

# ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA DE LOS ACUÍFEROS PROFUNDOS DEL SISTEMA HIDROTHERMAL SAN DIEGO DE LOS BAÑOS - BERMEJALES

**Juan. R. Fagundo Castillo, Patricia González Hernández, Margaret Suárez Muñoz, Luis Sánchez Rodríguez, Boris Peña Forte.**

Centro Nacional de Termalismo "Víctor Santamarina" Ave: 243 #19815 Rpto: Fontanar Boyeros. Ciudad de la Habana, Cuba. Correo electrónico: termalis@infomed.sld.cu .

## RESUMEN

Aplicando en forma sucesiva, geotermómetros químicos cuantitativos basados en las concentraciones de sílice y proporciones de sodio, potasio, calcio y litio, fueron estimadas las temperaturas de los acuíferos profundos del sistema hidrotermal San Diego de los Baños-Bermejales. De acuerdo al modelo geotérmico determinado en este sistema mediante los métodos señalados y tomando en consideración el gradiente geotérmico local, se estimó que las aguas alcanzan temperaturas entre 57 y 127 °C a 560 m de profundidad (sectores hidrogeológicos de San Diego de los Baños y Bermejales) y entre 90 y 127 °C a 1200 m de profundidad (sector hidrogeológico San Diego de los Baños).

## ABSTRACT

Quantitative chemical geothermometers, based on the concentrations of silica and proportions of sodium, potassium, calcium and lithium in water from hot springs, have been used successfully to estimate the temperature of the reservoir rocks at San Diego de los Baños-Bermejales hydrothermal system. According to the geothermal model determined by means of these methods and taking into account the local geothermic gradient, the waters of this system reach temperatures from 57 to 127 °C at 560 m deep (San Diego de los Baños and Bermejales hydrogeological sectors) and temperatures from 90 to 127 °C at 1200 m deep (San Diego de los Baños hydrogeological sector).

## INTRODUCCION

La termometría geoquímica ha sido ampliamente utilizada para caracterizar aguas mineromedicinales y manifestaciones termales en general (Cerón et al., 1993; Hussein et al., 1994). La misma constituye una herramienta que permite conocer la temperatura a la que se encuentra el fluido termal en profundidad. A partir de los geotermómetros es posible estimar la temperatura en la cual se establecen los equilibrios termodinámicos entre el agua y la roca en el acuífero o reservorio termal base.

En este trabajo se hace un breve resumen de los fundamentos de estos métodos, y se presentan las principales ecuaciones propuestas. Un conocimiento más completo puede adquirirse a partir de otros trabajos más especializados: Fournier (1977), Urbani. (1991), Morell (1995).

Otro objetivo del trabajo es mostrar la aplicación de la termometría geoquímica en un yacimiento de aguas mineromedicinales, siendo seleccionado para esto, el sistema hidrotermal San Diego de los Baños – Bermejales por ser uno de los más importantes de Cuba.

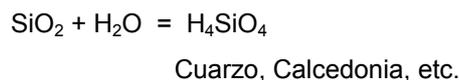
## MATERIALES Y MÉTODOS

Los datos hidroquímicos utilizados corresponden a muestreos realizados entre 1987- 1990 por Peláez et al (1990), así como a muestreos más recientes realizados por los autores del trabajo. Los análisis químicos de las primeras muestras fueron realizados en el laboratorio LACEMI (MINBAS), mientras que los últimos, en la Universidad de Huelva (España) mediante ICP-Masas.

Los cálculos de las temperaturas de los acuíferos profundos fueron realizados mediante los algoritmos contenidos en el sistema informático HIDROWIN. Mediante este software fueron determinados además los estados de equilibrios las aguas respecto al cuarzo, la calcedonia, la calcita, el aragonito y el yeso.

## BREVE DESCRIPCIÓN DE LOS GEOTERMÓMETROS UTILIZADOS

**Geotermómetros de SiO<sub>2</sub>.** Se basan en la solubilidad de la sílice en función de la temperatura para valores de pH comprendidos entre 2 y 9.3. Las aguas termales emergen a la superficie sobresaturadas en sílice a la temperatura de la emergencia y equilibradas con su temperatura original en el reservorio. Para su aplicación es necesario determinar la fase silicea de la cual procede el SiO<sub>2</sub> y que forma parte de la constitución del agua. La base de estos geotermómetros es la reacción:



La ecuación de cálculo es la siguiente:

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{A}{B + p \log C} - 273.15 \quad (1)$$

Donde A y B toman los valores que se expresan en la tabla 1 (Fournier, 1977).

