

# **METODOLOGÍA PARA LA CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DE SISTEMAS HIDROTERMALES. APLICACIÓN AL SISTEMA SAN DIEGO DE LOS BAÑOS - LOS BERMEJALES, PINAR DEL RÍO, CUBA.**

J.R. Fagundo<sup>1</sup>, P. González<sup>1</sup>, M. Suárez<sup>1</sup>, L. Sánchez<sup>1</sup>, B. Peña<sup>1</sup>, J. Fagundo Sierra<sup>1</sup>.  
<sup>1</sup>-Centro Nacional de Termalismo "Víctor Santamarina";

## **RESUMEN**

Mediante la caracterización hidrogeoquímica y la aplicación de modelos de reconocimiento de patrones, balance de masas y de mezcla de aguas, así como de modelos de correlación y regresión lineal y de análisis factorial se determina el origen de la composición química y los procesos geoquímicos que controlan dicha composición, en aguas minerales del sistema hidrotermal San Diego de los Baños – Los Bermejales, Pinar del Río (Cuba). La composición de dichas aguas se explica mediante la mezcla en determinadas proporciones, de tres miembros extremos cuyas facies hidroquímicas son bicarbonatadas cálcicas, bicarbonatadas sódicas y sulfatadas cálcicas, así como de los procesos geoquímicos: precipitación de calcita, disolución congruente de dolomita y halita; transferencia de masas entre plagioclasas (albita, microclino) y caolinita, oxidación de pirita, formación de H<sub>2</sub>S por reducción anaeróbica de sulfatos, generación o escape de CO<sub>2</sub> al medio y precipitación de SiO<sub>2</sub>.

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-Los 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).

## **INTRODUCCIÓN**

Las aguas mineromedicinales de los manantiales del Balneario San Diego de los Baños han sido estudiadas desde el punto de vista terapéutico (Santamarina, 1948; Rodríguez, 1987) e hidrogeológico (Peláez, 1990), realizándose además una caracterización químico-física de las mismas (Embil, 1946; Guerra, 1947; López-Rendueles et al., 1949), aunque los manantiales mineromedicinales de Los Bermejales, a unos pocos kilómetros de los anteriores y con una composición similar a aquellos han sido menos estudiadas (Trelles, 1948). Además de las aguas de tipo termomineral de facies hidroquímica sulfatadas cálcicas que brotan por los manantiales referidos existen en la región otros tipos de aguas (bicarbonatadas cálcicas y bicarbonatadas sódicas) asociadas a los sedimentos carbonatados y esquistos arenosos respectivamente, por lo que en su conjunto el área puede considerarse un sistema hidrotermal (White, 1957). El objetivo de este trabajo es, precisamente esclarecer los procesos geoquímicos que tienen lugar en estos sitios, determinar el origen de la composición química de dichas aguas, así como establecer su relación con la litología y la tectónica locales.

## **MATERIALES Y MÉTODOS**

Para la realización de este trabajo se tomó 127 juegos de datos, correspondientes a un estudio de exploración detallada llevado a cabo por Peláez et al (1990) en el sistema hidrotermal San Diego de los Baños – Los Bermejales y como referencia, 18 juegos de datos adicionales (Fagundo et al, 1993), correspondientes al manantial Mil Cumbres, cuya zona de alimentación está constituida por materiales acuíferos de la Fm. Artemisa, similares a los que ocurren en el área de estudio. También se tomaron en consideración muestreos más recientes realizados en San Diego de los Baños y Los Bermejales (González et al, 2000) con el objetivo de determinar parámetros químico físicos no considerados en los anteriores muestreos.

Fueron medidos en el campo: temperatura; pH, conductividad eléctrica, potencial redox y oxígeno disuelto mediante equipos portátiles, y determinados los contenidos de CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S mediante técnicas analíticas estándar (APHA-AWWA-WPCF, 1992). Los macroconstituyentes también fueron analizados aplicando las referidas técnicas estándar, mientras que los microconstituyentes se determinaron por ICP- MASAS.

Los datos fueron procesados mediante los sistemas informáticos: Statistica for Windows Realease 4.5 (Stat Soff, 1993). EXCEL (1997), HIDROGEOWIN (Alvarez et al, 1999) y MODELAGUA (Fagundo-Sierra, 2000). Este último software sirvió para modelar los procesos geoquímicos.

## **MARCO GEOGRÁFICO, GEOLÓGICO E HIDROGEOLOGICO**

El Balneario San Diego de los Baños se encuentra ubicado junto al pueblo del mismo nombre, municipio Los Palacios, provincia de Pinar del Río (Cuba), en las coordenadas N 315 037 E 256 008 (Fig. 1). 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, donde se encuentra la zona de alimentación de los manantiales 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). Los sedimentos carbonatados acuíferos de la Fm. Artemisa (Jurásico-Superior Cretácico-Inferior), constituidas por calcita con intercalaciones de aleurolitas, se encuentran intercalados con sedimentos pocos permeables de tipo efusivo sedimentario esquisto arenoso pizarroso de la Fm. San Cayetano (Jurásico Superior), los cuales se componen principalmente de areniscas y aleurolitas. Los principales minerales constitutivos de estas rocas son: cuarzo (60 –75 %), plagioclasas (2-3%), moscovita (1-2%) y turmalina y clorita (<1 a 1 %). Esta disposición estructural condiciona la formación en la Sierra del Rosario de un relieve cársico en forma de colinas redondeadas (cokpitkarst), sólo diferente en el macizo del Pan de Guajaibón, donde al igual que en la cordillera de los Organos es más típica la morfología poligonal o de mogote (Tyc, 1992).

También se encuentran representados en el área otros materiales: sedimentos de la Fm. Francisco (Jurásico medio) constituidos por intercalaciones de calizas, lutitas y argilitas y en menor cantidad de limonita y areniscas de cemento calcáreo; brechas calcáreas, constituidas por fragmentos de pedernales y calizas unidas por cemento calcáreo (Fm Cacarajicara del Cretácico); así como sedimentos caóticos asociados a las fallas, constituido por olitostromas compuestos de aleurolitas, areniscas cuarzosas y fragmentos de calizas (Fm. Ancón del Paleógeno) y secuencias de tipo “melange” donde predomina la composición serpentinitica en la matriz.

## **RESULTADOS Y DISCUSION**

### **Caracterización hidrogeoquímica y balance de masas**

Las aguas de los manantiales de San Diego de los Baños (El Tigre, El Templado y La Gallina), poseen temperaturas ligeramente mayores (31-36 °C) que las de los manantiales de Los Bermejales (M1, M2, M3, M4 y M5), las cuales varían entre 31 y 32 °C). Por el contrario, la mineralización en Los Bermejales es más alta (2256 – 2409 mg/l) que en San Diego (1506-1847 mg/l). Los mayores contenidos de TSS se corresponden con los valores de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup>. Por último, el contenido de Rn es mucho más pequeño en los manantiales de Los Bermejales (Guerra, 1947; Trelles, 1948).

Con relación a las facies hidroquímicas presentes, se observan dos ligeramente diferentes, una de tipo sulfatada bicarbonatada cálcica, presente en el manantial El Templado y ocasionalmente en el manantial El Tigre, y otra de tipo sulfatada cálcica, presente en el resto de los manantiales. En todos

los casos, las aguas pueden ser considerados como hipertermales de acuerdo a la clasificación de Schoeller (1962). Los caudales de todos estos manantiales presentan una gran estabilidad en la descarga durante todo el año, variando entre 9 y 10 l/s en El Tigre y El Templado y entre 0.6 y 0.8 l/s en La Gallina. En los manantiales de Los Bermejales el caudal es del orden de 1 l/s.

