

FLUJO DE CALOR EN CHILE CON ENFASIS EN LAS AREAS DE EL TATIO Y DE LA CUENCA DE SANTIAGO

MIGUEL MUÑOZ

*Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile
Casilla 2777, Santiago, Chile.*

Results concerning heat flow determinations by conventional method in Chile as obtained previously by others workers are briefly exposed; also, estimates based upon the location in depth of the phase of gas hydrates in the area of the Chile Ridge are indicated.

The application of the geochemical thermometry (SiO₂, Na-K-Ca, Na-Li) has allowed an estimation of the fluid temperature at depth in 33 areas with hot spring activity; these areas are distributed between latitudes 18°12'S and 40°12'S, and many of them are situated in the Andes Cordillera. Estimates indicate fluid temperatures at depth between 64°C and 259°C. Most of the hot springs are related to active volcanic zones, and the convective heat transfer there involved should lessen significance to heat flow estimates based mainly upon results of geochemical thermometry. In the area El Tatio, where other data are available, the estimated combined heat flow (conductive and convective) yields a value of 35 HFU (1465 mW/m²), with water circulating within 1 km of an underlying magmatic intrusion at a depth 5 to 7 km from the surface.

In the Santiago Basin, 257 analyses for groundwater result in a mean and standard deviation of the silica geotemperature of 77.4 ± 10.4 (°C), which correspond to a circulation depth of 1 to 2 km. The equivalent heat flow Q is 92.5 ± 16.6 (mW/m²). In the anomalous zones water temperature at these depths may reach nearly 94°C (Q ≈ 117 mW/m²). In the intrabasin locality of La Africana Mine, where a conventional determination of heat flow gives a value of 78.7 mW/m², the silica geothermometer indicates a value of Q = 80.8 mW/m². The results show that the Santiago basin is characterized by high values of heat flow.

Remarks made throughout this paper are well intended as proposals of future work, and are mainly concerned to the assesment of geothermal resources. The study by Muffler & Cataldi (1978) is briefly quoted in this context as a fundamental piece for pursuing geothermal research related to the energy problem.

Neste trabalho são apresentados, de forma resumida, os resultados obtidos por outros pesquisadores na determinação do fluxo de calor no Chile, utilizando o método convencional. No caso da Dorsal do Chile, são indicadas as estimativas existentes a partir da localização em profundidade da fase dos hidratos de gás nos sedimentos marinhos.

A aplicação da termometria química (SiO₂, Na-K-Ca, Na-Li) permitiu estimativas da temperatura do fluido em profundidade em 33 localidades de fontes termais distribuídas entre 18°12'S e 40°12'S, a maioria delas na Cordilheira dos Andes, obtendo-se valores entre 64°C e 259°C. A vinculação da maioria dessas fontes termais a zonas de vulcanismo ativo e os processos de transferência de calor por convecção ali existentes, fazem com que as estimativas de fluxo de calor, utilizando somente a termometria química, não sejam significativas na descrição da estrutura termal dessas localidades. Na área de El Tatio, onde existem numerosos dados adicionais, foi estimado o fluxo combinado de calor (condutivo e convectivo) em 35 UFC (1465 mW/m²), devido a circulação profunda da água, até quase 1 Km do teto de uma intrusão magmática localizada entre 5 e 7km de profundidade.

Na bacia de Santiago, a análise de 257 amostras de água subterrânea, utilizando o geotermômetro SiO₂, indica uma temperatura de 77,4 ± 16,6 mW/m². Nas zonas anômalas a temperatura nessas profundidades pode ser da ordem de 94°C (com Q ~ 117 mW/m²). No setor da Mina La Africana, no interior da bacia, onde existe uma determinação do fluxo de calor pelo método convencional, com Q = 78,7 mW/m², a termometria química indica para Q um valor de 80,8 mW/m². Os resul-

tados mostram que a bacia de Santiago apresenta valores altos de fluxo de calor. São feitas algumas observações propondo, direta ou indiretamente, alguns problemas específicos a serem investigados no futuro, principalmente com relação a utilização dos recursos geotermiais. O trabalho de Muffler & Cataldi (1978) é citado neste contexto como peça fundamental para a continuação de pesquisa geotermiais vinculadas a questões energéticas.

(Traduzido pela Revista)

INTRODUCCIÓN

La primera determinación de flujo de calor en Chile fue comunicada por Diment et al. (1965), siendo el único valor disponible sobre el calor de la Tierra en toda el América del Sur hasta el año 1969. En ese año se determinaron gradientes geotermiales (Uyeda & Watanabe, 1970) que dieron por resultado, posteriormente, otros nueve valores de flujo de calor en Chile continental, luego que se determinara la conductividad termal en muestras de los pozos de gradientes (Uyeda et al., 1978). Otros dos valores en el Pacífico, frente a Chile, habían sido obtenidos por Von Herzen (1959). Las determinaciones de Uyeda et al. (1978) se refieren mayormente a zonas del lado oeste de Chile, alejadas de la Cordillera de los Andes, y no relacionadas con manifestaciones superficiales de actividad geotermal. Actualmente, se cuenta, además, con 31 valores de flujo de calor en el área de la Dorsal de Chile (Taitao), reportados en Heron et al. (1981) y Cande et al. (1987).

En esta comunicación, además de exponer los resultados anteriores sobre determinación de flujo de calor por método convencional, se presentan los correspondientes a 33 localidades con manifestaciones superficiales de agua termal, que han sido obtenidos mediante la aplicación de la termometría geoquímica (Muñoz, 1982). Estas localidades se encuentran, en su mayoría, en la Cordillera de los Andes, entre latitudes $18^{\circ}12'S$ y $40^{\circ}12'S$, vinculándose a zonas de volcanismo activo.

Se presenta además el análisis proveniente de 257 muestras de agua subterránea de la Cuenca de Santiago, que servirá adicionalmente para verificarr la correlación existente entre los valores entregados por la termometría geoquímica y el único valor de flujo de calor convencional en el área.

FLUJO DE CALOR POR MÉTODO CONVENCIONAL

Entre las latitudes $26^{\circ}S$ y $29^{\circ}S$ (Fig. 1), el flujo de calor según las determinaciones de Uyeda et al. (1978) es consistentemente bajo ($< 42 \text{ mW/m}^2$), salvo en la localidad de El Salvador, que se encuentra en la falda media de los Andes, donde se obtiene un valor de 75 mWm^{-2} . El Salvador se encuentra aproximadamente en el límite sur de la cadena de volcanes activos del norte de Chile. Al sur de El Salvador, hasta Vallenar, los valores bajos del flujo de calor concordarían con la zona de ausencia de volcanismo activo entre las latitudes $28^{\circ}S$ y $33^{\circ}S$ (un valor de aproximadamente 62 mWm^{-2} se puede considerar como un valor "normal" de flujo de ca-

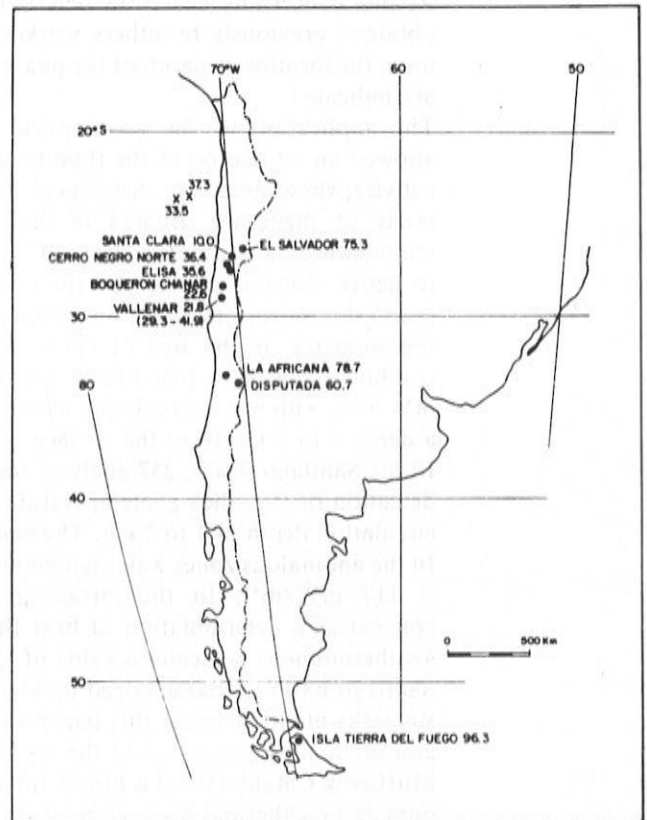


Figura 1 — Flujo de calor por método convencional (en mWm^{-2}). Los valores en el Océano Pacífico son de Von Herzen (1959); los valores entre paréntesis en Vallenar son de Diment et al. (1965); los valores restantes son de Uyeda et al. (1978). Los valores de flujo en el área de la Dorsal de Chile se presentan en las Figs. 2 y 3 y en la Tabla 1.

