

ESTUDIO HIDROGEOQUÍMICO DE ALGUNAS MANIFESTACIONES TERMALES PRESENTES EN FALCÓN NOROCCIDENTAL, VENEZUELA

Ramón Luis Montero¹, Manuel Martínez¹, Williams Meléndez¹,
Grony Garbán² y Fernando Ramos¹

Centros de Geoquímica¹ y Geología², Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela. Apartado Postal 3895, Caracas 1010-A, Venezuela.

Teléfono: 58-212-6051539/1200; Fax: 58-212-6051201

e-mail: rmontero@strix.ucv.ve

Resumen

En este estudio se realizó la caracterización hidrogeoquímica de muestras de aguas termales captadas en siete manantiales ubicados en diferentes localidades de la Cuenca de Falcón al noroeste de Venezuela, con el objetivo de conocer los procesos ocurridos durante la interacción agua-roca. Para ello, se diseñaron dos fases de trabajo: una fase de campo que incluyó la captación de las muestras y la medida de los parámetros fisicoquímicos pH, conductividad y temperatura; y otra de laboratorio, que permitió la determinación de las especies químicas mayoritarias y minoritarias Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Sr^{2+} , F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- y SiO_2 , y los elementos traza Li, P, Al, Ba, Fe, Mn, Ni, Cu y Zn.

Seis de las siete muestras captadas son del tipo $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$ y una es $\text{SO}_4^{2-} - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+}$. La composición química de dichas aguas está controlada por la disolución de calcita, dolomita, yeso, cuarzo y pirita, incluyendo el aporte de secciones ferruginosas presentes en la zona de estudio. De esta manera, tanto las formaciones calcáreas como las ferruginosas ejercen control sobre la presencia y concentración de los elementos P, Sr, Al, Ba, Fe, Mn, Ni, Cu y Zn, en las aguas termales estudiadas. Otros procesos asociados son el intercambio iónico de Ca^{2+} contenido en las aguas por Na^+ presente en las arcillas depositadas en ambiente marino, así como la precipitación de calcita, dolomita y fluorita. Por su parte, el Li se encuentra enriquecido en algunas de las aguas estudiadas como consecuencia de un mayor tiempo de residencia. En cuanto al origen de estas aguas, se evidencia la presencia de aguas meteóricas probablemente mezcladas con aguas marinas fósiles o recientes.

Palabras claves: agua termal; manantial; elementos traza; interacción agua-roca.

Abstract

Seven thermal water spring samples from some localities of the Falcon Basin, northwestern Venezuela, were subjected to a hydrogeochemical characterization, with the aim of establishing the main composition of these waters related to water-rock interaction. The parameters pH, electric conductivity, and temperature were measured during the sampling. Water samples were collected for laboratory analysis of major, and minor chemical species, such as: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Sr^{2+} , F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , and SiO_2 ; and trace elements: Li, P, Al, Ba, Fe, Mn, Ni, Cu, and Zn.

Six of seven thermal water samples, are of type $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$, and the other is $\text{SO}_4^{2-} - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+}$. The water chemical composition is controlled by dissolution of calcite, dolomite, gypsum, quartz, and pyrite, including some few ferruginous and calcareous mineral layers present in the study area. These ferruginous and calcareous minerals also control the presence of the P, Sr, Al, Ba, Fe, Mn, Ni, Cu, and Zn. On the other hand, Li is enriched in some thermal waters as a consequence of the larger residence time. Other processes are precipitation of calcite, dolomite, and fluorite, and ionic exchange in some thermal springs. It is suggested a contribution of mixed meteoric and connate marine waters, for the origin of the thermal waters studied.

Key words: thermal water; spring; trace elements; water-rock interaction.

Introducción

Las aguas termales han sido usadas desde tiempo de los faraones con fines medicinales (El Ramly, 1969); sin embargo, actualmente han despertado un gran interés como consecuencia de la búsqueda de fuentes alternas para la generación de energía eléctrica que reduzcan la dependencia del consumo de petróleo (Urbani, 1991; Sturchio et al., 1996).