Del comportamiento global de los parámetros químico-físicos de los manantiales de San Diego de los Baños y Los Bermejales, se infiere un origen común de las aguas. La fracción de las precipitaciones que se infiltran en la región a través de las grietas y fisuras presentes en las calizas de la Fm. Artemisa, descienden hasta una cierta profundidad, donde se calientan en virtud del gradiente geotérmico, ascendiendo luego por la falla San Diego de los Baños. Las diferencias observadas con relación a la magnitud de los diferentes parámetros en ambos sitios, pueden deberse a diferencias locales de tipo litológicas y estructurales, así como a la profundidad de descenso, tiempo de residencia, velocidad de ascenso de las aguas, así como su posible mezcla con otras más someras. Así el mayor contenido de Rn en las aguas de San Diego de los Baños apunta a un tiempo superior de contacto agua-roca que en las aguas de Los Bermejales. En correspondencia con esto, debía esperarse una mayor mineralización y contenidos de CO<sub>2</sub> disueltos en las aguas de San Diego. A pesar de que la concentración de este gas es superior en dichos manantiales, ocurre lo contrario con la mineralización, la cual es más grande en los manantiales de Los Bermejales. Este comportamiento pudiera deberse a que las aguas que emergen por San Diego, se mezclan antes con otras menos mineralizadas ubicadas más cerca de la superficie. El hecho de que las aguas de El Tigre y El Templado poseen un alto contenido relativo de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (19-23 % meq/l) sugiere una posible mezcla con aguas del tipo bicarbonatas sódicas, típicas de los acuíferos desarrollados en los esquistos, pizarras y areniscas de la Fm. San Cayetano.

El menor contenido de H<sub>2</sub>S en los manantiales de San Diego con respecto a los de Los Bermejales pudiera explicarse asumiendo un proceso de reducción bacteriana de sulfatos en menos activo en el primer caso. Por último, la relativamente menor temperatura de las aguas de los manantiales de Los Bermejales pudiera deberse a un recorrido más distante, a una menor proporción de mezcla que las de San Diego, o a que dichas aguas ascienden desde una distancia menos profunda. Pudieran conjugarse también más de una de estas causas.

La composición química del manantial El Templado, de tipo SO<sub>4</sub>>HCO<sub>3</sub>-Ca, puede explicarse a partir de la mezcla de las aguas del pozo P 3 (90 m), de tipo HCO<sub>3</sub>-Ca, con la de las aguas del pozo P 1 (237-320 m), de tipo SO<sub>4</sub>-Ca. En la tabla 1 se presentan los resultados de los cálculos del balance de masas y los procesos geoquímicos que explican la composición química del manantial El Templado (San Diego de los Baños). Dicha composición se justifica por la mezcla de las aguas de los pozos P 3 (90 m) y P 1 (237-320 m) en las proporciones de 64 % y 36 % respectivamente. Los procesos geoquímicos que tienen lugar son: disolución congruente de halita y dolomita, precipitación de calcita, transferencia de masas entre aluminosilicatos (albita y caolinita); oxidación de pirita, reducción de sulfato y precipitación de cuarzo.

Las aguas del manantial La Gallina (San Diego de los Baños), poseen un patrón hidrogeoquímico típico de un agua sulfatada cálcica, similar al patrón del agua del pozo P 1 de mayor mineralización. Si se asume que la composición del manantial La Gallina se origina por mezcla de las aguas de dicho pozo, procedentes del drenaje profundo, con otras aguas más someras de composición similar a las del pozo P 3 (90 m), entonces el proceso neto de mezcla y de modificación de la composición química puede ser explicado por un proceso de mezcla similar al que origina la composición química de las aguas del manantial El Templado, pero en este caso, con proporciones de 36 % de aguas de composición similar al del pozo P1 y de 44 % de aguas semejantes a las del pozo P3.

El pozo P 3 se encuentra ubicado entre los manantiales de San Diego de los Baños y los de Los Bermejales, más próximo a estos últimos (Fig. 1). Corta primero a la Fm. San Cayetano, luego una brecha tectónica y posteriormente las calizas de la Fm. Artemisa. En los primeros 40 m, el acuífero presenta aguas del tipo bicarbonatadas sódicas de bajas temperatura, mineralización y dureza. Son aguas básicas (pH = 9) donde están presentes iones CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> junto a HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>. El catión predominante es

el  $\text{Na}^+$ , no posee  $\text{CO}_2$  ni  $\text{H}_2\text{S}$  y el contenido de sílice es bajo. Esta composición es característica de un agua que drena sedimentos y rocas constituidas por silicatos. A partir de esta profundidad hasta los 290 m, el pozo exhibe aguas del tipo bicarbonatadas cálcicas originadas por disolución de calizas relativamente puras

El pozo P 1 (Fig. 1) fue perforado hasta unos 300 m de profundidad y sólo cortó calizas de la Fm. Artemisa. De acuerdo a las propiedades de las aguas muestreadas, se pudieron determinar hasta cinco zonas hidrogeoquímicas. Como regla general, se aprecia un aumento creciente de la temperatura, desde 26 hasta 46 °C.

El manantial M 1 de Los Bermejales (aguas sulfatadas cálcicas sódicas) posee un contenido relativamente mayor de sodio que el de las aguas del manantial La Gallina (aguas sulfatadas cálcicas) y menor que el pozo P 1 (aguas sulfatadas cálcicas). Teniendo en cuenta además, que la mineralización de aquel manantial inferior a la del pozo P1, se puede asumir que la composición del manantial M 1 (Los Bermejales) pudiera originarse por mezcla de las aguas del pozo P 1 con las del pozo P 4 (103-206 m), de mayor mineralización y contenido de  $\text{Na}^+$ . En la tabla 2 aparecen los resultados de los cálculos de balance de masas y los procesos geoquímicos correspondientes. La composición química de las aguas de este manantial puede ser explicada por la mezcla de las aguas de los pozos P1 y P 4 en la proporción de 68 y 32 % respectivamente. Los procesos geoquímicos que tienen lugar son: disolución de halita, calcita y dolomita en forma congruente y transferencia de masas entre aluminosilicatos (albita y microclino) y minerales secundarios (caolinita); oxidación de pirita; formación adicional de  $\text{H}_2\text{S}$  a partir de azufre, precipitación de cuarzo y generación de  $\text{CO}_2$ .

El pozo P 4 fue perforado en las cercanías de los manantiales de Los Bermejales (Fig. 1). Corta al principio y al final la Fm. Artemisa, mientras que en las zonas intermedias (entre los 200 y 300 m) corta la Fm. San Cayetano. La temperatura en este pozo varía poco, entre 28 y 30.5 °C. Hasta los 100 m de profundidad las aguas son similares en su composición a las de los manantiales de Los Bermejales. Poseen temperaturas del orden de 30 °C, mineralización y dureza elevadas, con contenidos relativamente altos de  $\text{CO}_2$  y muy elevados de  $\text{H}_2\text{S}$ . Entre los 100 y 200 m, aproximadamente, las aguas muestran una facies hidroquímica del tipo bicarbonatada sódica, El origen de la composición química de las aguas de este horizonte está asociado, posiblemente, a los procesos de disolución de silicatos en condiciones hidrotermales. Entre los 145 y 195 m la facie hidroquímica es sulfatada cálcica sódica, al parecer originada por mezcla entre aguas de los tipos sulfatadas cálcicas y bicarbonatadas sódicas, asociadas a las formaciones Artemisa y San Cayetano respectivamente. Entre 222 y 300 m, las aguas poseen una composición química similar a la de la muestra tomada entre 103 y 106 m, siendo de nuevo la facies hidroquímica presente la bicarbonatada sódica.

La composición química de las aguas encontradas por Peláez et al (1990) entre 145 y 195 m., se originan presumiblemente por mezcla de dos aguas procedentes de horizontes acuíferos contiguos. En la tabla 3 se muestra los resultados de los cálculos del balance de masas, así como los procesos geoquímicos que se producen en el marco de dicha mezcla. Las proporciones calculadas corresponden a 52 % de las aguas captadas a 100 m de profundidad y a 48 % de las aguas captadas entre 222 y 288 m.

Las aguas del pozo P 13 son del tipo bicarbonatadas cálcico sódicas de mediana mineralización y dureza. En la tabla 4 se presentan los resultados de los cálculos del balance de masas y los procesos geoquímicos que explican la composición química del pozo P13. Como puede apreciarse, la composición de esta fuente, de tipo  $\text{HCO}_3\text{---Ca} > \text{Na}$ , se justifica por la mezcla de las aguas de los pozos P 3 (90 m), del tipo  $\text{HCO}_3\text{---Ca}$ , y P 3 (40 m), del tipo  $\text{HCO}_3\text{---Na}$ , en las proporciones de 69 % y 31 % respectivamente. Los procesos geoquímicos que tienen lugar son: disolución congruente de halita y dolomita, precipitación de calcita; oxidación de pirita, reducción de sulfato, liberación de  $\text{CO}_2$  al medio y transferencia de masas entre caolinita y albita. Este último tipo de proceso ha sido considerado por Helgeson (en Drever, 1982) sobre la base de los productos de alteración originados en los procesos de intemperismo en sistemas de tipo  $\text{X}_2\text{O---Al}_2\text{O}_3\text{---SiO}_2\text{---H}_2\text{O}$ , donde X = Na o K.