lor). Cabe señalar, además, que en la zona donde no hay volcanismo activo, no existen en los Andes fuentes termiales conocidas. En este trabajo no se discutirán hipótesis geodinámicas que pudieran explicar la estructura termal de esta parte del continente, aunque se puede señalar que la ausencia de volcanismo activo en esta zona ha sido últimamente vinculada, en el cuadro de la tectónica de placas, a la colisión de la dorsal asísmica de Juan Fernández con la placa continental sudamericana (Nur & Ben-Avraham, 1981). En este caso, como en otras manifestaciones de la estructura termal de Chile, la información específica y relacionada es muy reducida como para avanzar hipótesis valederas.

Más al sur, se obtiene otro valor alto (79 mWm^{-2}) en la Mina La Africana, localizada en la Cuenca de Santiago, lo que indica que los bajos valores de flujo de ca-

lor no son consistentes a esta latitud (Uyeda et al., 1978). Sin embargo, en una localidad cercana, en la Mina La Disputada ubicada en los Andes, se obtiene un valor "normal" de flujo de calor (61 mWm^{-2}).

En la isla Tierra del Fuego se obtuvo un valor alto de flujo de calor (96 mWm^{-2}). Esta determinación fue efectuada en un campo de petróleo existente en la zona.

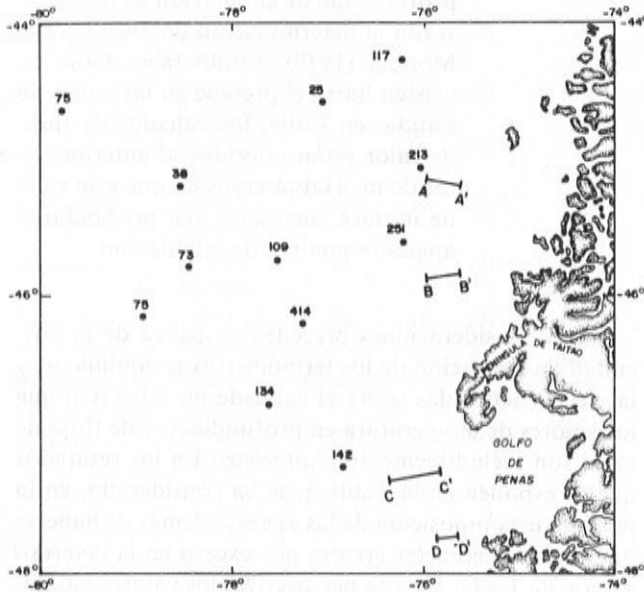


Figura 2 — Flujo de calor por método convencional (en mWm^{-2}) en el área de la Dorsal de Chile según Herron et al. (1981) y Cande et al. (1987). Los valores de flujo y la ubicación de los puntos de medición en las transectas A-A' a D-D' se presentan en la Fig. 3 y en la Tabla 1.

En el área de la Dorsal de Chile (Taitao), entre las coordenadas $44^{\circ}\text{S} - 48^{\circ}\text{S}$ y $75^{\circ}\text{W} - 79^{\circ}\text{W}$, aproximadamente, 31 valores de flujo de calor muestran una gran dispersión, entre 25 y 414 mWm^{-2} . No es correcto, en este caso, calcular un flujo medio de calor, debido a que problemas complejos vinculados a la circulación hidrotermal y a la sedimentación en áreas tectónicas de este tipo pueden provocar tal dispersión en los valores de flujo de calor. (Lister, 1972; Anderson et al., 1977). Herron et al. (1981) hacen algunas apreciaciones sobre esta dispersión en relación con la ubicación de los puntos con respecto a la fosa oceánica. En las Figs. 2 y 3 y en la Tabla 1 se presentan los resultados obtenidos por Herron et al. (1981) y Cande et al. (1987).

En el área de la Dorsal de Chile se han realizado, además, estimaciones de flujo de calor a partir de la ubicación en profundidad de la fase de hidratos de gas en los sedimentos marinos (Cande et al., 1987), obteniéndose una buena correlación en los casos en que existe determinación de flujo de calor por método convencional. La determinación de la frontera donde se produce esta fase se realizó mediante reflexión sísmica, y su utilización en la estimación del flujo de calor ha sido descrita por Yamano et al. (1982).

FLUJO DE CALOR POR MÉTODOS GEOQUÍMICOS

En vista de los escasos valores de flujo de calor determinados por método convencional en Chile continental, se ha procedido a su estimación por termometría geoquímica (Muñoz, 1982). Estas determinaciones preliminares podrán servir de base para determinaciones por método convencional que se espera realizar en el futuro próximo.

La técnica de termometría geoquímica ha sido utilizada para la determinación de temperatura en profundi-

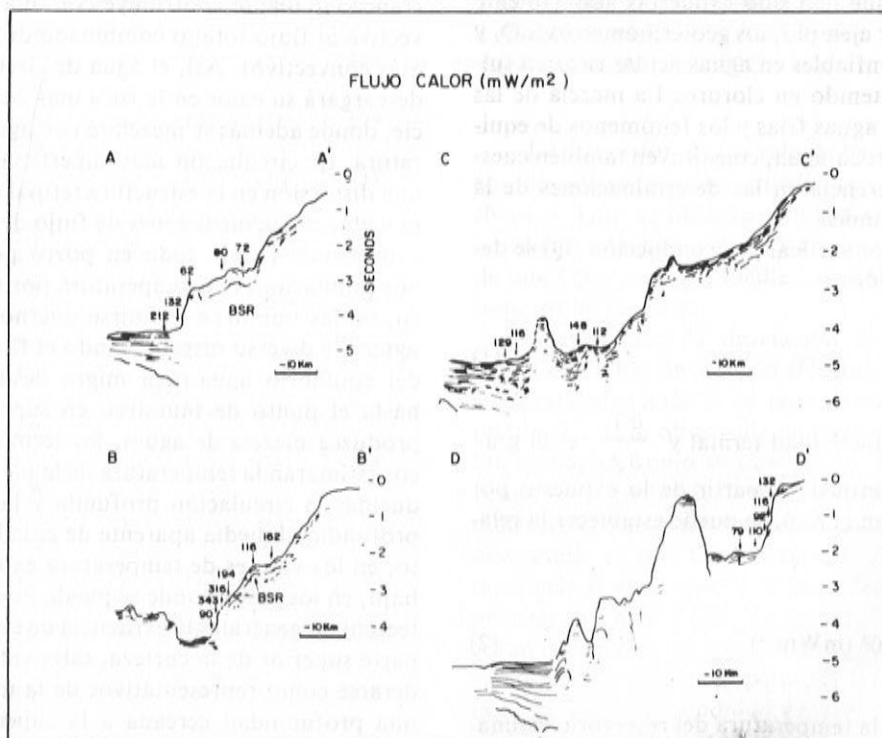


Figura 3 — Flujo de calor en las transectas de la Fig.2. (De Cande et al., 1987)

Tabla 1 — Flujo de calor en el área de la Dorsal de Chile (de Cande et al., 1987).