Tabla 1. Valores de A y B en la expresión 1

Mineral	A	B
Sílice amorfa	731	4.52
Cristobalita β	781	4.51
Cristobalita α	1000	4.78
Calcedonia	1032	4.69
Cuarzo (cond.)*	1309	5.19
Cuarzo (ebull.)**	1522	5.75

\* Con enfriamiento conductivo, sin pérdida de vapor

\*\* Con enfriamiento por ebullición, máxima pérdida de vapor

p = -1; C: Concentración de SiO<sub>2</sub> en agua (mg/l)

Otros autores han propuesto unos coeficientes ligeramente diferentes, pero cuyos resultados difieren muy poco de los formulados en la tabla 1 (Michard, 1979).

Fournier y Potter (1982) propusieron una nueva ecuación que describe la curva de solubilidad del cuarzo, señalando que es superior a las anteriores en el intervalo de 30 a 320 °C:

$$T (^{\circ}\text{C}) = - 42.198 + 0.28831 C - 3.6686 \cdot 10^{-4} C^2 + 3.1665 \cdot 10^{-7} C^3 + 77.034 \log (C)$$

Para las aguas con pH elevados (> 9) se debe corregir el contenido de SiO<sub>2</sub> medido debido a los efectos de disolución.

Geotermómetro de Na-K. Se basa en ecuaciones empíricas que correlacionan datos químicos y temperaturas reales de reservorios geotérmicos alcanzados por los pozos, siendo las ecuaciones más utilizadas las de Fournier (1979), para T > 250 oC y las de Truesdell (1976) para T < 156 oC. La fórmula del geotermómetro Na-K es similar a (1), donde:

	A	B
Fournier (1979)	127.6	1.483
Truesdell (1976)	855.6	0.8573

C: Concentración de (Na/K) en agua (mg/l), P = +1

Este método está menos afectado por la mezcla del agua termal con las aguas frías superficiales, pero los resultados obtenidos difieren en ocasiones con la realidad (Urbani, 1991). Esto ha dado lugar a que se desarrollara el geotermómetro Na-K-Ca.

Geotermómetro Na-K-Ca. Es más confiable para temperaturas menores de 156 oC donde falla el de Na-K. El método no es sensible a la dilución por mezcla de aguas. No obstante el geotermómetro Na-K-Ca puede dar errores debido a una reacción ulterior del agua con los minerales a temperaturas inferiores a la del reservorio de más alta temperatura o a precipitación de CaCO<sub>3</sub>. En el primer caso se pueden estimar temperaturas muy bajas debido a un incremento del contenido de Ca<sup>2+</sup>, mientras que en el segundo caso puede dar por resultado una temperatura mucho más elevada. La fórmula de este geotermómetro es similar a (1), donde:

$$A = 1647; B = \log \frac{(Na)}{(K)}, C = \log \frac{(\sqrt{Ca})}{(Na)}$$

Las concentraciones se expresan en moles:  $(Na) = \frac{ppmNa}{22991}$ ;  $(K) = \frac{ppmK}{39102}$ ;  $(Ca) = \frac{ppmCa}{40080}$

$$P = \frac{4}{3} \text{ si } \log \frac{(\sqrt{Ca})}{(Na)} \geq 1; \text{ y la temperatura del reservorio } < 100 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$P = \frac{1}{3} \text{ si } \log \frac{(\sqrt{Ca})}{(Na)} \leq 1; \text{ y la temperatura del reservorio } > 100 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Benjamin et al. (1983) propuso algunas modificaciones a este geotermómetro, tomando en cuenta datos experimentales con minerales de bajas temperaturas como zeolitas y arcillas.

Para temperaturas menores de 100 °C, A = 2200 y p = - 6.3

Para temperaturas mayores de 100 °C, A = 1416 y p = 0.055

Geotermómetro Na-K-Ca-Mg. Este geotermómetro fue diseñado por Fournier y Potter (1979) para corregir las temperaturas estimadas por el de Na-K-Ca en los casos en que T > 70 oC y R < 50, donde:

$$R = \frac{Mg}{(Mg + Ca + K)} 100$$

Según Urbani (1991), esta corrección no ha sido muy utilizada, por lo que no hay suficiente confiabilidad para una aplicación generalizada. Fournier sugiere que se debe aplicar la corrección si el agua realmente procede de un reservorio cuya temperatura sea menor de 100 oC, pero si es mayor de esa temperatura y el agua en su camino a la superficie obtiene mayor cantidad de magnesio, este tipo de corrección originará valores muy bajos.

