes químicos. Asumiendo que el agua termal en estudio es de origen meteórico, lo cual podría ser confirmado mediante determinaciones isotópicas de hidrógeno y oxígeno, su contenido de iones (Tabla I) debe provenir de los minerales de las rocas de caja. En este caso, una fracción de los elementos disueltos deben provenir de los minerales primarios de las granodioritas y cuarzomonzonitas que constituyen las rocas en profundidad. Al comparar las razones Na/K y Ca/Mg del agua termal con las razones homólogas en esas rocas (Tabla 2), se aprecia que en el agua el sodio está enriquecido en más de 100 veces con respecto al potasio; en tanto que el calcio lo está en unas 5 veces con respecto al magnesio.

Este enriquecimiento relativo en Na podría deberse a que una parte del K extraído de los minerales primarios de las rocas, especialmente de los feldespatos, habrían sido incorporados a los minerales de alteración resultantes, principalmente a las arcillas. En general se debe considerar además, que en los procesos de alteración los iones de Na tienen una mayor movilidad que los iones de K.

El alto contenido de calcio y sulfato en el agua termal se explica considerando, que aparte de las rocas silíceas anteriormente señaladas, en el yacimiento se encuentran brechas hidrotermales con anhidrita. Estos cuerpos de brechas han sido reconocidos en la cota 3.070, correspondiente al nivel de la mina donde está ubicado el sondaje que captó el agua termal. La hidratación y disolución de la anhidrita da lugar a las altas concentraciones en iones Ca y SO_4 del agua termal en estudio.

Sin embargo, un simple balance de masa revela un exceso de iones sulfato con respecto a los iones de Ca; este exceso de iones sulfatos podría deberse a un aporte adicional causado por la disolución de otros minerales sulfatados, tales como alunita o jarosita; o bien debido a reacciones de intercambio iónico, como ocurre cuando las soluciones están en contacto con zeolitas sódicas. En este último caso los iones calcio son intercambiados con cationes sodio, incrementando su concentración en la solución, a la vez que ocasionan una disminución en el contenido de calcio.

Temperatura. Para discernir acerca de la validez de los cálculos de temperatura basados en los geotermómetros químicos expuestos anteriormente, es necesario considerar, además de las supuestas condiciones de equilibrio entre la solución y los minerales involucrados, la composición química global del agua termal y las características geológicas y mineralógicas de los acuíferos.

En el presente caso se han obtenido diferentes temperaturas; unas alrededor de los $50^{\circ}C$ y otras cercanas a los $100^{\circ}C$. Esta incongruencia en los resultados se deriva probablemente del hecho que sólo una parte de los elementos en disolución provienen de silicatos de Al, que constituyen los minerales primarios de las rocas, y con las cuales se supone que la solución ha alcanzado su punto de equilibrio. En estos minerales están basados los geotermómetros empleados; sin embargo, una parte importante de los iones han resultado de la disolución de minerales sulfatados, producto de alteración hidrotermal y cuyas condiciones de equilibrio son diferentes a las que consideran los geotermómetros usados normalmente en sistemas geotérmicos.

Las temperaturas cercanas a los $100^{\circ}C$, se han obtenido a partir del contenido de sílice disuelta ($83,5^{\circ}C$), asumiendo un equilibrio químico con el cuarzo, y con el geotermómetro catiónico, que incluye el contenido de calcio ($113,6^{\circ}C$).

De acuerdo con los datos recopilados por TRUESDELL (1975) las temperaturas estimadas a partir de la sílice disuelta, en general, presenta un alto margen de error para temperaturas inferiores a $100^{\circ}C$. A su vez el

geotermómetro catiónico de Na, K y Ca puede estar distorsionado por el alto contenido de Ca no proveniente de silicatos de Al, como también debido a un enriquecimiento relativo en Na con respecto al K, debido a reacciones de intercambio iónico.

Las temperaturas aproximadas a los 50°C, calculados a partir de la sílice disuelta en equilibrio con calcedonia, y de la razón Na/K son bastante concordantes entre sí (50,4°C y 48,8°C respectivamente); sin embargo, estas temperaturas están sujetas a los mismos factores de error que aquellas obtenidas en el rango de los 100°C. Este hecho hace difícil discernir acerca de cual de los rangos de temperatura calculados corresponde efectivamente a la temperatura original del agua termal en el reservorio.

Otro constituyente disuelto en el agua termal, y cuya solubilidad está estrechamente ligada a la temperatura es el sulfato de calcio; en este caso, la solubilidad del yeso o de la anhidrita decrece con el aumento de la temperatura (KRAUSKOPF, 1967). Sin embargo, la solubilidad de estos minerales prácticamente no ha sido empleada como un indicador cuantitativo de la temperatura en subsuperficie de sistemas geotermales.

Antecedentes experimentales acerca de la solubilidad del yeso y anhidrita en agua de mar y en soluciones de NaCl obtenidas por MARSHALL y SLUSHER (1968), permiten estimar la temperatura de equilibrio de una solución para una determinada concentración de iones de calcio y de sulfato.