Latitud S	Longitud W	Profundidad del agua m	Flujo de calor mWm ⁻²
47°23.6'	76°24.7'	3656	129
47°22.8'	76°22.2'	3579	116
47°19.4'	76°10.5'	3510	148
47°19.0'	76°08.2'	3403	112
45°54.4'	75°44.9'	1701	116
45°55.0'	75°42.4'	1626	162
45°54.5'	75°52.9'	3153	90
45°54.2'	75°52.0'	2775	343
45°54.2'	75°51.9'	2625	316
45°54.1'	75°51.6'	2441	194
47°44.0'	75°51.7'	1879	79
47°44.0'	75°47.9'	1710	110
47°44.0'	75°47.8'	1110	92
47°44.5'	75°45.8'	1260	116
47°44.1'	75°42.4'	842	132
45°03.9'	75°47.2'	2017	72
45°04.3'	75°49.8'	2122	80
45°03.8'	75°53.1'	2358	62
45°04.6'	75°55.8'	3225	132

dad de 33 localidades con manifestaciones superficiales de actividad geotermal. Los geotermómetros son los basados en contenido de SiO₂ (Swanberg & Morgan, 1980), Na-K-Ca (Fournier & Truesdell, 1973), de Na-Li y Li (Fouillac & Michard, 1981).

La utilización de geotermómetros presenta numerosas dificultades que han sido expuestas ampliamente en la literatura. Por ejemplo, los geotermómetros SiO₂ y Na-K-Ca no son confiables en aguas ácidas ricas en sulfato y de bajo contenido en cloruro. La mezcla de las aguas termales con aguas frías y los fenómenos de equilibrio en el sistema roca-agua, constituyen también cuestiones de gran inferencia en las determinaciones de la termometría geoquímica.

El flujo de calor vertical por conducción (Q) se define por la expresión:

$$Q = K \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (1)$$

donde K es la conductividad termal y $\frac{\partial T}{\partial Z}$ es el gradiente geotermal vertical. A partir de lo expuesto por Swanberg & Morgan (1980), se puede establecer la relación:

$$Q = \frac{T - T_0}{m} \times 10^3 \text{ (mWm}^{-2}\text{)}. \quad (2)$$

donde: T(°C) es la temperatura del reservorio estimada según alguno de los termómetros geoquímicos;

T₀(°C) es la temperatura media anual de la superficie, estimada según las temperaturas medias del aire determinadas en estaciones climáticas cercanas a las localidades de interés;

m = 680 (°C m²W⁻¹), que se relaciona con los valores de conductividad termal y de profundidad de circulación de las aguas según la determinación de Swanberg & Morgan (1980). Como tales datos no existen hasta el presente en las zonas de estudio en Chile, los cálculos de flujo de calor están referidos al anterior valor de m. Habrá casos en que este valor de m dará cuenta de una profundidad aparente mínima de circulación.

Las consideraciones precedentes acerca de la dificultad de aplicación de los termómetros geoquímicos, y las recién señaladas sobre el calor de m, advierten que los valores de temperatura en profundidad y de flujo de calor son ineludiblemente imprecisos. En los resultados que se exponen en la Tabla 2, se ha considerado, en lo posible, la composición de las aguas, además de haberse intentado no cometer errores por exceso en la determinación de T y Q. En esta perspectiva, los valores estimados de temperatura del fluido en profundidad aparente de circulación pueden considerarse con una cierta confiabilidad; sin embargo, un problema mayor surge en la estimación del flujo de calor debido al efecto de procesos convectivos en áreas tectónicamente activas. En sentido estricto, la relación (2) no es aplicable en áreas asociadas a sistemas magmáticos, donde el agua subterránea circulante contribuye con una componente convectiva al flujo total o combinado de calor (conectivo más convectivo). Así, el agua de circulación profunda, descargará su calor en la roca más cercana a la superficie, donde además se mezclará con agua a menor temperatura, de circulación más superficial. Esto provocará una distorsión en la estructura termal del área, ya sea ésta deducida de mediciones de flujo de calor por método convectivo (sobre todo en pozos poco profundos) o por estimaciones de temperatura por método geoquímico, en las que debe asumirse que no haya mezcla con aguas de diverso origen cuando el fluido que da cuenta del equilibrio agua-roca migra desde la profundidad hasta el punto de muestreo en superficie. Cuando se produzca mezcla de aguas, los termómetros geoquímicos estimarán la temperatura de la mezcla, quedando reducidas la circulación profunda y la superficial a una profundidad media aparente de circulación. Por lo tanto, en los valores de temperatura expuestas en este trabajo, en los casos donde se pueda inferir de condiciones tectónicas generales la existencia de sistemas ígneos en la parte superior de la corteza, tales valores han de considerarse como representativos de la mezcla de fluidos a una profundidad cercana a la superficie donde serán tratadas con mayor detalle más adelante, cuando se examine el campo geotermal de El Tatio.

Tabla 2 – Fuentes termales de Chile. Temperatura en superficie (T_S). Temperatura en profundidad (T). Flujo de calor asociado (Q).

	Latitud Longitud	T _S (°C)	T(°C)	(*)	Q(mWm ⁻²)
Baños Jurase	18°12'S 69°32'W	66	180	(3')	265
Untupujo	18°13'S 69°17'W	15	81	(2)	119
Suriri	18°55'S 68°59'W	82	234	(2)	344
Chinchillani	19°08'S 68°55'W	29	116	(1)	171
Puchuldiza	19°23'S 68°58'W	85	205	(2)	301
Chusmiza	19°41'S 69°12'W	46	76	(2)	112
Pampa Lirima	19°51'S 68°56'W	69	195	(2)	287
Mamifía	20°15'S 69°10'W	41-52	112	(3)	156
El Tatio	22°20'S 68°01'W	78	207	(2)	304
Socos	30°43'S 71°35'W	26	64	(1)	72
Colina	33°10'S 70°38'W	30	80	(1)	97
Apoquindo	33°25'S 70°25'W	22	67	(1)	78
Baños de Colina	33°48'S 70°00'W	50	170	(2)	241
Baños Morales	33°50'S 70°03'W	22	75	(3)	101
Cauquenes	34°16'S 70°35'W	48	134	(3)	178
Vegas del Flaco	34°57'S 70°28'W	77	150	(3)	212
San Pedro	35°08'S 70°27'W	34	234	(2)	335
Baños de Azufre	35°16'S 70°38'W	39	141	(3)	199
Panimávida	35°45'S 71°25'W	32	105	(3')	135
Campanario	35°56'S 70°33'W	32	172	(2)	244
Catillo	36°16'S 71°34'W	35	131	(3')	178
Chillán	36°57'S 71°33'W	89	259	(3)	372
Pemehue	38°03'S 71°44'W	37	152	(2)	215
Toiguaca	38°14'S 71°44'W	90	145	(1)	204
Manzanar	38°27'S 71°43'W	48	110	(1)	153
Río Blanco	38°35'S 71°42'W	90	173	(1)	246
Aguas de la Vaca	38°37'S 71°37'W	60	180	(3')	256
Minetúe	39°19'S 71°44'W	36-46	124	(3)	168
San Luis	39°21'S 71°33'W	36-46	100	(1)	132

	Latitud Longitud	T _S (°C)	T(°C)	(*)	Q(mWm ⁻²)
Palguín	39°23'S 71°47'W	44-46	102	(1)	138
Llifén	40°12'S 72°17'W	17	81	(1)	110
Aguas Calientes	40°37'S 72°23'W	50-75	154	(2)	218
Puyehue	40°39'S 72°21'W	50-60	142	(2)	200

Observación:

(*) Geotermómetro elegido:

(1) : SiO₂; (2) : Na-K-Ca; (3) : Na-Li; (3') : Li.

Los valores de Q no deben considerarse de relevancia (ver texto).