Geotermómetro Na-Li y Li. Según Fouillac y Michard (1981), para temperaturas del reservorio menores de 100 oC, estos geotermómetros deben ser mejores que los anteriores, pero debe haber suficiente contenido de Li en la muestra y el método analítico empleado deberá tener la suficiente sensibilidad. Para contenidos de Cl<sup>-</sup> < 7000 ppm, los coeficientes de (1) adquieren los siguientes valores:

$$\text{a) } C = \log \frac{(Na)}{(Li)}; A = 1000, B = 0.38; p = +1$$

$$\text{b) } C = \log (Li); A = 2258, B = 1.44; p = +1$$

Las concentraciones se expresan en moles:

$$(Na) = \frac{ppmNa}{22991}; (Li) = \frac{ppmLi}{6939}$$

Los resultados obtenidos por este geotermómetro pueden afectarse considerablemente por mezcla de aguas. En esos casos se comete menos error utilizando la relación Na/Li.

## UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS E HIDROGEOLOGICAS

El Balneario San Diego de los Baños se encuentra ubicado junto al pueblo del mismo nombre, municipio Palacios, provincia de Pinar del Río (Cuba), en las coordenadas N 315 037 E 256 008. Comprende tres manantiales fundamentales: El Tigre, El Templado y La Gallina, los cuales brotan en el cauce del río San Diego de los Baños. A unos 7 Km aguas arriba alumbran, en el propio cauce, varios manantiales denominados M1, M2, M3, M4 y M5 (coordenadas N 318 351 E 250 468). Todas estas manifestaciones termales están asociadas a las fallas Pinar y San Diego de los Baños. La primera falla separa las zonas estructuro-faciales Guaniguanico y San Diego de los Baños, mientras que la segunda falla separa las dos subzonas en que se divide la unidad tectónica Guaniguanico (Sierra de los Órganos y Sierra del Rosario).

La geología de la Sierra del Rosario, que alimenta los manantiales del yacimiento objeto de estudio, se caracteriza por una complejidad litológica y estructural, como consecuencia del desplazamiento y transporte tectónico de rocas ocurrido durante el Eoceno Medio (Pszczoiowski, 1978; Academia de Ciencias, 1987). Los sedimentos carbonatados acuíferos de la Fm. Artemisa (Jurásico-Superior Cretácico-Inferior) se encuentran intercalados con sedimentos impermeables de tipo efusivo sedimentario, ultrabásico y esquisto arenoso pizarroso de la Fm. San Cayetano (Jurásico Superior). Esta disposición estructural condiciona la formación de un relieve cársico (cokpitkarst), diferente a la de la Sierra de los Órganos, donde es más típica la morfología de mogotes (karren karst).

Desde el punto de vista hidrogeológico se pueden distinguir varios sistemas de acuíferos: a) Complejo acuífero de las rocas efusivo-sedimentarias (Cretácico); b) Complejo acuífero asociado a las rocas ultrabásicas, c) Complejo acuífero asociado a materiales terrígeno- carbonatados del Paleógeno; d) Sistema acuífero desarrollado de las calizas del Cretácico; e) Zona de las aguas minerales y f) Complejos acuíferos asociados a las pizarras y esquistos arcillo arenosos (Jurásico- Cretácico). Las características de estas unidades son las siguientes:

- a) El complejo de rocas terrígenas de tipo efusivo sedimentarias se encuentra localizado en la parte Norte de la Sierra del Rosario y no guarda relación hidráulica con las aguas minerales estudiadas. En este complejo de rocas se originan cursos superficiales y acuíferos cuyas aguas son del tipo bicarbonatadas sódicas o cálcicas sódicas con mineralización entre 0.5 y 1 g/l. Está constituido por aleurolitas, argillitas, areniscas, lavas basálticas andesíticas, calizas y margas de las formaciones Vía Blanca y Encrucijada.
- b) El complejo de rocas ultrabásicas está compuesto por serpentinitas, harzburgitas y otras rocas serpentinizadas de edad Cretácico. Originan corrientes superficiales y acuíferos en fisura, cuyas aguas son del tipo bicarbonatadas magnesianas con mineralización del orden de 300 mg/l. Estas rocas están distribuidas por toda la Sierra del Rosario, aunque el macizo de mayor elevación se encuentra en la vertiente Norte, sin conexión aparente con las aguas minerales de San Diego de los Baños.
- c) El complejo de rocas terrígenos carbonatadas del Paleógeno, por sus características poco permeable y por encontrarse intercaladas entre las calizas, constituyen parte-aguas de las cuencas hidrográficas y vías de conducción autóctonas de cursos superficiales de los sistemas cársicos. No forman sistemas de acuíferos importantes.
- d) El complejo de calizas del Cretácico está representado principalmente por calizas masivas
- e) organógenas (formaciones Guajaibón y Sierra Azul) y calizas de estratos finos (formación Artemisa). También forman parte de este complejo calcarenitas, aleurolitas y otras rocas. Las aguas de esta unidad hidrogeológica son del tipo bicarbonatadas cálcicas con mineralización que oscila entre 0.3 a 0.6 mg/l en dependencia de las características texturales de la roca o del contenido de CO<sub>2</sub> y del tiempo de contacto entre el agua y las calizas.

- f) Las aguas minerales están asociadas a las rocas de la Fm. Artemisa. Constituyen el drenaje profundo del carso, desarrollado por lo general, en condiciones de confinamiento entre secuencias impermeables.
- g) Las secuencias de la formación San Cayetano (edad Jurásico), constituidas por esquistos, pizarras y areniscas, forman parte de las capas impermeables de los yacimientos de aguas minerales. La formación San Cayetano está representada en el área de estudio por areniscas cuarzosas con intercalaciones de aleurolitas, y con escasas intercalaciones de calizas. Estas rocas presentan la composición que se muestra en la tabla 2.

Tabla 2. Composición de los constituyentes presentes en las rocas de la Fm. San Cayetano muestreadas durante los trabajos geológicos efectuados por Peláez et al. (1990).

Tipo de roca	Constituyente	Composición (%)
Areniscas	Granos de cuarzo	60-75
	Plagioclasas	2-5
	Moscovita	1-2
	Turmalina y clorita	1
	Sericita	< 1
Aleurolitas	Cuarzo	65-70
	Plagioclasas	3
	Moscovita	1-2
	Fragmentos de roca silícica	< 1
	Turmalina	< 1
	Sustancias carbonosas	< 1

La formación Artemisa (miembro Zaza) fue cortada, en los trabajos de búsqueda detallada, llevados a cabo en el área por Peláez et al. (1990), por los pozos 1, 3, 16 y 17. Está constituida por calizas de estratificación fina que poseen venas de calcita e intercalaciones de aleurolita. El miembro Sumidero de la Fm. Artemisa presenta calizas fértidas de granos muy finos con estratificación de media a gruesa, con venas de calcita e intercalaciones de pedernal.

La presencia de la Fm. Cascarajícara es limitada en el área de estudio. Ocurre en forma de brechas calcáreas, constituidas por fragmentos de pedernales y calizas unidas por un cemento calcáreo.

La formación Manacas se encuentra igualmente distribuida tanto al Norte como al Sur de la zona de estudio. Está representada por aleurolitas, arenas cuarzosas y fragmentos de calizas y aleurolitas.

La zona estructuro facial San Diego de los Baños está representada en el área por afloramientos de areniscas y aleurolitas de la Formación Capdevila.

Los estudios geofísicos y geológicos de pozos arrojaron los siguientes resultados:

El pozo 1 cortó fundamentalmente calizas de la Fm. Artemisa hasta los 344 m. Las aguas del tipo SO<sub>4</sub>-Ca aparecieron desde los 80 m de profundidad. Mediante estos estudios fueron detectadas cinco zonas u horizontes acuíferos (Tab. 3).

Tabla 3. Horizontes acuíferos que cortó el pozo 1 durante los trabajos de búsqueda desarrollados por Peláez et al. (1993).