Proporciones de mezclas similares a las obtenidas por balance de masas, fueron encontradas mediante la utilización de diagramas de mezclas a partir de miembros extremos representados por aguas de los tipos  $\text{SO}_4\text{-Ca}$  y  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  (Fig. 2),  $\text{SO}_4\text{-Ca}$  y  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  (Fig. 3), así como  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  y  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  (Fig.4), respectivamente. En la figura 2 se ilustran los resultados gráficos correspondientes a las aguas de los manantiales El Templado y La Gallina, entre otras fuentes, en la figura 3 se muestran los resultados correspondientes al manantial de Los Bermejales (M1) y el pozo P4 (145-195 m). mientras que en la figura 4 los de las aguas del pozo P13.

Por último, en la figura 5 se presenta la composición química mediante diagramas de Stiff, tanto de las aguas de partida como de aquellas resultantes de los procesos de interacción agua-roca y de mezcla de aguas. En los acuíferos carbonatados someros, los principales procesos geoquímicos son los de disolución de calcita y dolomita (II), así como de oxidación de piritas, los cuales originan las aguas  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ , mientras que en los acuíferos constituidos por minerales de tipo aluminosilicatos ácidos (III), priman los procesos geoquímicos de disolución incongruente de plagioclas (albita y microclino principalmente) que originan las aguas de tipo  $\text{HCO}_3\text{-Na}$ . De las zonas profundas emergen las aguas termominerales de tipo  $\text{SO}_4\text{-Ca}$  (I), las cuales se originan por oxidación de las piritas. Mediante la mezcla de estos miembros extremos en las proporciones que aparecen en dicha figura y con la ocurrencia de los procesos geoquímicos determinados por balance de masas, se originan las restantes fuentes de composición variable:  $\text{HCO}_3\text{-Ca} > \text{Na}$  (IV),  $\text{SO}_4\text{-Ca}$  de menor mineralización (V),  $\text{SO}_4 > \text{HCO}_3\text{-Ca}$  (VI),  $\text{HCO}_3\text{-Ca} > \text{Na}$  (VII) y  $\text{SO}_4 > \text{HCO}_3\text{-Ca} > \text{Na}$  (VIII).

### **Aplicación de modelos estadísticos bivariados**

Los métodos de estadística bivariada han sido ampliamente utilizados en la Hidroquímica y se basan en la estimación de una variable a partir de otra con la cual guarda una estrecha relación matemática. Para su aplicación es requisito a priori, que las variables utilizadas posean una distribución normal, aspecto éste que cumplen por lo general las variables hidroquímicas cuando existe un número grande de datos.

El empleo de los métodos de regresión y correlación lineal en este trabajo se realizó, con el objetivo de determinar las aguas que están estrechamente relacionadas entre sí y por ende, reafirmar o desechar hipótesis del origen común de su quimismo. Para ello se tomó como base para la selección de los datos a ajustar en cada caso, los tipos de aguas, que como se demostró por balance de masas, se originan por los principales procesos geoquímicos de interacción agua-roca y de mezcla de aguas.

En las figuras 6 y 7 se muestran las relaciones encontradas entre los iones  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  y  $\text{Ca}^{2+}$  respectivamente. Los datos ajustados corresponden a tres grupos, seleccionados sobre la base de las composiciones originadas por la mezcla de aguas representada en las figuras 2-4:

- Grupo 1. Constituido por el manantial Mil Cumbres, los pozos P2 y P3 (tomando de estos últimos sólo las aguas bicarbonatadas cálcicas), los manantiales El Tigre, El Templado y La Gallina (San Diego de los Baños), los manantiales M2-M5 (Bermejales) y el pozo P1.

Para la correlación entre  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  los datos ajustan significativamente ( $R^2 = 0.977$ ) a una línea de regresión con pendiente 1.425 e intercepto  $- 5.876$  (Fig. 6); mientras que para la correlación entre  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  y  $\text{Ca}^{2+}$  los datos ajustan significativamente ( $R^2 = 0.650$ ) a una línea de regresión con pendiente 0.235 e intercepto  $- 0.339$  (Fig. 7). En ambas líneas de regresión, los datos se orientan según la secuencia  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  (Mil Cumbres, P2, P3)  $\rightarrow$   $\text{SO}_4 > \text{HCO}_3\text{-Ca}$  (El Tigre, El Templado)  $\rightarrow$   $\text{SO}_4\text{-Ca}$  (La Gallina, P1), y se corresponde con el proceso de mezcla representado en la figura 3.

- Grupo 2. Constituido por los pozos P4, P4A y P13, el manantial Mil Cumbres y los pozos P2 y P3 (tomando de estos últimos sólo las aguas bicarbonatadas cálcicas).

Para la correlación entre  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  el ajuste en este caso se alcanza con un  $R^2 = 0.455$  (significativo para el número de datos utilizados), sobre una línea de regresión con pendiente  $- 0.330$  e intercepto 2.231 (Fig. 6), mientras que para la correlación entre  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  y  $\text{Ca}^{2+}$ , los datos ajustan

significativamente ( $R^2 = 0.870$ ) a una línea de regresión con pendiente  $-3.771$  e intercepto  $17.703$  (Fig. 7). La composición de las aguas se corresponde con la secuencia anterior originada por una mezcla de aguas similar a la representada en la figura 4. En las dos líneas de regresión correspondiente al grupo 2 los datos se orientan según la siguiente secuencia:  $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{Na}^+ \rightarrow \text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ \rightarrow \text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+}$  (Fig. 4).

- Grupo 3. Constituido por los pozos P4, P4A, P12, P17-P19, el manantial M1 (Bermejales) y el pozo P1.

Para la correlación entre  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  los datos ajustan significativamente ( $R^2 = 0.964$ ) a una línea de regresión con pendiente  $1.242$  e intercepto  $0.341$  (Fig. 7), mientras que para la correlación entre  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  y  $\text{Ca}^{2+}$  el ajuste de los datos es significativo ( $R^2 = 0.694$ ) a una línea de regresión de pendiente  $-0.415$  e intercepto  $13.327$  (Fig. 7). En estas líneas de regresión los datos se orientan según la secuencia:  $\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ \rightarrow \text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ \rightarrow \text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{2+}$ , lo cual concuerda con el modelo de mezcla representado en la figura 3.

### Aplicación de métodos de estadística multivariada

El análisis estadístico multivariado tiene la propiedad de reunir y sintetizar grandes conjuntos de datos y variables, en función de ciertos objetivos, con el fin de obtener informaciones sólidas, que permitan una mejor comprensión del fenómeno objeto de estudio (González, 1997). En el caso de las aguas minerales, su empleo ha facilitado la interpretación del comportamiento hidroquímico de los manantiales termominerales (López-Chicano y Pulido-Bosch, 1996). Mediante la aplicación de estos métodos, se han podido estimar modelos de comportamiento, transformar las variables y reducir dimensionalidad, comprobar o rechazar hipótesis y dar respuesta a diferentes aspectos de carácter práctico. Entre los métodos de análisis multivariados, los más comúnmente empleados han sido los análisis de cluster o de enjambres y el análisis factorial. Este último, con el objetivo de encontrar nuevas variables (denominadas para agrupar las variables hidroquímicas que tienen características similares factores), que serán una combinación lineal de las primeras y permiten estudiar con más facilidad, y sin pérdida significativa de la información original, el fenómeno a analizar, su estructura, y evidenciar relaciones entre variables, entre relaciones, o entre ambas (González, 1997).

El procedimiento en el análisis factorial parte de la obtención de  $n$  autovalores y autovectores (componentes principales) de la matriz  $n \times n$  correlaciones y de la estimación de la fracción de la varianza total de los datos explicados por cada uno de tales componentes (Pulido-Bosch, 1989). Para interpretar mejor los factores se puede ejecutar en éstos una rotación varimax, mediante la cual las variables originadas son proyectadas sobre los ejes. Esta operación no modifica la varianza explicada por los factores antes de la rotación.