Algunas de las temperaturas en profundidad en la Tabla 2 son el resultado del muestreo de varias fuentes termales. En El Tatio, hay datos de análisis de aguas de 33 fuentes termales, cuyas temperaturas medias según los distintos termómetros geoquímicos y desviaciones patrones se muestran en la Tabla 3. No se repetirán aquí las numerosas referencias bibliográficas sobre análisis de aguas, ya expuestas en Muñoz (1982), y sólo se expondrá la temperatura en profundidad (T°C) según el termómetro geoquímico elegido, habiéndose calculado T, en casi todos los casos, con los cuatro termómetros: SiO₂, Na-K-Ca, Na-Li y Li.

Tabla 3 – El Tatio. Análisis de 33 fuentes termales.

Número de fuentes muestreadas	: 33	desv.
Temperatura media en superficie	: 78°C	patrón: 13°C
T (SiO ₂) media	: 171°C	desv. patrón: 17°C
T (Na-K-Ca) media	: 207°C ($\beta = 1/3$)	desv. patrón: 20°C
T (Na-Li) media	: 262°C	desv. patrón: 9°C

La dispersión de los valores de T es menor en el caso de determinación mediante el geotermómetro (Na-Li). Esto se observa también en el análisis correspondiente a la medición de T en cinco pozos en El Tatio, de una "profundidad media" de 637 metros, que se expone en la Tabla 4.

Nuevamente, la desviación patrón es menor en las estimaciones de T según (Na-Li); además, T (Na-Li) media según el análisis de agua de pozos es la más semejante a T media observada en fondo de pozo (Tabla 4). Sin embargo, como se observa en la Tabla 2, se tomó como valor medio de T en profundidad de fuentes termales de El Tatio, el valor estimado según (Na-K-Ca) — que resulta en una temperatura de 207°C —, por ajustarse más al valor medio de las mediciones en fondo de pozo de la Tabla 4 (226°C) que la estimación de 262°C según el termómetro (Na-Li) de la Tabla 3. Es obvio que en las mediciones de temperatura efectuadas en pozo está en juego la profundidad alcanzada, incluso en modo negativo cuando se produzcan inversiones de gradiente; seguramente, la temperatura media de la mezcla a la

Tabla 4 — El Tatio⁽¹⁾ Temperaturas medidas en fondo de pozos. Temperaturas estimadas por termómetros geoquímicos en análisis de aguas descargadas en los pozos.

Pozo	Profund. (metros)	T (°C) en pozo	T (SiO ₂)	T (Na-K-Ca) ⁽²⁾	T (Na-Li)
T ₁	617	211	207	212	221
T ₂	652	227	208	232	240
T ₃	616	253	170	171	240
T ₄	733	229	194	170	204
T ₅	568	212	219	239	245

"profundidad media" : 637 m.
 T media em pozo : 226°C
 T (SiO₂) media : 200°C
 T (Na-K-Ca) media : 205°C
 T (Na-Li) media : 230°C

desv. patrón: 17°C
 desv. patrón: 19°C
 desv. patrón: 33°C
 desv. patrón: 17°C

Observaciones:

⁽¹⁾ Sólo se han considerado los pozos reportados en Giggenbach (1978). La composición del agua en estos pozos difiere bastante de la reportada en Cusicanqui et al. (1975), donde además se presenta el análisis de agua de otros cinco pozos.

⁽²⁾ Las estimaciones de T (Na-K-Ca)°C han sido tomadas de Giggenbach (1978).

profundidad preferente de circulación (reservorio) será algo mayor. Más adelante, al proseguir el estudio de El Tatio, se considerará la estimación de 230°C según T(Na-Li) de aguas descargadas en los pozos.

En el caso de Termas de Chillán, los valores expuestos en la Tabla 2 corresponden al promedio del análisis de cuatro fuentes termales. El pH de estas fuentes varía entre 2.40 y 5.87; las aguas de estas termas corresponden al tipo sulfatadas-ácidas, en las que la razón SO₄/Cl varía entre 5 y 5000, por lo que se ha elegido el termómetro Na-Li para la estimación de temperatura en profundidad. Las características de este sistema geotermal parecen corresponder a las de uno de vapor dominante (o vapor seco), según la clasificación de White et al. (1971), en contraposición a los más comunes sistemas de agua rescaldada. Los sistemas de vapor dominante proveen, al parecer, de un buen mecanismo para la separación del mercurio volátil de otros metales de menor volatilidad. En White et al. (1971) se mencionan casos de depósitos de Hg localizados en la periferia y hasta a 10 km de tales sistemas, como también se hace una sugerencia más especulativa acerca de la existencia de depósitos de cobre porfídico bajo su nivel freático.

EL SISTEMA HIDROTHERMAL DE EL TATIO

En esta parte se expondrá con mayor detalle lo anunciado precedentemente acerca de la ambigüedad de los valores de flujo de calor en áreas tectónicamente activas asociadas a sistemas magmáticos en la parte superior de la corteza. Numerosos estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos sobre El Tatio se encuentran en la literatura (e.g., Lahsen & Trujillo, 1975; Lahsen, 1976; Giggenbach, 1978; Schwartz et al., 1984).

En áreas geotermales es necesario considerar el flujo combinado de calor Q_c (conectivo más convectivo) para tener una estimación más precisa del potencial energético geotermal. En el caso de un sistema geotermal asociado a una intrusión magmática a la profundidad H y a temperatura T_m , existiendo una zona fracturada de espesor h ($h < H$) y conductividad K , si el suministro de magma es suficiente para mantener la condición isotermal (T_m) durante las etapas iniciales, en las rocas suprayacentes se establecerá aproximadamente un estado de equilibrio en un tiempo característico τ (H). La convección hidrotermal que se iniciará en la zona fracturada de espesor h establecerá una conductividad efectiva NK ($N > 1$). El flujo combinado de calor Q_c en ese estado será (Lachenbruch & Sass, 1977):

$$Q_c = \frac{KT_m}{H - h(N-1)/N}$$

El término $[H - h(N-1)/N]$ puede denominarse "profundidad efectiva" del magma; es la profundidad que sería implicada por observaciones de flujo de calor si no hubiera convección en el sistema:

$$H - \frac{h(N-1)}{N} = K \frac{T_m}{Q_c} \quad (3)$$

Para calcular la "profundidad efectiva" del magma en un sistema hidrotermal como El Tatio, habrá que estimar K , T_m y Q_c . La estimación de Q_c es la que está sujeta a mayor imprecisión; aquí se seguirá el procedimiento de Sorey & Lewis (1976). Al ascender el agua hacia las áreas de descarga, el calor es extraído desde el reservorio termal a la razón

$$G = C \cdot F \quad (4)$$

donde C es la ganancia de calor por unidad de volumen del fluido y F es la tasa de flujo volumétrico del mismo. La ganancia de calor por unidad de volumen está dada por:

$$C = \rho_T(E_T - E_0) \quad (5)$$

donde ρ_T es la densidad del fluido a la temperatura T del reservorio, y E_T y E_0 son, respectivamente, la entalpía del fluido a la temperatura T y a la temperatura anual media del aire. Considerando que la temperatura del reservorio en El Tatio sea la estimada según el geotermómetro Na-Li, es decir, $T = 230^\circ\text{C}$, y que la temperatura media anual del aire es 0°C , se obtiene de (10):

$$\begin{aligned}
 C &= \rho_{230^\circ}(E_{230^\circ} - E_{0^\circ}) \\
 C &= 0.82 \text{ g/cm}^3 (236.0) \text{ cal/g} \\
 C &= 194 \text{ (cal/cm}^3) \quad (6)
 \end{aligned}$$

En Lahsen & Trujillo (1975) se observa que el agua termal descargada (tasa de flujo volumétrico) varía en-

tre 250 y 500 (l/s) de acuerdo con las variaciones estacionales. Se tomará aquí el menor valor, debido a que no se cuenta con el detalle de las variaciones ya que un flujo mayor puede significar una mezcla en profundidad a más baja temperatura. Por lo tanto, si $F = 250$ (l/s), de (10) y (11) se obtiene:

$$G = 4.85 \times 10^7 \text{ (cal/s),}$$

que es la descarga de calor por convección. Lahsen & Trujillo (1975) reportan sobre varios valores de G obtenidos con diferentes métodos por diversos autores. Al no conocerse el detalle de tales estimaciones, se adoptará el anterior valor de G , que, por otra parte, concuerda con las anteriores estimaciones; los varios valores reportados por Lahsen & Trujillo (1975) son: 2.6×10^7 ; 5×10^7 ; 4 a 6×10^7 (cal/s).