Horizonte acuífero	Tipo de agua	T (°C)
0-60	HCO <sub>3</sub> -Ca	30
60-120	SO <sub>4</sub> -Ca	31



120-200	SO <sub>4</sub> -Ca	40
200-280	SO <sub>4</sub> -Ca	43
280-300	SO <sub>4</sub> -Ca	46

El pozo 2 comienza en la Fm. San Cayetano, a partir de 88 m corta los depósitos de la Fm. Artemisa, extendiéndose hasta el final del pozo con excepción de una capa de esquistos ubicada al terminar el corte. El pozo 3 corta primero la Fm. San Cayetano, luego una brecha tectónica y más tarde la Fm. Artemisa. El pozo 4 corta la Fm. Artemisa al principio y al final, mientras que centralmente se localizan los depósitos de la Fm. San Cayetano. El contacto superior entre San Cayetano y Artemisa es transicional, mientras que el contacto inferior es brusco, determinado al parecer por una brecha tectónica y rocas serpentínicas que se localizan entre los 194-213 m.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN.

### CARACTERÍSTICAS QUÍMICO-FÍSICAS DE LOS MANANTIALES

En la tabla 4 se expone un resumen de las principales características químico físicas de las aguas mineromedicinales de los manantiales de San Diego de los Baños y Bermejales.

Tabla 4. Propiedades químico físicas de las aguas mineromedicinales muestreadas en los manantiales de San Diego de los Baños y Bermejales.

Manantial	Sector hidrogeológico	T (°C)	pH	TSS (mg/l)	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Li (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Rn (mµc/l)
1	S.D.	36.0	6.91	2046	28.6	45.0	1.50		341.0	2.07	1.0
2	S.D.	36.5		1506	24.5	34.5	1.64	0.02	348.7	38.8	1.0
3	S.D.	31.0	6.85	2160	47.6	19.3	2.50		345.0	19.0	0.93
4	S.D.	36.0	6.95	3174	32.5	25.0	2.00		516.0	69.0	1.2
5	S.D.	36.2		2110	28.4	29.0	2.00	0.05	529.0	50.9	1.2
6	B.	31.0	6.95	3283	26.0	25.0	2.75		464.0	96.0	0.23
7	B.	31.5	7.50	2884	27.0	51.0	2.50		442.0	102.0	0.24
8	B.	32.0	6.80	2788	32.5	25.0	2.50		448.0	111.0	0.22
9	B.	31.0	7.00	2884	26.0	25.0	2.50		381.0	153.0	0.22

S:D: San Diego de los Baños; B: Bermejales. Manantiales: El Templado (1-2); El Tigre (3); La Gallina (4-5); M1 (6); M3 (7); M4 (8); M5 (9).

Del análisis de la tabla 4 se pueden establecer las siguientes regularidades:

Los manantiales del sector hidrogeológico San Diego de los Baños presentan, por lo general, valores superiores de temperatura y contenido de Rn a los de los manantiales del sector Bermejales. Por el contrario, en los manantiales de Bermejales resultan mayores los valores de pH; mineralización (en términos de TSS) y los contenidos de H<sub>2</sub>S, H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> que en los manantiales de San Diego de los Baños. Los contenidos de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> Na<sup>+</sup> son más o menos similares en los manantiales de ambos sectores. Las aguas en su conjunto son de los tipos SO<sub>4</sub> - Ca y SO<sub>4</sub> > HCO<sub>3</sub> - Ca.

### EQUILIBRIOS TERMODIÁMICOS

En la tabla 5 se muestra el estado en que se encuentran las aguas muestreadas en superficie con respecto a diferentes minerales. Estos resultados ponen de manifiesto que las aguas de los manantiales de San Diego de los Baños y Bermejales tienden a encontrarse cerca de la saturación con respecto a la

calcedonia, sobresaturados con respecto al cuarzo, la calcita y la dolomita, e insaturadas con respecto al yeso y a la anhidrita.

Tabla 5. Valores de los índices de saturación (IS) con respecto a los minerales cuarzo, calcedonia, calcita, dolomita, yeso y anhidrita de las aguas mineromedicinales de San Diego de los Baños y Bermejales.

Manantial	Sector hidogeológico	IS					
		Cuarzo	Calcedonia	Calcita	Dolomita	Yeso	Anhidrita
El Templado	S.D.	0.32	- 0.07	0.62	0.55	- 0.49	- 0.64
El Tigre	S.D.	0.33	- 0.08	0.61	0.40	- 0.46	- 0.64
La Gallina	S.D.	0.42	0.02	0.87	0.84	- 0.23	- 0.39
M 1	B.	0.51	0.10	0.56	0.36	- 0.17	- 0.36
M 3	B.	0.60	0.19	1.07	1.40	- 0.19	- 0.38
M 4	B.	0.54	0.13	1.16	1.59	- 0.20	- 0.38
M 5	B.	0.37	- 0.04	1.06	1.40	- 0.20	- 0.39