En la figura 8 se muestran los resultados de la aplicación del análisis factorial de variables: aparecen definidos 3 factores que controlan las propiedades químico-físicas de las variables analizadas. De ellos los dos primeros están bien definidos, con una contribución de  $49.2$  y  $25.8$  % de varianza total respectivamente ( $75$  % de la varianza acumulada), mientras que el tercero no debe tomarse en consideración dada su menor contribución a la varianza total (Tab. 5). Para el total de datos utilizados ( $N = 22$ ), se considera significativa una correlación mayor de  $0.7$  entre la variable y el correspondiente factor (Tab. 5). Así, presentan correlaciones (directas) significativas con el primer factor las variables TSS,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{CaCO}_3$  y  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ , mientras que con respecto al segundo factor presentan correlaciones (inversas) significativas  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ .

- El primer factor (F1) está relacionado por el drenaje profundo del medio cársico (calizas fértidas de la Formación Artemisa), al cual se asocian fundamentalmente las variables señaladas junto a la Temperatura. En su conjunto, estas variables son características de las aguas termominerales.

- El segundo factor (F2) parece representar en la parte negativa del eje, el medio no cársico (Formación San Cayetano), al cual se asocian las variables  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{CO}_3^{2-}$ . La presencia del  $\text{H}_2\text{S}$  y el  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{CO}_3^{2-}$  unidos a este factor, pudiera interpretarse a partir del aporte de las piritas y

calcopiritas (polimetales) presentes en la Formación San Cayetano. En la parte positiva de ese mismo eje, parece estar representado el medio cársico somero.

En la figura 9 se muestra la posición que ocupan los datos con respecto a los dos factores principales. En general, se aprecian 3 grupos de aguas con composiciones extremas, ubicadas el primero, en la parte positiva del eje correspondiente al factor I (representado por las aguas mineromedicinales del pozo 1 muestreadas a partir de los 240 m); el segundo situado en la parte negativa del eje correspondiente al factor II, constituido por muestras del pozo 4 (agua bicarbonatadas cloruradas sódicas), y un tercer grupo, ubicado en la parte positiva de este mismo eje, con muestras del manantial Mil Cumbres y de los pozos 2 y 3 (aguas bicarbonatadas cálcicas).

Entre estos tres grupos principales se sitúan las restantes muestras, lo cual indica contribuciones en mayor o menor proporción de los miembros extremos. Así las aguas de los manantiales El Tigre, El Templado y La Gallina se ubican entre las posiciones que ocupan las aguas sulfatadas cálcicas y bicarbonatadas cálcicas, mientras que los manantiales de Bermejales, el Pozo 12 y una muestra del pozo 4 (145-195 m), las cuales se corresponden con aguas con un relativamente alto contenido de sulfato, calcio y sodio, se sitúan en un espacio intermedio entre los sitios que ocupan las aguas del tipo sulfatadas cálcicas y las aguas del tipo bicarbonatadas cloruradas sódicas. Finalmente, el pozo 13, ocupa una posición entre las aguas bicarbonatadas cálcicas y las bicarbonatadas cloruradas cálcicas. Todos estos resultados son coherentes con los obtenidos regresión y correlación lineal y métodos de balance de masas y mezcla de aguas.

### **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 (Fournier, 1979; Truesdell, 1976; Fouilliac and Michard, 1981; Fournier, R.O. and R. Potter, 1979; 1982). 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 de los manantiales 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, 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 100 °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).

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 100 °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.

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.

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 Los 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 el 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:

$$\frac{40C}{100m} = \frac{Tr - Ts}{Px}$$

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.

## CONCLUSIONES

La composición química de las aguas del sistema hidrotermal San Diego de los Baños – Los Bermejales, se origina mediante un proceso de mezcla de tres miembros extremos de composición bicarbonatada cálcica, bicarbonatada sódica y sulfatada cálcica, procedentes los dos primeros de acuíferos desarrollados en calizas y sedimentos esquisto arenosos de las formaciones Artemisa y San Cayetano respectivamente, y el tercero de un acuífero profundo que almacena aguas de tipo hidrotermal. Estas mezclas producen a su vez, modificaciones en la composición química debidas a procesos geoquímicos complejos, principalmente: disolución de halita y dolomita, precipitación de calcita, transferencia de masas entre caolinita y albita y caolinita y microclino, oxidación de pirita, reducción de sulfato, formación de azufre a partir de H<sub>2</sub>S, precipitación de cuarzo y liberación de CO<sub>2</sub> al medio. Con menos frecuencia se produce: disolución de calcita y disolución incongruente de albita y microclino.

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 – Los 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 Los 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

- Alvarez, E., J.R. Fagundo e I. Vinardell (1999). "Control automatizado de la calidad de las aguas y de sus variables químico-físicas". Revista CENIC Ciencias Químicas, La Habana (Cuba), 30 (1): 21-27.
- APHA – AWWA – WPCF (1992). "Métodos Normalizados para el análisis de Aguas Potables y Aguas Residuales". Am. Public Assoc., Edición 17<sup>th</sup>. Editorial Grijalbo (Madrid), 4-1 – 4-235.
- Drever, J. I. (1982). "The Geochemistry of Natural Waters". Ed. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 430 Págs.
- Embil, J. (1946). "La fotólisis del hidrógeno sulfurado en las aguas de San Diego de los Baños". Archivos del Instituto Nacional de Hidrología y Climatología Médicas, Año I, No 4, 17-20.
- Fagundo, J.R., J. Rodríguez, J.M. Pajón, E. Franco, G. Benítez, A.C., J. Guerón, I. Abelló (1993). "Caracterización hidroquímica de las aguas del Pan de Guajaibón y otras áreas cársicas cercanas en la Sierra del Rosario". En: Libro de Comunicaciones. I Taller Internacional sobre Cuencas Experimentales en el Karst. Ed. H.J. Llanos, I. Antigüedad, I. Morell y A. Eraso, Universidad Jaime I, Castellón (España). 43-53.

- Fagundo Sierra, J. (2000). "Modelo para la determinación del origen de la composición química de aguas naturales". Tesis de Diploma Universitario. Facultad de Química (U.H.). La Habana.
- Fornier, R.O. (1979). Geothermal and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chorine diagrams in the precipitation of underground condition in hot-springs systems. Jour. Vulc. Geotherm. Res., 5: 1-16.
- 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 (quarz) geothermometer. *Geothermal Resources Concil Bull.*, nov. 1982: 3-12.
- Fouillac, C. and G. Michard (1981). Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal systems. *Geothermic*, 10:55-70.
- González, A. (1997). "Problemas de salinización en el acuífero litoral del occidente de Huelva". Ed.: Universidad de Huelva Publicaciones (España), 450 Págs.
- González, P., M. Suárez, G. Benítez, J. Ramírez y J.R. Fagundo (2000). "Caracterización de aguas minerales de algunos yacimientos del país". *El Mundo del Termalismo, OMTh.* En proceso de edición.
- Guerra, J. (1947). "Balneario San Diego de los Baños: determinación de la radiactividad (contenido de Radón y Radio). en las aguas de San Diego de los Baños.". *Archivos del Instituto Nacional de Hidrología y Climatología Médicas*, Año I, No 3, 54-57.
- López-Chicano, M. y A. Pulido-Bosch (1996). "Observaciones hidrogeológicas e hidroquímicas sobre manantiales termominerales de Alhama de Granada (Cordilleras Béticas. España)". *Geogaceta (España)*, 19: 134-137.
- López-Rendueles, J. (1949). "Comprobación de la presencia de azufre coloidal y del estado de excitación de las aguas del San Diego de los Baños". *Archivos del Instituto Nacional de Hidrología y Climatología Médicas*, Año III, No 1, 103-113.
- 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., Ma. de la C. Olivárez, R. Núñez y M. Valdivia (1990). "Informe para la búsqueda detallada – exploración orientativa de las aguas minero – medicinales de San Diego – Bermejales". *Unión Geológica (Fondo Gelógico Nacional), MINBAS, Cuba*, 159 Págs.
- Pszczoikowski A. (1978). "Geosynclinal sequences of the Coordillera de Guaninuanico in Western Cuba, their lithostratigraphy, facies development and paleogeography". *Acta Geologica Polonica (Varsovia, Polonia)*, 28 (1) : 1-98.
- Pulido – Bosch, A. (1989). "Caracterización Hidroquímica del Campo de Dalias (Almería)". Ed.: Instituto Andaluz de Reforma Agraria, Junta de Andalucía, España, 256 Págs.
- Rodríguez, L. (1987). "Caracterización del Balneario San Diego de los Baños", Julio 1987.
- Santamarina, V. (1948). "Artritis reumatoideas propiamente dichas". *Archivos del Instituto Nacional de Hidrología y Climatología Médicas*, Año II, No 1, 1-33.
- Schoeller, H. (1962). "Les eaux souterraines". Ed. Masson, Paris.
- Trelles, F. (1948). "Estudio químico de la radiactividad (contenido de Radón) de los manantiales Los Bermejales en la Provincia de pinar del Río". *Archivos del Instituto Nacional de Hidrología y Climatología Médicas*, Año II, No 1, 59-61.
- Truesdell, A.H. (1976). "GEOTHERM, a geothermometric computer program for hot spring systems". *Proc. Second U.H. Symp. On the Development. Use Geothermal Resources, San Francisco. USA*, Vol. 1, 831-836.