El flujo combinado de calor Q_C será G/A , donde A es el área del reservorio. Para estimar tal área se considerará la estructura del graben en El Tatio que, según Lahsen & Trujillo (1975), se orienta aproximadamente en la dirección N-S con una extensión de 20 km. El graben limita al oeste con el "horst" de Serranía de Tuculoma Lucero, desconociéndose su extensión hacia el este, aun cuando podría estar limitado por la franja de volcanes de el Grupo Volcánico de El Tatio, hasta don-

de alcanza un ancho promedio de 7 km. Se asumirá, entonces, un reservorio que abarque toda el área del graben, de aproximadamente 140 km². Hay que observar que el área de manifestaciones hidrotermales de superficie en El Tatio es mucho menor, de alrededor de 10 km², como sucede usualmente en áreas termales (Fig. 4). El flujo combinado de calor será:

$$Q_C = \frac{G}{A} = \frac{4.85 \times 10^7 \text{ cal/s}}{140 \text{ km}^2}$$

$$Q_C = 34.6 \mu\text{cal/cm}^2\text{s} \approx 35 \text{ U.F.C.} \quad (7)$$

Considerando una conductividad $K = 5$ (mcal/cm s°C) y una temperatura del magma $T_m = 800^\circ\text{C}$, de (3) y (7) se obtiene la "profundidad efectiva" del magma:

$$H = \frac{h(N-1)}{N} \approx 1.1 \text{ km} \quad (3)$$

El valor en (8) indica que la convección hidrotermal se efectúa desde la superficie hasta 1.1 km de la intrusión magmática si la circulación es vigorosa (N grande). Si N es moderado, la convección se localizaría hasta una profundidad aún más próxima al magma.

Los estudios de resistividad eléctrica en la corteza de los Andes del norte de Chile de Schwartz et al. (1984) muestran que la zona que comprende El Tatio se caracteriza por bajos valores de ese parámetro (Fig. 5). Bajo El Tatio se obtiene una zona acentuadamente anómala, de $0.4 \Omega \cdot \text{m}$, de la cual no se hace mayor referencia en Schwartz et al. (1984). Tal zona, de espesor relativo pequeño, yace sobre una segunda capa de $7 \Omega \cdot \text{m}$, que, alejándose de El Tatio alcanza valores de 10 y $40 \Omega \cdot \text{m}$, hacia el oeste y hacia el este, respectivamente. Podría considerarse que la zona marcada con $0.4 \Omega \cdot \text{m}$ en la Fig. 5, corresponda a granito a una temperatura de alrededor de 800°C , enriquecido con un componente de alta conductividad eléctrica (H_2O), como puede inferirse de lo expuesto en Parkhomenko (1982). Como se puede observar en la Fig. 5, la zona de $0.4 \Omega \cdot \text{m}$ se encontraría a 5-7 km bajo la superficie de El Tatio, y representaría en el contexto del presente trabajo, la profundidad real H del magma. De la expresión (8), asumiendo N grande, y con H entre 5 y 7 km, resulta que el agua debe estar circulando a gran profundidad, entre 4 y 6 km, espesor éste que hace "transparente" la presencia del magma por convección hidrotermal.

Se ha obtenido, entonces, en esta primera aproximación a las cuestiones inherentes al flujo de calor de El Tatio, que el flujo combinado puede alcanzar el valor de 35 UFC (1465 mW/m^2) debido a la circulación de agua hasta la proximidad (~ 1 km) del techo de una intrusión magmática ubicada a 5-7 km de la superficie. Es necesario, sin embargo, recordar las estimaciones que se han hecho para obtener los valores específicos del sistema de El Tatio — los valores de F , K , T_m y A —, como también las simplificaciones relativas al modelo de sistema convectivo adoptado, que han permitido el estableci-

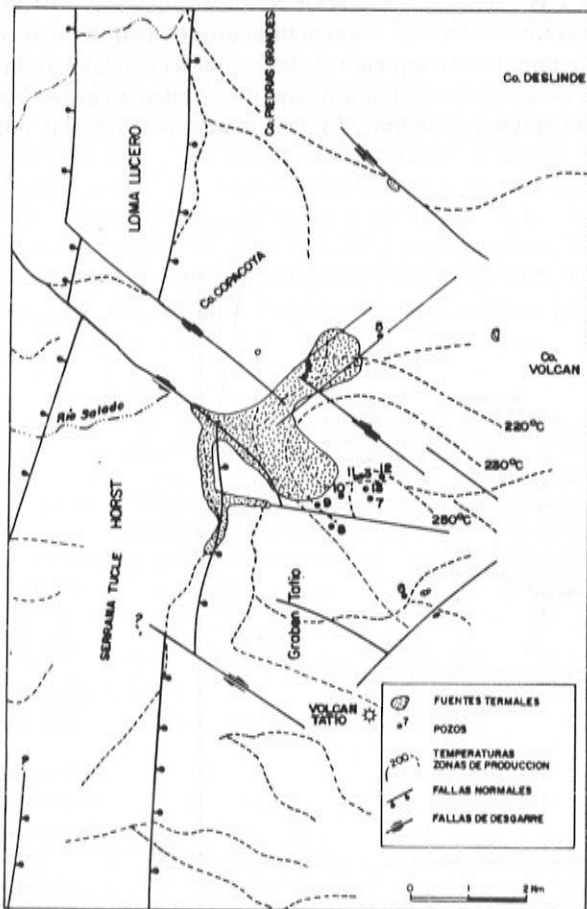


Figura 4 — El Tatio ($22^\circ 20'S - 68^\circ 01'W$). Esquema tectónico y actividad hidrotermal (De Lahsen y Trujillo, 1975).

mento de la expresión (3), e.g., estructura unidimensional, permeabilidad de la capa de espesor h (Lachenbruch & Sass, 1977). Tales simplificaciones son necesarias debido a la complejidad de los procesos que se desenvuelven en un sistema hidrotermal; sólo partiendo de consideraciones simples se podrá avanzar en estudios ulteriores a una más lograda descripción cuantitativa (Lachenbruch et al., 1976a; Lachenbruch et al., 1976b; Sorey & Lewis, 1976; White & Williams, 1975; Lachenbruch & Sass, 1977). Debe observarse, también, que la temperatura de 230°C ha sido estimada según el geotermómetro Na-Li en aguas descargadas en los pozos (Tabla 4); la temperatura resultante de la aplicación del mismo geotermómetro en el análisis de las aguas de fuentes termales (Tabla 3) es de 262°C, casi la misma que la reportada en Giggenbach (1978) en base a la composición isotópica y al contenido de cloruro. El agua a la temperatura de 260°C sería un fluido primario de circulación profunda, que luego se mezclaría con agua subterránea local derivando en una mezcla de menor temperatura. Sin embargo, tal diferencia en la estimación de la temperatura en profundidad, no tiene mayor consecuencia en el contexto de este trabajo; así, de (5) y (4) se obtendría un valor de G igual a 5.3×10^7 (cal/s) y el flujo combinado de calor Q_c alcanzaría el valor de 38 U.F.C. La "profundidad efectiva" del magma sería aproximadamente la misma que la obtenida anteriormente (~ 1.1 km). Una incidencia mucho mayor puede tener el área estimada del reservorio y el modo e historia de la intrusión bajo El Tatio. No se ha considerado, además, alguna contribución directa de fluidos magmáticos (aguas juveniles). Estas cuestiones no serán abordadas por el momento.