## RESULTADOS DE LOS CÁLCULOS GEOTERMOMÉTRICOS

En la tabla 6 se presentan los resultados de los cálculos realizados con un grupo de geotermómetros cuantitativos: SiO<sub>2</sub>, Na-K, Na-K-Ca, Na-Li, Na-K-Ca-Mg. En ella puede apreciarse que los geotermómetros a base de SiO<sub>2</sub> cristobalita  $\alpha$  y calcedonia dan temperaturas del reservorio profundo inferiores a la temperatura del manantial y los geotermómetros de SiO<sub>2</sub> amorfo y cristobalita  $\beta$  dan temperaturas por debajo de cero, lo cual es totalmente absurdo. Los resultados obtenidos por estos métodos indican que no son esas fases las que se encuentran en equilibrio con el reservorio. Los resultados utilizando SiO<sub>2</sub> a base de cuarzo dan valores aceptables, aunque debe destacarse que este método se afecta sensiblemente cuando existen mezclas de aguas, siendo eficiente para determinar la temperatura del último equilibrio del agua con los minerales de SiO<sub>2</sub> del medio ambiente. En el caso en que existan mezclas, la temperatura estimada será por tanto inferior a la del acuífero más profundo.

Los resultados obtenidos por el método Na- K también dan valores muy bajos, por lo que debe desecharse por razones similares. A pesar de que este método se afecta menos por la mezcla de aguas, como se ha señalado con anterioridad, las estimaciones difieren en ocasiones con la realidad (Urbani, 1991).

Los geotermómetros a base de Li se consideran más confiables que otros para temperaturas inferiores a 100 °C. Sin embargo, las estimaciones pueden afectarse en caso de mezcla. Los resultados obtenidos mediante el geotermómetro Na- K (Tab. 6) son muy bajos, lo cual pudiera atribuirse al poco contenido de Li en las muestras.

Sin embargo, los resultados de los cálculos mediante el geotermómetro Na-Li parecen más confiables y pudieran ser tomados en cuenta en esta discusión. Estos valores son relativamente más altos que los determinados por los geotermómetros de SiO<sub>2</sub> (cuarzo). En el caso del método de Na-Li para Cl<sup>-</sup> menor de 1000 °C, el valor obtenido para el manantial El Templado resultó ser demasiado bajo. De todos modos, sólo dos muestras poseen contenidos de Li, por lo que, de todas formas, resultan insuficientes los resultados obtenidos mediante los geotermómetros a base de este elemento.

Los cálculos efectuados con los geotermómetros Na-K y Na-K-Ca arrojan, por lo general, valores de temperatura base más elevados que los calculados por el método de SiO<sub>2</sub> (cuarzo), mientras que el geotermómetro Na-K-Ca-Mg brinda estimaciones más cercanas a la del cuarzo. La experiencia mundial es que este último método da buenos resultados para reservorios con temperaturas entre 150 y 200 °C,

pero casi siempre da valores más elevados que los reales para reservorios con temperaturas menores (Urbani, 1991).

Tabla 6. Valores de las temperaturas (°C) de los acuíferos básicos que alimentan los manantiales de San Diego de los Baños y Bermejales, determinadas mediante diferentes geotermómetros

No.	SiO <sub>2</sub> amorfo	SiO <sub>2</sub> cristobalita α	SiO <sub>2</sub> cristobalita β	SiO <sub>2</sub> calcedonia	SiO <sub>2</sub> curazo	SiO <sub>2</sub> cuarzo vapor	Na K-	Na-Li	Na-Li, Cl< 1000	Na-K	Na-K-Ca	Na-K-Ca-Mg
1	- 48	12	- 32	29	61	67	18	123	50	111	102	99
2	- 43	18	- 27	35	67	72	19			84	- 6	
3	- 26	38	- 8	57	88	90	31			206	135	127
4	- 43	17	- 27	35	67	72	19	176	108	144	111	104
5	- 39	22	- 22	40	72	77	16			159	115	90
6	- 46	14	- 30	31	63	69	19			195	129	67
7	- 45	16	- 29	33	65	70	17			113	107	65
8	- 39	22	- 22	40	72	77	16			184	126	58
9	- 46	14	- 30	31	63	69	13			182	126	35

Manantiales: El Templado (1, 2), El Tigre (3), La Gallina (4, 5), M1 (6), M3, (7) M4 (8), M5 (9).