Tyc, A. (1992). "Action actuelle des processus karstiques dans le karst polygonal du Pan de Guajaibon". En: Karst et évolutions Climatiques. J.N. Salomon et R. Maire (editors), 135, 144.

White, D.E. (1957). "Termal waters of volcanic origin". Geol. Soc. Amer. USA, 68: 1637 – 1658.

Urbani, .F. (1991). Geotermia en Venezuela. Ed.: Escuela de Geología, Minas y Geofísica., Univ. Central de Venezuela, Caracas, 347 pp.

Tabla 1. Balance de masas y procesos geoquímicos producidos por intemperismo en sedimentos de la formación Artemisa (manantial El Templado). Concentraciones en mmol/l.

MUESTRA	H4SIO4	H2S	CO2	HCO3	CL	SO4	CA	MG	NA	K
El Templado	0.31	0.35	1.11	5.00	1.07	7.81	7.38	1.87	3.09	0.10
PozoP3 90m(64.0%)	0.11	0.00	0.75	6.28	0.76	0.41	3.07	0.27	1.16	0.02
Pozo P1 (36.0%)	0.37	1.18	0.86	2.77	0.95	20.52	15.92	2.94	6.84	0.21
<b>D IÓNICO</b>	0.11	-0.08	0.32	-0.02	0.24	0.15	-0.32	0.64	-0.12	0.01
<b>PROCESOS GEOQUÍMICOS</b>										
1) Halita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00
2) Calcita	0.00	0.00	0.96	-1.92	0.00	0.00	-0.96	0.00	0.00	0.00
3) Dolomita	0.00	0.00	-1.28	2.56	0.00	0.00	0.64	0.64	0.00	0.00
4) Albita-Caolinita	0.71	0.00	0.36	-0.36	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.36	0.00
5) Pirita	0.00	0.00	0.30	-0.30	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
6) Cuarzo	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7) CO2(g)-CO2 (ac)	0.00	0.00	-0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00
<b>TOTAL</b>	0.11	-0.08	0.21	-0.06	0.31	0.06	-0.34	0.62	-0.18	0.00
<b>ERROR</b>	0.00	0.02	0.02	0.04	-0.06	0.09	0.02	0.02	0.06	0.01

Tabla 2. Balance de masas y procesos geoquímicos que explican la composición química de las aguas del manantial M 1 (Los Bermejales) a partir de la mezcla de aguas de los pozos P 4 (103 – 206 m) y del pozo P 1.

MUESTRA	H4SIO4	H2S	CO2	HCO3	CL	SO4	CA	MG	NA	K
Bermejales (M1)	0.34	1.13	1.36	5.24	1.72	13.13	12.58	2.37	3.22	0.10
PozoP4103-206(31.6%)	0.20	3.53	0.00	9.55	0.00	1.22	0.06	0.56	15.02	0.46
Pozo P1 (68.4%)	0.37	1.18	0.86	2.77	0.95	20.52	15.92	2.94	6.84	0.21
<b>D IÓNICO</b>	0.02	-0.79	0.77	0.33	1.07	-1.29	1.68	0.18	-6.21	-0.19
<b>PROCESOS GEOQUÍMICOS</b>										
1) Halita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.98	0.00	0.00	0.00	0.98	0.00
2) Calcita	0.00	0.00	-1.49	2.99	0.00	0.00	1.49	0.00	0.00	0.00
3) Dolomita	0.00	0.00	-0.74	1.48	0.00	0.00	0.37	0.37	0.00	0.00
4) Albita-Caolinita	-14.20	0.00	7.09	-7.09	0.00	0.00	0.00	0.00	-7.09	0.00
5) Microclino-Caolinita	-0.19	0.00	0.10	-0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.10
6) Cuarzo	14.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7) Sulfato	0.00	1.47	0.00	2.95	0.00	-1.47	0.00	0.00	0.00	0.00
8) H2S - S	0.00	-2.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9) CO2(g)-CO2 (ac)	0.00	0.00	-4.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>TOTAL</b>	0.02	-0.79	0.77	0.23	0.98	-1.47	1.86	0.37	-6.11	-0.10
<b>ERROR</b>	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09	0.19	-0.19	-0.19	-0.09	-0.09

Tabla 3. Balance de masas y procesos geoquímicos producidos por mezcla de aguas en el sector hidrogeológico San Diego de los Baños - Bermejoes: aguas del pozo P 4 - 145-195 m originadas a partir de las aguas del mismo pozo captadas a 100m y en el intervalo 222-288 m.

<b>MUESTRA</b>	<b>H4SIO4</b>	<b>H2S</b>	<b>CO2</b>	<b>HCO3</b>	<b>CL</b>	<b>SO4</b>	<b>CA</b>	<b>MG</b>	<b>NA</b>	<b>K</b>
P4 145-195	0.28	0.70	0.75	6.32	1.63	8.23	5.23	2.42	8.83	0.27
P4 100 (51.9%)	0.26	3.44	1.48	3.92	1.10	12.71	11.71	2.50	1.96	0.06
P4 222-288 (48.1%)	0.06	3.53	2.75	11.03	4.35	0.69	0.75	0.60	13.62	0.42
<b>D IÓNICO</b>	0.12	-2.78	-1.34	-1.02	-1.03	1.30	-1.21	0.83	1.26	0.04
<b>PROCESOS GEOQUÍMICOS</b>										
1) Halita	0.00	0.00	0.00	0.00	-1.03	0.00	0.00	0.00	-1.03	0.00
2) Calcita	0.00	0.00	2.04	-4.08	0.00	0.00	-2.04	0.00	0.00	0.00
3) Dolomita	0.00	0.00	-1.67	3.34	0.00	0.00	.83	0.83	0.00	0.00
4) Albita-Caolinita	4.59	0.00	-2.29	2.29	0.00	0.00	0.00	0.00	2.29	0.00
5) Microclino-Caolinita	0.07	0.00	-0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
6) Pirita	0.00	0.00	2.61	-2.61	0.00	1.30	0.00	0.00	0.00	0.00
7) H2S - S	0.00	-2.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8) Cuarzo	-4.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9) CO2(g)-CO2 (ac)	0.00	0.00	-1.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>TOTAL</b>	0.12	-2.78	-1.34	-1.02	-1.03	1.30	-1.21	0.83	1.26	0.04
<b>ERROR</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabla 4. Balance de masas y procesos geoquímicos producidos por intemperismo en sedimentos de la formación Artemisa (pozo P 13). Concentraciones en mmol/l.

<b>MUESTRA</b>	<b>H4SIO4</b>	<b>H2S</b>	<b>CO2</b>	<b>HCO3</b>	<b>CL</b>	<b>SO4</b>	<b>CA</b>	<b>MG</b>	<b>NA</b>	<b>K</b>
Pozo P13	0.19	1.36	1.00	5.92	1.09	0.40	2.15	0.59	2.26	0.07
PozoP3 40m (30.6%)	0.19	0.00	0.00	3.86	0.48	0.36	0.20	0.15	3.74	0.12
PozoP3 90m (69.4%)	0.11	0.00	0.75	6.28	0.76	0.41	3.07	0.27	1.16	0.02
<b>D IÓNICO</b>	0.06	1.36	0.48	0.38	0.42	0.01	-0.04	0.36	0.31	0.02
<b>PROCESOS GEOQUÍMICOS</b>										
1) Halita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00
2) Calcita	0.00	0.00	0.40	-0.80	0.00	0.00	-0.40	0.00	0.00	0.00
3) Dolomita	0.00	0.00	-0.68	1.35	0.00	0.00	0.34	0.34	0.00	0.00
4) Albita-Caolinita	-0.25	0.00	0.12	-0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.12	0.00
5) Pirita	0.00	0.00	2.77	-2.77	0.00	1.38	0.00	0.00	0.00	0.00
6) Sulfato	0.00	1.36	0.00	2.72	0.00	-1.36	0.00	0.00	0.00	0.00
7) Cuarzo	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8) CO2(g)-CO2 (a)	0.00	0.00	-2.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>TOTAL</b>	0.06	1.36	0.48	0.39	0.43	0.02	-0.06	0.34	0.30	0.02
<b>ERROR</b>	0.00	0.00	0.00	-0.01	-0.01	-0.02	0.02	0.02	0.01	0.02

Tabla 5. Correlación entre los factores y las variables seleccionadas y porcentaje de variancia extraída por los factores principales.