TEMPERATURA DEL AGUA EN PROFUNDIDAD Y FLUJO DE CALOR EN LA CUENCA DE SANTIAGO SEGÚN TERMOMETRÍA GEOQUÍMICA.

La estimación del flujo de calor a partir de la temperatura del fluido en profundidad es particularmente significativa en áreas no ligadas a magmatismo reciente. Tal es el caso de la cuenca sedimentaria de Santiago, de la cual se expondrán los resultados de la aplicación del geotermómetro de SiO_2 , basado en la dependencia en la temperatura de la solubilidad del cuarzo en el agua (Swanberg & Morgan, 1980). Las estimaciones, además de aportar algún conocimiento sobre la estructura termal del área, podrán significar algún avance hacia la factibilidad de la cuenca a ser considerada como campo geotermal de baja entalpía. Algunos alcances sobre tales campos en relación a la tectónica de Chile han sido expuestos en Muñoz (1981), y sólo se harán aquí algunas consideraciones aún más generales.

Se entiende por sistemas de baja entalpía aquellos que producen fluidos hasta temperaturas de alrededor de 80°C. Si se cumplen ciertas condiciones básicas — de las cuales se discutirá al final del presente trabajo —, el calor de las fuentes de baja entalpía puede ser utilizado en diversos modos (e.g., calefacción de viviendas, mantenimiento de invernaderos, piscicultura, industria lechera, industria cervecera, conservas, industria papeleira). Las cuencas, como la de Santiago, que han sufrido procesos tectónicos, contienen acuíferos pequeños si se los compara con aquellos de las grandes cuencas artesianas de las áreas de plataforma que pueden alcanzar varios centenares de km^2 . En las cuencas perturbadas por

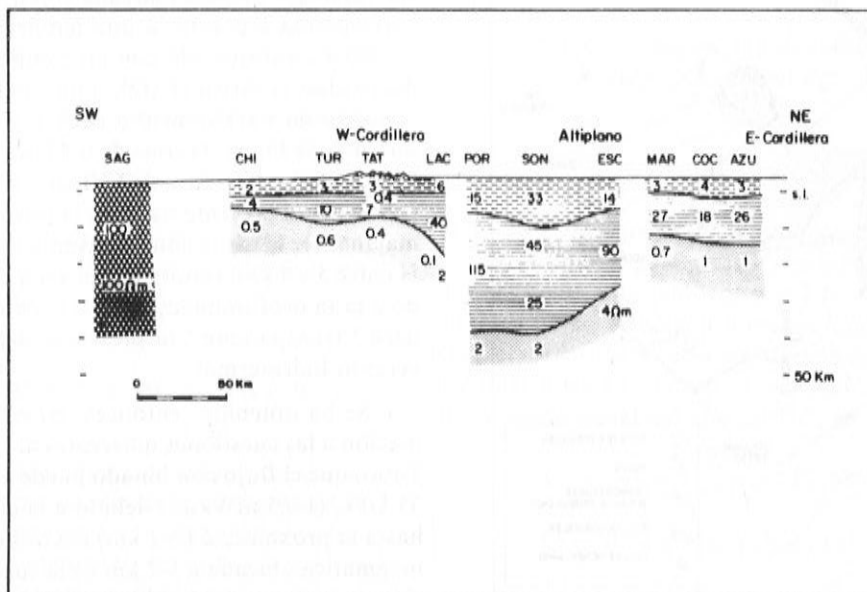


Figura 5 — Estructura eléctrica del suelo según estudios magnetotelúricos, incluyendo el área de El Tatio (TAT) donde se observa una capa de baja resistividad (en ohm·m). (De Schwartz et al., 1984)

la tectónica, las distancias entre las zonas propias para la explotación y las zonas de recarga son frecuentemente pequeñas (algunos kilómetros); usualmente hay manifestaciones de aguas termales en las zonas que circundan la cuenca, y muchas veces las perturbaciones tectónicas dividen las capas en bloques que no tienen conexión hidráulica.

Swanberg & Morgan (1980) exponen la siguiente relación entre la temperatura del agua en profundidad estimada según el termómetro de SiO₂ (T SiO₂) y el flujo de calor regional (Q):

$$T \text{ SiO}_2 = m Q + b, \quad (9)$$

$$mK = Z \quad (10)$$

donde $m = 680 \pm 67$ (°C m²/W) y

$b = 12.4 \pm 5.1$ (°C) es la temperatura media anual del aire.

En Swanberg & Morgan (1979) — un trabajo anterior — los valores de m y b son los siguientes:

$$m = 670 \text{ (}^\circ\text{C m}^2\text{/W)}; \quad (11a)$$

$$b = 13.2 \text{ (}^\circ\text{C)} \quad (11b)$$

El parámetro $mK = Z$, donde K es la conductividad termal, se asume como la profundidad del último equilibrio del sistema roca-agua.

De (11a) y asumiendo una conductividad "media" de los sedimentos de 2.1 (W/m °C), se obtiene una profundidad media de circulación (Z) de 1.4 km. Los valores de las expresiones (11) de Swanberg & Morgan (1979) se relacionan con una temperatura en profundidad de 74.9 ± 21.7 °C, y el valor de Z es 1.4 ± 0.5 km. El valor medio de temperatura en profundidad en la Cuenca de Santiago es de 77.4 °C (Tabla 5), pudiéndose establecer valores algo distintos de m y Z en este caso, aunque esto no implique variaciones apreciables. En la

Cuenca de Santiago la temperatura media anual del aire (b) es 14.2°C. La profundidad media de circulación puede estimarse entonces en:

$$\frac{77.4 - 14.2}{74.9 - 13.2} \times 1.4 \text{ (km)} = 1434 \text{ (m)}$$

De la expresión (10):

$$m = 683 \text{ (}^\circ\text{C m}^2\text{/W)},$$

donde se ha asumido el valor de conductividad de Swanberg & Morgan (1980): $K = 2.1$ (W/m °C), aun cuando el único valor de conductividad en la Cuenca de Santiago es algo mayor: 2.7 (W/m °C) según Uyeda et al. (1978). Siendo este un valor aislado, se considerará el primer valor de K , y los valores de m y b para la Cuenca de Santiago serán:

$$m = 683 \pm 67 \text{ (}^\circ\text{C m}^2\text{/W)} \quad (12a)$$

$$b = T_0 = 14.2 \pm 5.1 \text{ (}^\circ\text{C)} \quad (12b)$$

Las cantidades δm y δb en la expresión de Swanberg & Morgan (1979; 1980) entre temperaturas $T \text{ SiO}_2$ y flujo de calor observado, implicarán un error δQ al aplicar ese geotermómetro en la estimación del flujo regional de calor. De la expresión (9) se puede estimar δQ en una aproximación de primer orden:

$$\delta Q \approx \pm \left(\frac{\delta b}{m} + Q \frac{\delta m}{m} \right) \quad (13)$$

Utilizando los valores (12) en (13), y expresando Q en mW/m²:

$$\delta Q \approx \pm (7.5 + 0.098 Q) \quad (14)$$

Para valores "normales" de flujo, (14) indica un error de alrededor del 22%.

Tabla 5 — Temperatura en profundidad (T SiO₂ °C) y flujo de calor Q (mW/m²) en la Cuenca de Santiago.