Por el método geotermométrico Na-K-Ca-Mg, el cual se recomienda para corregir las estimaciones del método Na-K-Ca cuando  $T > 70$  °C y  $R < 50$ , da temperaturas del mismo orden o ligeramente más altas o más bajas que las calculadas por el método de SiO<sub>2</sub> (cuarzo).

Como resultado del análisis de las ventajas y limitaciones de los diferentes geotermómetros y a partir de los valores más concordantes obtenidos, se pueden seleccionar como resultados más confiables los que se exponen en la tabla 7.

### MODELO GEOTÉRMICO

Del análisis de la tabla 7 se infieren que las aguas que alimentan los manantiales San Diego de los Baños (El Templado, El Tigre y La Gallina), alcanzan en la base temperaturas del orden de 90-127 °C y en su ascenso se mezclan con otras más superficiales, alcanzando en el reservorio más cercano, entre 61 y 90 °C. Las aguas de los manantiales Bermejales alcanzan temperaturas más bajas en el reservorio (63-77 °C) y ascienden hasta la superficie sin mezclarse.

Tabla 7. Resultados más aceptables de las temperaturas de los acuíferos profundos que alimentan los manantiales de San Diego de los Baños y Bermejales

Manantial	Temperaturas (°C)			
	Na-K-Ca-Mg	SiO <sub>2</sub>	R <sub>1</sub>	R <sub>2</sub>
El Templado	99	61-67	90-127	61-90
El Tigre	127	88-90		
La Gallina	90-104	67-77		
M 1	67	63-69		63-77
M 3	65	65-70		

M 4	58	72-77		
M 5	35	63-69		

R<sub>1</sub>: Reservorio más profundo; R<sub>2</sub>: Reservorio más superficial

Los resultados obtenidos son coherentes con el hecho de que las aguas de los manantiales El Templado y El Tigre (San Diego de los Baños) poseen menor mineralización y en las emergencias y son del tipo SO<sub>4</sub> > HCO<sub>3</sub> – Ca, lo cual pudiera atribuirse a una mezcla entre aguas del tipo SO<sub>4</sub>-Ca, propias de las capas profundas de la Fm. Artemisa, en la zona de falla, con aguas del tipo HCO<sub>3</sub>-Na de la Fm. San Cayetano. Las aguas de los manantiales de Bermejales, por el contrario, poseen mayor mineralización y son del tipo SO<sub>4</sub>-Ca. Por último, el contenido de Rn, alrededor de cinco veces mayor en San Diego de los Baños que en Bermejales indica, en el primer caso, que las aguas poseen un tiempo mayor de contacto con las rocas del medio geológico.

Conociendo en gradiente geotérmico de una región, la temperatura de los acuíferos profundos (Tr) y la temperatura del agua en la superficie (Ts), es posible estimar la profundidad de los reservorios (Px) a la cual descienden las aguas de infiltración mediante la expresión:

$$\frac{4^{\circ}\text{C}}{100\text{m}} = \frac{Tr - Ts}{Px}$$

El flujo de calor desde el interior hacia la corteza terrestre es anormalmente elevado, del orden de 15-30 °C, en áreas asociadas a procesos de extensión o separación de placas, de choque de placas (subducción) y de actividad distensiva dentro de una placa, donde existen fenómenos geológicos notables: actividad sísmica elevada, orogenia con formación de cordilleras en épocas geológicas recientes y actividad volcánica notable (Morell, 1995). En esas regiones el gradiente geotérmico alcanza valores entre 15-30 °C por cada 100 m. Otros procesos que pueden generar calor son, por ejemplo: fricción mecánica entre los labios de fallas y disipación de calor debido a una intrusión magmática. Por otro lado, en zonas caracterizadas por su estabilidad tectónica, donde el flujo de calor bajo, el gradiente geotérmico puede variar entre 2-4 °C.

Tomando en consideración las mediciones de temperatura efectuadas por Peláez et al. (1990) en un perfil de pozos, a diferentes profundidades, se puede establecer que el gradiente geotérmico en la región estudiada es del orden de 6 °C por cada 100 m.

En la tabla 8 se muestran los resultados de los cálculos de la profundidad alcanzada por las aguas, realizados bajo las premisas anteriormente señaladas.