Factor Loadings (Unrotated) (sc3.sta)  
 Extraction: Principal factors (comm.=multiple R-square)  
 (Marked loadings are > .700000)

	Factor 1	Factor 2
TemperaturaP	.670300	-.332906
PH	-.694345	-.451322
TSS	<b>.894376</b>	-.352898
CO <sub>2</sub>	<b>.711977</b>	.235433
HCO <sub>3</sub>	-.297662	-.579176
CO3	-.501287	<b>-.783327</b>
CL	-.050714	<b>-.859324</b>
SO <sub>4</sub>	<b>.938829</b>	-.145137
Ca	<b>.958817</b>	.005728
Mg	<b>.899041</b>	-.205828
Na+K	-.133469	<b>-.856495</b>
CACO <sub>3</sub>	<b>.963609</b>	-.027339
H <sub>2</sub> S	.139491	-.543645
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	<b>.786784</b>	-.314189
Expl.Var	6.774545	3.374026
Prp.Totl	.483896	.241002

Eigenvalues (sc3.sta)  
 Extraction: Principal factors (comm.=multiple R-square)

		% total	Cumul.	Cumul.
	Eigenval	Variance	Eigenval	%
1	6.774545	48.38961	6.77455	48.38961
2	3.374026	24.10019	10.14857	72.48980

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> cristalita α	SiO <sub>2</sub> cristalita 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) .

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

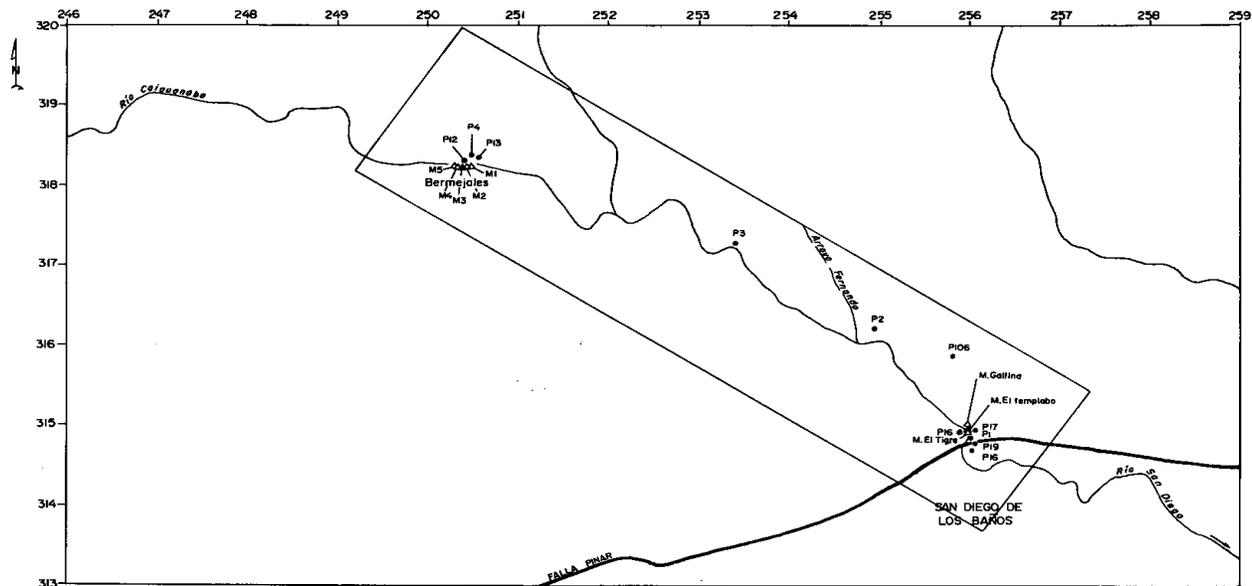
Manantial	Temperaturas (°C)			
	Na-K-Ca-Mg	SiO <sub>2</sub>	R <sub>1</sub>	R <sub>2</sub>
El Templado	99	61-67	90-127	61-90
El Tigre	127	88-90		
La Gallina	90-104	67-77		
M 1	67	63-69		63-77
M 3	65	65-70		
M 4	58	72-77		
M 5	35	63-69		

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

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

Figura 1. Sitios de muestreo en el sector hidrogeológico San Diego de los Baños-Bermejales durante los trabajos de búsqueda detallada realizados por Peláez et. al. (1990).



Leyenda:

Δ --Manantiales

● --Pozos

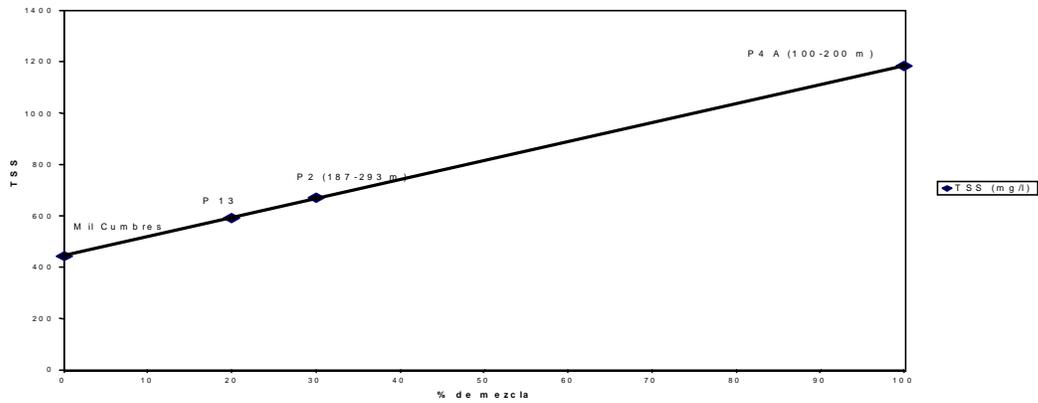


Figura 2. Mezcla de aguas entre el manantial Mil Cumbres y el pozo 4 A (103-206 m) que explica la composición química de algunas muestras de los pozos 1 y 3 (sector hidrogeológico San Diego de los Baños-Bermejales).

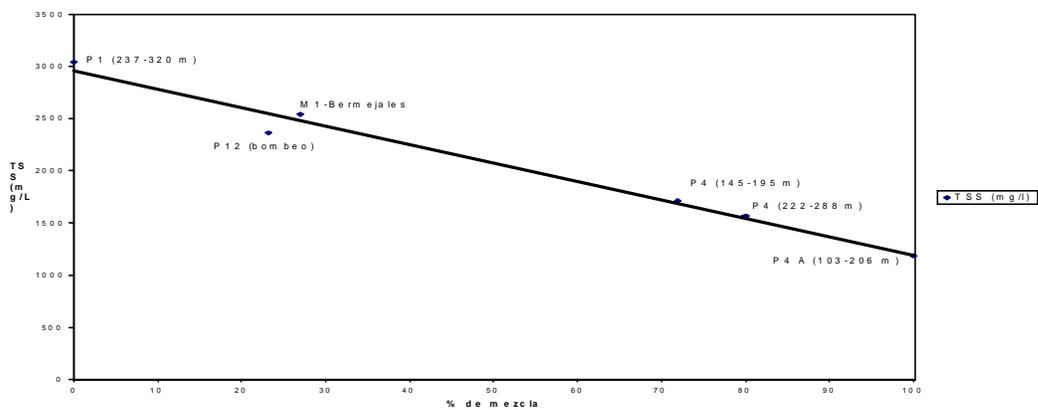


Figura 3. Mezcla de aguas entre el pozo 1 (232-320 m) y el pozo 2 (90 m) que explica la composición química de los manantiales de San Diego de los Baños y M1-Bermejales.