	Nº de muestras	T SiO ₂ (°C)	Q equiv. (mW/m ²)	Q convenc. (mW/m ²)
Todos los datos	257	77.4 ± 10.4	92.5 ± 16.6	
Sólo anomalías	54	92.1 ± 6.7	114.1 ± 18.7	
Anomalías excluidas	203	73.5 ± 7.1	86.8 ± 16.0	
Sector Mina La Africana				78.7
Todos los datos	56	75.6 ± 12.4	89.9 ± 16.3	
Sólo anomalías	14	94.4 ± 5.5	117.4 ± 19.0	
Anomalías excluidas	42	69.4 ± 5.9	80.8 ± 15.4	

En la Cuenca de Santiago (Fig. 6) se consideraron los análisis de agua subterránea de 257 pozos expuestos en Falcon et al. (1970) para la estimación de la temperatura en profundidad según el termómetro de SiO₂. No se presentarán aquí las características hidrogeológicas de la Cuenca expuestas en la anterior referencia. En la Tabla 5 se muestran los valores de temperatura en profundidad, con su desviación patrón, y flujo de calor equivalente, según la expresión (9), con el error propio de la correlación (expresión (14)). Las estimaciones anteriores se hacen considerando, por una parte, todos los datos, como también los datos que impliquen anomalías altas en el área y el conjunto total excluidas tales anomalías. En el sector de la Mina La Africana (33°20'S - 70°45'W) se ha detallado el área circundante (entre 33°10'S - 33°25'S y 70°40'W - 70°50'W) considerando 56 valores de aguas subterráneas del sector. En la Mina La Africana se cuenta con la única determinación de

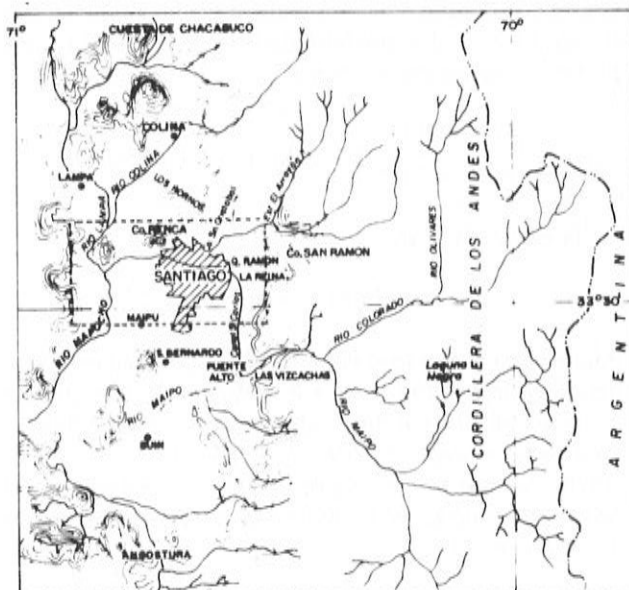


Figura 6 — Cuenca de Santiago. La línea a segmentos demarca el área de análisis geoquímico de aguas subterráneas (De Falcon et al., 1970).

flujo de calor por método convencional (Uyeda et al., 1978).

La Cuenca de Santiago se caracteriza, entonces, por un flujo alto de calor que podría variar entre 2.0 y 2.7 UFC (1 UFC = 41.86 mW/m^2). Los datos provenientes del sector La Africana, cuando se excluyen las anomalías concuerdan con la única determinación por método convencional en el área. El flujo de calor equivalente medio es en ese determinado sector de 80.8 mW/m^2 (1.93 UFC), mientras que el determinado por método convencional (Uyeda et al., 1978) es de 78.7 mW/m^2 (1.88 UFC).

Los análisis disponibles y su distribución desigual en los distintos sectores de la Cuenca no permiten, por el momento, un bosquejo de relación entre las anomalías de temperatura y flujo de calor con la hidrogeología del área. Como rasgo general, se puede observar, sin embargo, que la mayor frecuencia de anomalías se encuentra en el sector noroeste ($33^{\circ}10'S - 33^{\circ}20'S$; $70^{\circ}50'W - 71^{\circ}00'W$) en el borde de la Cuenca (sector de Lampa) donde la frecuencia de anomalías es de alrededor del 44%. El sector contiguo de La Africana muestra una frecuencia de 25% de valores anómalos de temperatura en profundidad. En el sector oriente de la cuenca, en cambio, las anomalías alcanzan una frecuencia de sólo el 18% ($33^{\circ}20'S - 33^{\circ}30'S$; $70^{\circ}30'W - 70^{\circ}40'W$). A grandes rasgos, la frecuencia de anomalías concuerda con partes de las zonas de recarga y descarga de agua subterránea. La menor frecuencia corresponde a la zona de recarga en el sector oriente, y la mayor frecuencia a la zona de descarga, que en Lampa se caracteriza por una superficie freática a una profundidad menor de 2 m (Falcon et al., 1970). La ubicación de Lampa en el borde de la Cuenca, próxima a las Termas de Colina, concuerdan con lo observado anteriormente respecto de la exis-

tencia de manifestaciones termales en las zonas que circundan las cuencas tectónicamente perturbadas. Las desviaciones del flujo de calor superficial en una cuenca, respecto del flujo de calor regional base, depende del relieve topográfico de la superficie freática, de la magnitud y distribución espacial de la permeabilidad, de la anisotropía hidráulica y de la profundidad del flujo activo. Los estudios han mostrado (e.g., Smith & Chapman, 1983; Woodbury & Smith, 1985) que las desviaciones resultan en anomalías negativas de flujo de calor en el área de recarga, y en anomalías positivas en el área de descarga, con una zona 'intermedia' representando el flujo de calor base. El conocimiento del cuadro de flujo termal en una cuenca, producido por el régimen hidrológico, puede ser utilizado con fines de estudio del flujo base, con también para la localización de pozos que tengan como objetivo la explotación geotermal. El estado de avance de la investigación relativa a la Cuenca de Santiago no permite aún establecer ese cuadro; más aún, debe considerarse que el grado de conexión hidráulica entre bloques componentes es de gran significación. Se puede afirmar, sin embargo, que el agua subterránea en la Cuenca de Santiago puede alcanzar una temperatura entre 80°C y 90°C , a una profundidad entre 1 km y 2 km en algunos sectores de la cuenca. El flujo de calor anómalo implicado por esta distribución de temperaturas, podrá ser estudiado en modo más preciso en el futuro; para esto es necesario el sondeo termal en pozos más profundos que los hasta ahora perforados, la mayoría de los cuales tienen una profundidad entre 30 m y 110 m, con un promedio del total de 69 m (Falcon et al., 1970). El estudio de la función $A(z)$ de generación de calor debido a fuentes radiogénicas de U^{235} , U^{238} , Th^{232} y K^{40} será también de relevancia en la determinación del flujo de calor regional (investigación en curso).

FACTIBILIDAD DE CAMPOS GEOTERMALES.

Las estimaciones de T y Q en la Tabla 2 permiten quizás distinguir algunas zonas de posible interés geotérmico de alta entalpía. Algunas de ellas han sido señaladas abundantemente en la literatura, sobre todo en el caso de localidades en el Norte de Chile, como Baños Jurase, Suriri, Puchuldiza, Pampa Lirima y El Tatio. El análisis precedente muestra que también es posible obtener fluidos de alta entalpía en zonas analizadas en Chile Central (Baños de Colina, Vegas del Flaco, San Pedro y Campanario) y en localidades situadas más al sur: Chillán, Pemehue, Aguas de la Vaca y Aguas Calientes. Sin embargo, ninguna de tales localidades quizás con la excepción de El Tatio, puede actualmente designarse como *campo geotermal* en sentido estricto.

La base de recursos geotermales es todo el calor en la corteza de la Tierra bajo un área específica, medido desde la temperatura local media anual del aire en la superficie. Parece poco posible que el calor entre 0 K y la temperatura media anual pueda alguna vez ser utilizado (Muffler & Cataldi, 1978). Una reserva geotermal es todo el calor identificado que yace entre una frontera superior, determinada por la menor temperatura utiliza-

ble, y una inferior determinada por el mayor costo de perforación aceptable (Diadkin, 1979).

La reserva geotermal es un subconjunto de la base de recursos, y la frontera inferior en su definición lleva a una subdivisión de la base de recursos. Muffler & Cataldi (1978) proponen una subdivisión en base de recursos accesibles (BRA), que pueden ser útiles o residuales, y en base de recursos inaccesibles (BRI); una última subdivisión es efectuada en la base de recursos accesibles útiles, en categorías económica y subeconómica. Es necesario recalcar, por lo tanto, que muchas de las zonas indicadas en este estudio preliminar podrían caer en las categorías de las BRI o de las BRA residuales, y que ninguna de ellas puede actualmente clasificarse como una

reserva geotermal, en cuanto a que constituya una base de recursos identificada y económica.