El producto de solubilidad del sulfato de calcio disuelto en el agua termal de Río Blanco, calculado sobre la base de la concentración molal de sus iones es igual a $3,5 \times 10^{-4}$, y la fuerza iónica de esta solución es de 0,124. Al llevar estos datos a las curvas de temperatura, elaboradas por MARSHALL y SLUSHER (op.cit.), en función del producto de solubilidad y la fuerza iónica, el agua termal en estudio se ubica en la curva de los 95°C, en el límite del campo de estabilidad del mineral hidratado. Esta sería la temperatura máxima que habría podido alcanzar el agua termal de Río Blanco, según su contenido de sulfato de calcio en solución. De acuerdo con lo anterior, es posible que esta agua termal haya alcanzado originalmente una temperatura máxima cercana a los 100°C.

Si se considera que el agua meteórica pudo descender hasta una profundidad de unos 2.000 m, un gradiente geotérmico normal (25°-30°C./km) es suficiente para explicar su calentamiento a 50°C. Una temperatura de 100°C implica la existencia de un gradiente geotérmico del orden de los 50°C/km, para lo cual se requiere que en la zona haya una fuente adicional de calor, como sería aquel aportado por actividad magmática, o por un intrusivo aún en etapa de enfriamiento. Es necesario considerar también, que parte del calor transferido al agua termal de Río Blanco, pueda provenir de la reacción exotérmica que se verifica debido a la hidratación de la anhidrita.

CONSIDERACIONES SOBRE EL RESERVORIO

Las condiciones de permeabilidad de las rocas que constituyen el sistema geotérmico están, de acuerdo con la información existente, controladas esencialmente por procesos secundarios. Estos procesos corresponden a fracturamiento de las rocas plutónicas y subvolcánicas del área y, a la disolución de minerales como la anhidrita en cuerpos de brechas hidrotermales.

Las zonas de fracturas, preferentemente orientadas N 70°E (CEPEDA, 1981), habrían facilitado la infiltración del agua meteórica hasta profundidades del orden de los 2.000 m, donde ha sido calentada. En los cuerpos de brechas hidrotermales, el agua pudo producir la disolución de la anhidrita, dando lugar a algunos sectores con un mayor grado de permeabilidad, que en partes podrían estar saturados de agua. Desde estos sectores de mayor permeabilidad el agua se transmite, a través de fracturas, hacia otras áreas del yacimiento, como es el caso del flujo captado por el sondaje en estudio.

Considerando el caudal y la temperatura a que el agua termal es erogada en el pozo, como asimismo la naturaleza de los niveles permeables, parece poco probable que exista un potencial energético de gran magnitud; sin embargo, el calor contenido en esta agua podría ser utilizado para la calefacción ambiental de la mina durante los meses más fríos.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El sistema geotermal ubicado en el yacimiento Río Blanco, consiste en un sistema de agua caliente de circulación profunda (2.000 m o más) y está contenido en zonas de fracturas y sectores permeables ocasionados por procesos de lixiviación. Los elementos disueltos en el agua termal han sido extraídos tanto de minerales primarios como de alteración hidrotermal que constituyen las rocas que contienen al sistema geotérmico en profundidad.

Los geotermómetros químicos usualmente empleados para calcular las temperaturas los sistemas geotermales, entregan diferentes temperaturas para el sistema en estudio. Los métodos basados en la razón Na/K y en el contenido de sílice en equilibrio con calcedonia involucran temperaturas de 48,8 y 50,4°C; en tanto que los métodos basados en el contenido de sílice en equilibrio con cuarzo, y en los contenidos de Na, K y Ca sugieren temperaturas de 83,5 y 113,6 °C respectivamente. Este último rango de temperatura concuerda con el límite de saturación del sistema agua-yeso del agua termal de Río Blanco. Tomando en cuenta los márgenes de error que tienen estos geotermómetros para temperaturas inferiores a 100°C, es prácticamente imposible decidir con certeza cual de los

rangos de temperatura calculados es el correcto.

Aún cuando hubiese sectores del reservorio con agua a temperatura cercana a los 100°C, dada la distribución que éste tiene dentro del yacimiento, sería difícil poder ubicarlos. Por lo tanto, es conveniente considerar la posibilidad de utilizar la parte del sistema geotermal ya detectado, cuya temperatura podría ser suficiente como para emplearlo en la calefacción ambiental de la mina. El caudal del pozo en estudio entrega una cantidad de calor cercana a los 250 K Cal/seg. Esta energía térmica podría ser incrementada extrayendo un mayor caudal de agua caliente ya sea, mediante la perforación de otros pozos en el mismo lugar o bien, ensanchando el diámetro del pozo termal existente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue posible gracias al apoyo económico recibido a través del Grant E 410-8133 del Servicio de Desarrollo Científico, Artístico y de Cooperación Internacional de la Universidad de Chile. El autor agradece la colaboración de los colegas Vid Stambuk, Superintendente de Geología y José Blondel, de la División Andina de Codelco-Chile, por los antecedentes acerca del sondaje y las muestras de agua termal proporcionadas, y a los Profesores. Leopoldo López y M. A. Parada por la lectura crítica del manuscrito.