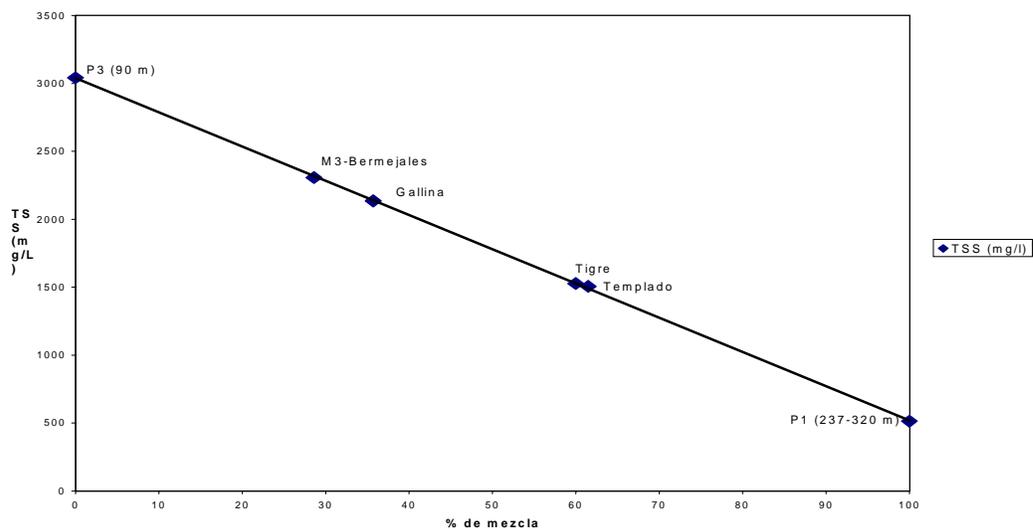


Figura 4. Mezcla de aguas entre el pozo 1 (231-320 m) y el pozo 4 A (103-206 m) que explica la composición química del manantial M1-Bermejales y algunas muestras de los pozos 12, 4 y 4 A (sector hidrogeológico San Diego de los Baños -Bermejales).

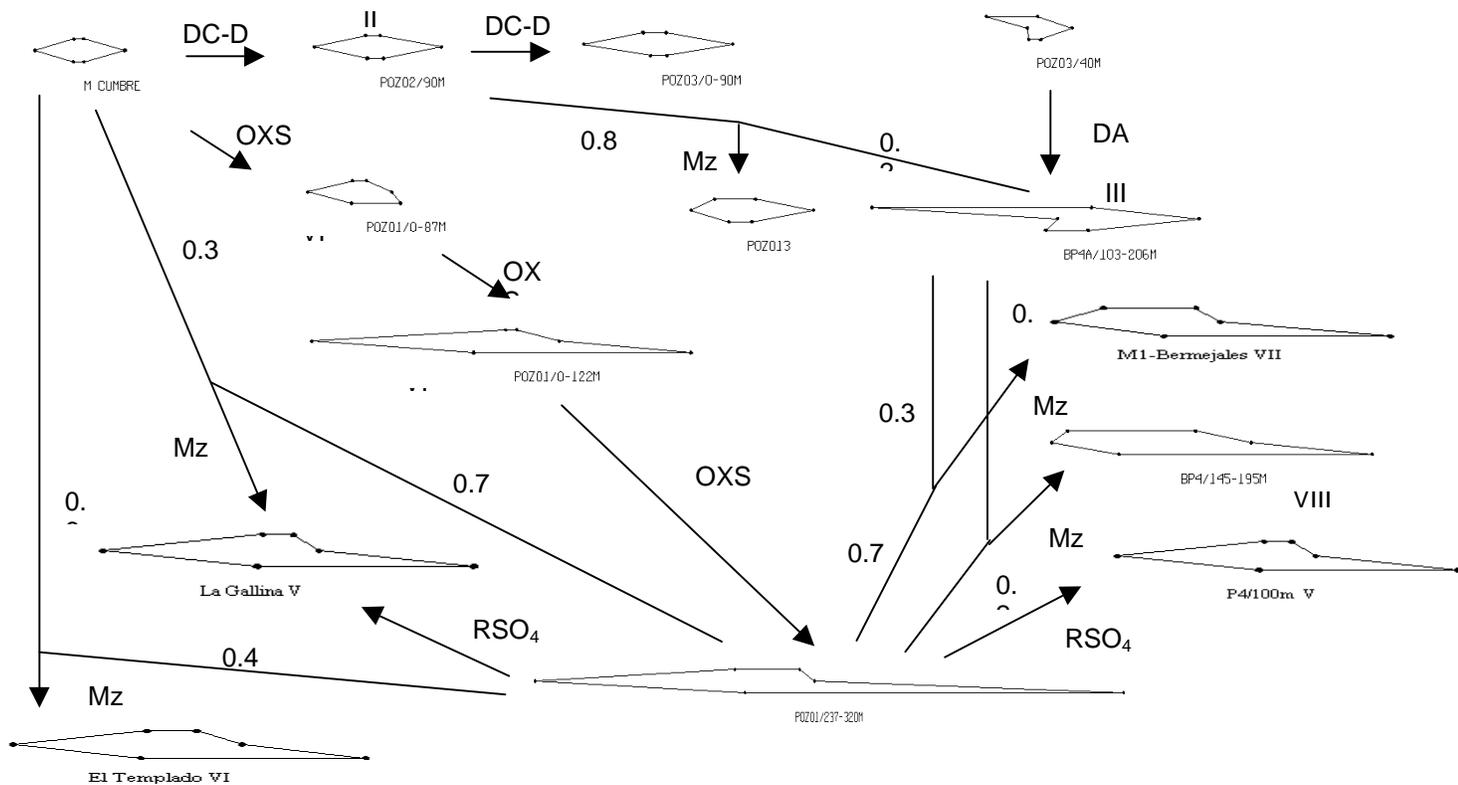


Figura 5. Procesos hidrogeoquímicos representados mediante Diagramas de Stiff (San Diego de los Baños-Bermejales).

**Leyenda**

DC-D: Disolución de calcita y dolomita; DA: Disolución de albita; OXS: Oxidación de piritas; RSO4: Reducción de sulfato; Patrones: (números romanos): I: Agua  $\text{SO}_4\text{-Ca}$ ; II: Agua  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ ; III: Agua  $\text{HCO}_3 > \text{Cl-Na}$ ; IV: Agua  $\text{HCO}_3\text{-Ca} > \text{Na}$ ; V: Agua  $\text{SO}_4\text{-Ca}$  de mayor mineralización; VI: Agua  $\text{SO}_4 > \text{HCO}_3\text{-Ca}$ ; VII: Agua  $\text{SO}_4\text{-Ca} > \text{Na}$ ; VIII: Agua  $\text{SO}_4 > \text{HCO}_3\text{-Ca} > \text{Na}$ . (Los números decimales representan la proporción en que ocurren las mezclas).

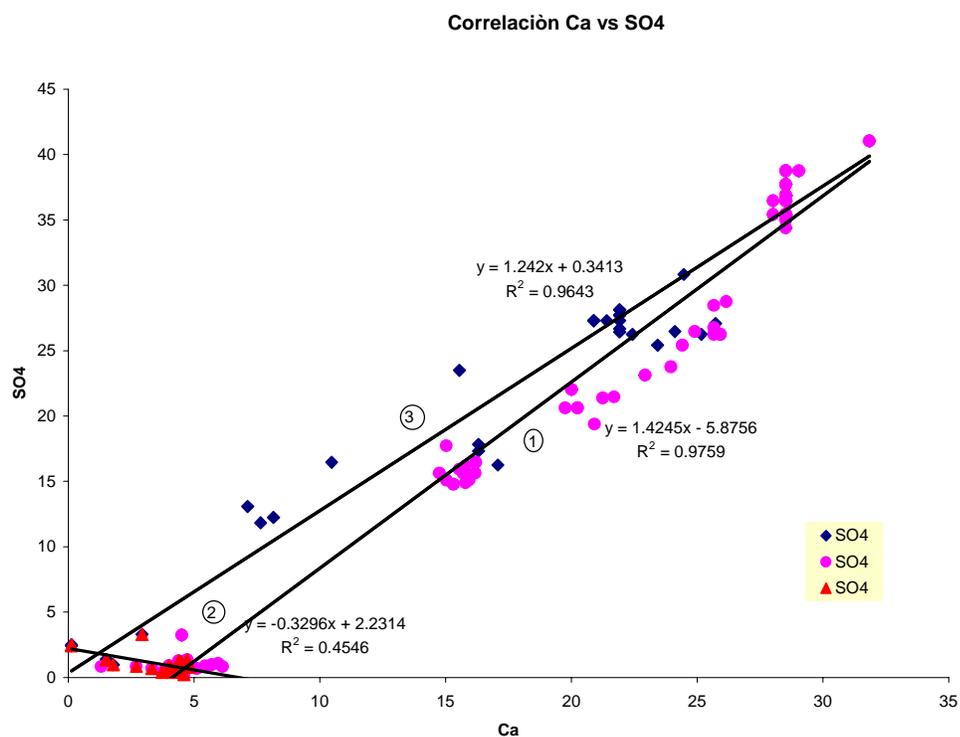


Figura 6. Correlación de sulfato en función de calcio.