De los resultados de termometría geoquímica aplicada a las fuentes termales de Chile, es posible entrever que también existen sistemas relacionados con fluidos de entalpía baja (e.g., Cuenca de Santiago, Socos, Baños Morales) y de entalpía intermedia (e.g., Mamiña, Panimávida, Pemehue, Tolguaca).

RECONOCIMIENTO

El presente trabajo ha sido financiado parcialmente por el Departamento de Investigación y Bibliotecas de la Universidad de Chile.

REFERENCIAS

- ANDERSON, R.N., LANGSETH, M.G. & SCLATER, J.G. — 1977 — The Mechanism of Heat Transfer through the Floor of the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* **82**: 3391-3409.
- CANDE, S.C., LESLIE, R.B., PARRA, J.C., & HOBART, M. — 1987 — Interaction between the Chile Ridge and Chile Trench: Geophysical and Geothermal Evidence. *J. Geophys. Res.* **92**: 495-520.
- CUSICANQUI, H., MAHON, W.A.J. & ELLIS, A.J. — 1975 — The Geochemistry of the El Tatio Geothermal Field. En: *Second United Nations Symposium on the Development and Utilisation of Geothermal Resources*, San Francisco, 703-711.
- DIADKIN, Y.D. — 1979 — Technical, Physical and Economic Problems in the development and Use Petrogeothermal Resources. En *Geophysical Aspects of the Energy Problem*, (A. Rapolla, G.V. Keller, & J.S. Moore, ed.). Elsevier, Amsterdam, 157-204.
- DIMENT, W.H., ORTIZ, F., SILVA, R.L. & RUIZ, F.C. — 1965 — Terrestrial Heat Flow at Two Localities near Vallenar, Chile. *Amer. Geophys. Un. Trans.* **46**: 175.
- FALCON, E., CASTILLO, O. & VALENZUELA, M. — 1970 — Hidrogeología de la Cuenca de Santiago. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile; *Publicación Especial n° 3*; 46 pp., 21 lám.
- FOUILLAC, C. & MICHARD, G. — 1981 — Sodium/Lithium Ratio in Water applied to Geothermometry of Geothermal Reservoirs. *Geothermics* **10**:55-70.
- FOURNIER, R.O. & TRUESDELL, A.H. — 1973 — An Empirical Na-K-Ca Geothermometer for Natural Waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*; **37**:1255-1275.
- GIGGENBACH, W.F. — 1978 — The Isotopic Composition of Waters from the El Tatio Geothermal Field, Northern Chile. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**:979-988.
- HERRON, E.M., CANDE, S.C. & HALL, B.R. — 1981 — An Active Spreading Center collides with a Subduction Zone: A Geophysical Survey of The Chile Margin Triple Junction. En *Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence*; *Geol. Soc. Amer., Memoir* **154**: 683-701.
- LACHENBRUCH, A.H., SOREY, M.L., LEWIS, R.E. & SASS, J.H. — 1976a — The Near Surface Hydrothermal Regime of Long Valley Caldera. *J. Geophys. Res.* **81**:763-768.
- LACHENBRUCH, A.H., SASS, J.H., MUNROE, R.J. & MOSES, T.H. — 1976b — Geothermal Setting and Simple Heat Conduction Models for the Long Valley Caldera. *J. Geophys. Res.* **81**:769-784.
- LACHENBRUCH, A.H. & SASS, J.H. — 1977 — Heat Flow in the United States and the Thermal Regime of The Crust. En *The Earth's Crust* (J.G. Heacock, ed.). *AGU Geophys. Monogr.* **20**; 626-675.
- LAHSEN, A. & TRUJILLO, P. — 1975 — El Campo Geotérmico de El Tatio, Chile. En *Second United Nations Symposium on the Development and Utilisation of Geothermal Resources*, San Francisco; 157-169.
- LAHSEN, A. — 1976 — La Actividad Geotermal y sus Relaciones con la Tectónica y el Volcanismo en el Norte de Chile. En *Actas Primer Congreso Geológico Chileno*, Santiago; B105-B127.
- LISTER, C.R.B. — 1972 — On the Thermal Balance of a Midocean Ridge. *Geophys. J.R. astr. Soc.* **26**:465-509.
- MUFFLER, P. & CATALDI, R. — 1978 — Methods for Regional Assessment of Geothermal Resources. *Geothermics* **7**:53-89.
- MUÑOZ, M. — 1981 — Fuentes Geotermales de Baja Entalpía. *Minerales (Rev. del Inst. de Ing. de Minas)* **36**: 19-23.
- MUÑOZ, M. — 1982 — Report of Heat Flux Density in Chilean Localities based on Geochemical Data of Hot Springs. Departamento de Geofísica, U. de Chile (Unpublished report).
- NUR, A. & BEN-AVRAHAM, Z. — 1981 — Volcanic Gaps and the Consumption of Aseismic Ridges in South America. En *Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence*; *Geol. Soc. Amer., Memoir* **154**: 729-740.
- PARKHOMENKO, E.I. — 1982 — Electrical Resistivity of Minerals and Rocks at High Temperature and Pressure. *Rev. Geophys. Space Phys.* **20**:193-218.

- SCHWARTZ, G., HAAK, V., MARTINEZ, E. & BANNISTER, J. — 1984 — The Electrical Conductivity of the Andean Crust in Northern Chile and Southern Bolivia as inferred from Magnetotelluric Measurements. *J. Geophys.* **55**:169-178.
- SMITH, L. & CHAPMAN, D.S. — 1983 — On the Thermal Effect of Groundwater Flow, 1, Regional Scale Systems. *J. Geophys. Res.* **88**:593-608.
- SOREY, M.L. & LEWIS, R.E. — 1976 — Convective Heat Flow from Hot Springs in the Long Valley Caldera, Mono County, California. *J. Geophys. Res.* **81**:785-791.
- SWANBERG, C.A. & MORGAN, P. — 1979 — The Linear Relation between Temperatures based on the Silica Content of Groundwater and Regional Heat Flow: A New Heat Flow Map of the United States. *Pure Appl. Geophys.* **117**:227-241.
- SWANBERG, C.A. & MORGAN, P. — 1980 — The Silica Heat Flow Interpretation Technique: Assumptions and Applications. *Geophys. Res.* **85**:7201-7214.
- UYEDA, S. & WATANABE, T. — 1970 — Preliminary Report of Terrestrial Heat Flow Study in the South American Continent; Distribution of Geothermal Gradients. *Tectonophysics* **10**:235-242.
- UYEDA, S., WATANABE, T., KAUSEL, E., KUBO, M. & YASHIRO, Y. — 1978 — Report of Heat Flow Measurements in Chile. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo*, **53**:131-163.
- VON HERZEN, R.P. — 1959 — Heat Flow Values from the South-Eastern Pacific. *Nature* **183**:882-883.
- WHITE, D.E., MUFFLER, L.J.P. & TRUESDELL, A.H. — 1971 — Vapor-Dominated Hydrothermal Systems compared with Hot-Water Systems. *Econ. Geol.* **66**:75-97.
- WHITE, D.E. & WILLIAMS, D.L. (Editores) — 1975 — Assessment of Geothermal Resources of the United States. *U.S. Geol. Surv., Circ.* 726, 155 pp.
- WOODBURY, A.D. & SMITH, L. — 1985 — On the Thermal Effects of Three-Dimensional Grandwater Flow. *J. Geophys. Res.* **90**:759-767.
- YAMANO, M., UYEDA, S., AOKI, Y. & SHIPLEY, T.H. — 1982 — Estimates of Heat Flow derived from Gas Hydrates. *Geology* **10**:339-343.