REFERENCIAS

- AGUIRRE, L., (1960). Geología de los Andes de Chile Central, Provincia de Aconcagua. Inst. Inv. Geol. Stgo. Bol. N°9. 70 págs.
- BLONDEL, J., (1980). Pórfido de composición granodiorítica de Mina Río Blanco. Memoria de Título de Geólogo, Depto. de Geología. Univ. de Chile.
- CEPEDA, A., (1976). Geología Económica y evaluación del área Andina Disputada. Inst. Inv. Geol. Stgo. Informe inédito.
- CEPEDA, A., (1981). Geología Económica del Distrito Río Blanco - Disputada. Bol. 36, Inst. Inv. Geol. Chile, 43 págs.
- DE GRYS, A., (1965). Some observations on the Hot Springs of Central Chile Water Res. Research Vol. 1 N°3, págs. 415- 428.
- DRAKE, R., CURTIS, G. y VERGARA, M., (1976). Potassium - Argon dating of igneous activity in the Central Chilean Andes. Latitude 33°S. Jour. Volcanol. Geothermal, 1, págs. 285 - 295.

- ELLIS, A. J. y MAHON, V. A., (1964). Natural hydrothermal systems and hot water/rock interactions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28 págs. 1323 - 1357.
- ELLIS, J., (1970). Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems. *Proc. U.N. Symposium of the Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa; Geothermics: Special Ussue 2 - 2 (1) págs. 516-528.*
- FOURNIER, R. O. y ROWE, J. J., (1966). Estimation of underground temperatures from the silica content of waters from hot springs and wet-steam wells. *Amer. Jour. Sci.*, v 264 págs. 685 - 697.
- FOURNIER, P. y TRUESDELL, A., (1973). An empirical Na/K/Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, págs. 1255-1275.
- HOFFSTETTER, R., FUENZALIDA, H. y CECIONI, G., (1957) *Lexique Stratigraphique International. Vol. V, Amerique Latine, Fac. N°7, Chile. 444 págs.*
- KRAUSKOPF, K., (1956) Dissolution and precipitation of silica at low temperatures, *Geochim. Cosmochim. Acta. V. 10, págs, 1-26.*
- KRAUSKOPF, K., (1967). *Introduction to Geochemistry. Mc Graw-Hill Book Co. New York, U.S.A. 721 págs.*
- LAHSEN, A., (1976). La actividad Geotermal y sus relaciones con la tectónica y el volcanismo en el norte de Chile. *Depto. Geol., U. de Chile. Actas L Congr. Geol. Chileno, Tomo I, ppags. B105-B127.*
- LATORRE, J. J. (1980). Geología de los cuerpos brechas y pórfidos subvolcánicos de composición latítica, dacítica y riocítica, de la Mina Río Blanco. *Taller de Título II, GL 698, .89 págs.*
- MARSHALL, W. L. and SLUSHER, R., (1968). Aqueous systems at high temperature. Solubility to 200°C of (Ca SO₄) calcium sulfate and Its Hydrates in Sea Water and Saline Water Concentrates, and Temperatures-Concentration Limits: *Jour. Chem. Eng. Data, V. 13, págs. 83-93*
- QUIRT, G. S., STEWART, J., CLARK, A. H. y FARRAR, E., (1971). Potassium-Argón ages of porphyry copper deposits in Northern and Central Chile. *Abstracts Geol. Soc. Amer. Meeting, Vol. 3 N°7, págs. 676-677.*
- RUIZ, C., (1965). *Geología y yacimientos metalíferos de Chile. Inst. Inv. Geol. Santiago, Chile. 305 págs.*
- TRUESDELL, A. H., (1975). Geochemical techniques in exploration *Proc. 2nd U. N. Symposium on the Development and use Geothermal Resources , págs, 1 iii -lxxix*

- VERGARA, M. y DRAKE, R., (1978). Edades K/Ar y su implicancia en la geología regional de Chile. Depto. de Geología, Univ. de Chile. Comunicaciones N°23, págs. 1 - 11
- VERGARA, M. y DRAKE, R., (1979). Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales post Neocomianas de Chile Central; su deposición en cuencas intermontanas restringidas. Asoc. Geol. Argentina Rev. XXXIV págs. 45 - 52.
- WHITE, D. E., BRANNOCK, W. y MURATA, K., (1956). Silica in hot spring waters. Geochim. Cosmochim. Acta, V. 10, págs. 27 - 59.
- WHITE, C. E., HERN, J. D. y WARING, G. A., (1963). Chemical composition on subsurface waters; Chap F. In: Data of Geochemistry, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 440 -F. 67 págs.
- WHITE, D. E., (1970). Geochemistry applied to Discovery, Evaluation, and Exploration of Geothermal Energy Resources. Proc. U. N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Res., Pisa, Geothermics: Special Issue, 2 - 1, págs. 58 - 80.