Tabla 8. Estimación de la profundidad alcanzada por las aguas en los reservorios que alimentan los manantiales de San Diego de los Baños y Bermejales

Manantiales	Profundidad (m)	
	R <sub>1</sub>	R <sub>2</sub>
San Diego de los Baños	1208	658
Bermejales		567

## CONCLUSIONES

Sobre la base de un gradiente geotérmico de 6 °C por cada 100 m de profundidad, estimado a partir de los estudios hidrogeológicos realizados con anterioridad, en el sistema hidrotermal San Diego de los Baños – Bermejales, y las determinaciones geotermométricas realizadas a partir de los datos hidroquímicos correspondientes a los principales manantiales mineromedicinales de la región, se estableció el modelo geotérmico. Mediante el mismo se infiere que las aguas de infiltración en el macizo

descienden aproximadamente 1.2 y 0.6 km hasta alcanzar los reservorios profundos. Las aguas que alimentan los manantiales de San Diego de los Baños, se mezclan con otras aguas más superficiales en un acuífero ubicado a 0.7 Km aproximadamente, alcanzando temperaturas medias de 108 y 75 °C en los niveles más profundo y somero respectivamente. En este último, las aguas originales asociadas a la Fm. Artemisa, del tipo SO<sub>4</sub>-Ca y con elevada mineralización, se mezclan con aguas del tipo HCO<sub>3</sub>-Ca, asociadas a la Fm. San Cayetano, obteniéndose un agua de menor mineralización del tipo SO<sub>4</sub> > HCO<sub>3</sub> – Ca. El mayor contenido de Rn en las aguas de San Diego de los Baños con relación a las de Bermejales indica que las primeras tienen un mayor tiempo de contacto con las rocas del medio geológico, lo cual es concordante también con el modelo geotérmico establecido.

## BIBLIOGRAFIA

- Academia de Ciencias de Cuba (1988). Mapa Geológico de Cuba. Escala 1:250 000.
- Benjamín, T., R. Charles and R. Vidale (1983). Thermodynamic parameters and experimental data for the Na-K-Ca geothermometer. Jour. Volc. Geother. Res., 15: 157-186.
- Cerón, J.C., A. Pulido-Bosh y A. Padilla (1993). Caracterización hidroquímica y análisis de los estados de equilibrio termodinámico en aguas termominerales de Alhama de Murcia (Murcia, España). Estudios Geol., 49: 49-61.
- Fournier, R.O. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. Geothermics, 5 (1-4): 41-50.
- Fournier, R.O. (1979). Geothermal and hydrologic considerations and the use of enthalpy-enthalpy diagrams in the precipitation of underground conditions in hot-springs systems. Jour. Volc. Geotherm. Res., 5: 1-16.
- Fouillac, C. and G. Michard (1981). Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal systems. Geothermic, 10:55-70.
- Fournier, R.O. and R. Potter (1979). Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer, Geochem. Cosmochem. Acta. 43: 1543-1550.
- Fournier, R.O. and R. Potter, (1982). A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. Geothermal Resources Council Bull., nov. 1982: 3-12.
- Hussein, M.T, A. G. Bazuhair and M. Hamza (1994). Thermal springs in Jizn and Al-Lith area, Saudi Arabia. Publications New Actualités. Int. Soc. Of Hydrothermal Technics. No. 3: 36-41.
- Michard, G. (1979). Geothermomètres chimiques. Bulletin du B.R.G.M., Section III (2): 123-189.
- Morell, I. (1995). Origen del termalismo. Geotermómetros. Algunas peculiaridades hidroquímicas de las aguas termales. III Jornada sobre Termalismo. Santa Clara (Cuba), Nov. 1995, 19 pp.
- Peláez, R., M.C. Olivares, R. Núñez y M. Valdivia (1990). Informe para la búsqueda detallada – Exploración orientativa de las aguas mineromedicinales de San Diego – Bermejales. Unión de Geología, Pinar del Río, 159 pp.
- Pszczokowski, A. (1978). Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in Western Cuba, their lithostratigraphy, facies development and paleogeography. Acta Geologica Polonica, 28 (1): 1-96.
- Truesdell, A.H. (1976). GEOTHERMS, a geothermometric computer program for hot spring systems. Proc. Second U.H. Symp. On the Development.
- Urbani, .F. (1991). Geotermia en Venezuela. Ed.: Escuela de Geología, Minas y Geofísica., Univ. Central de Venezuela, Caracas, 347 pp.