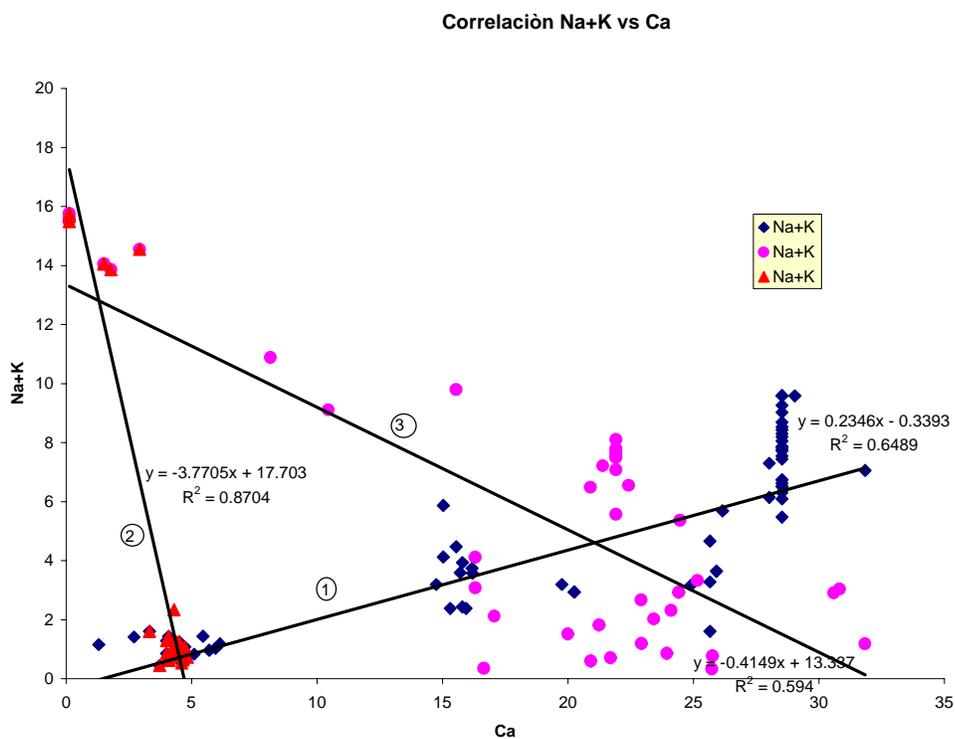


Figura 7. Correlación de sodio+potasio en función de calcio.

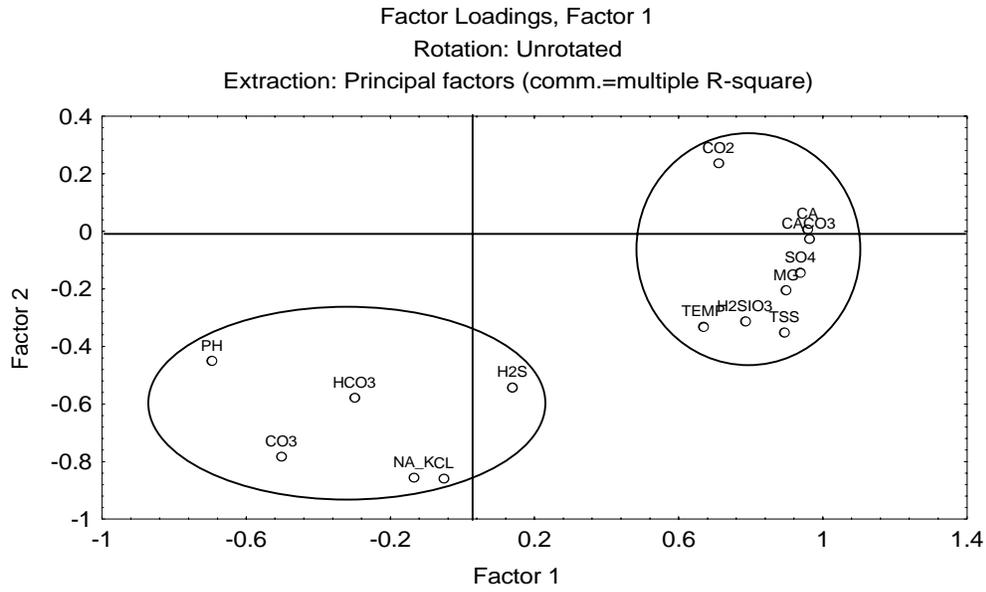


Figura 8. Distribución de las variables en el plano definido por los factores I y II.

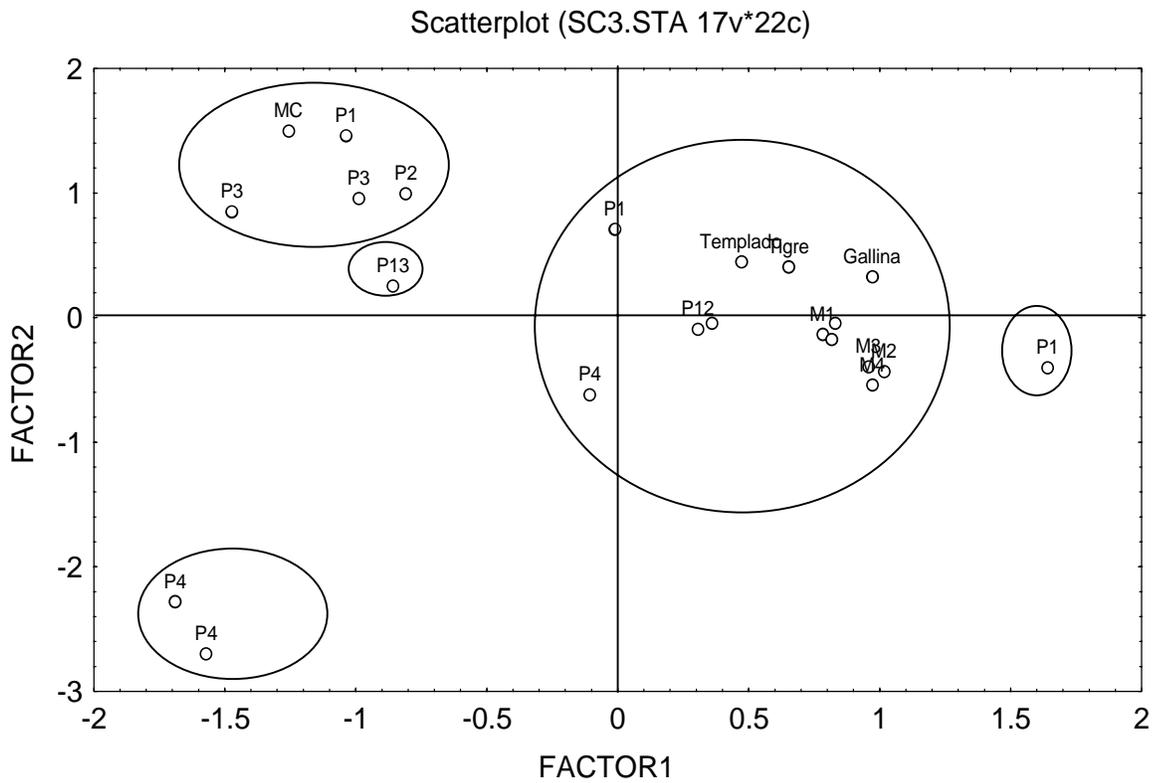


Figura 9. Distribución de los datos en el plano definido por los factores I y II.