Desde el punto de vista geoquímico, los estudios referentes al contenido de especies disueltas, gases, composición isotópica y componentes traza y tierras raras, comenzaron hace unos 20 años (Pauwels et al., 1997). Dichos estudios son importantes puesto que ayudan a identificar cuales son los procesos involucrados durante la interacción agua-roca, determinar cual es la roca fuente de las especies químicas presentes en estas aguas y el origen de las mismas (López-Chicano et al., 2001). Por otro lado, contribuyen con el conocimiento de las condiciones redox bajo las cuales se encuentra el agua circulante, así como la temperatura alcanzada a profundidad previo a su ascenso a la superficie (Veldeman et al., 1991; Giggenbach y Soto, 1992; Sturchio et al., 1996; Pauwels et al., 1997; Wang y Shpeyzer, 1997; López-Chicano et al., 2001). Más recientemente, el estudio hidrogeoquímico de las aguas termales es usado para evaluar los cambios en la composición química ocurridos durante eventos sísmicos (Favara et al., 2001).

La composición química de las aguas termales está gobernada principalmente por procesos de disolución durante la interacción agua-roca, que a su vez están controlados por la temperatura y el tiempo de residencia (Frape et al., 1984; Sturchio et al., 1996; Pauwels et al., 1997; Wang y Shpeyzer, 1997). Por su parte, la termalidad es principalmente atribuida al gradiente geotérmico normal del área y en algunos casos asociada a eventos magmáticos jóvenes o por tectonismo activo (Pauwels et al., 1997; Wang y Shpeyzer, 1997; Favara et al., 2001). Tanto sus características químicas como su temperatura le comunican propiedades al agua que permiten su utilización no sólo con fines energéticos, sino también medicinales.

En Venezuela existe una amplia distribución de manifestaciones termales en todo su territorio, mayormente asociadas con zonas de fallas, y las cuales según Urbani (1991) son principalmente usadas con fines medicinales. Urbani (1991) ha realizado estudios utilizando métodos de geotermómetros químicos en la mayoría de las fuentes termales del país, estimando temperaturas máximas de los posibles reservorios que alimentan dichas fuentes, que junto a la geología e hidrología del área de interés, le permitió la formulación de modelos esquemáticos geológico-hidrológicos. Sin embargo, desde el punto de vista hidro-geoquímico existe un vacío de información sobre las fuentes termales existentes en nuestro país, que permitan no sólo su clasificación de acuerdo al tipo de agua y a los constituyentes traza disueltos, sino también que conlleven a la obtención de una explicación sobre el origen y los procesos involucrados durante la interacción agua-roca.

El presente estudio, pretende ser una contribución con esta área del conocimiento. Para ello, geoquímicamente fueron estudiadas siete muestras de aguas termales captadas en la Cuenca de Falcón, mediante el análisis de las especies mayoritarias, minoritarias y algunos elementos traza. El propósito del presente trabajo es el establecimiento de las características hidro-químicas y sus variaciones en algunas de las manifestaciones termales de la Cuenca de Falcón, al noroeste de Venezuela, con miras a determinar cuales son los procesos que gobiernan su composición y las especies minerales que la controlan.

Área de estudio

El área de estudio se encuentra entre los 10°55' y 11°35' de latitud norte y los 69°30' y 71°35' de longitud oeste, donde se captaron muestras de aguas termales en surgencias ubicadas al oeste (El Baño y El Saladillo), centro (Agua Clara, La Salineta, Sorofoy y Los Pilacones) y noreste (El Muaco), de la Cuenca de Falcón. En la figura 1 se presenta la ubicación geográfica de las manifestaciones termales muestreadas; asimismo, en la tabla 1, se muestra la localidad donde se captó cada

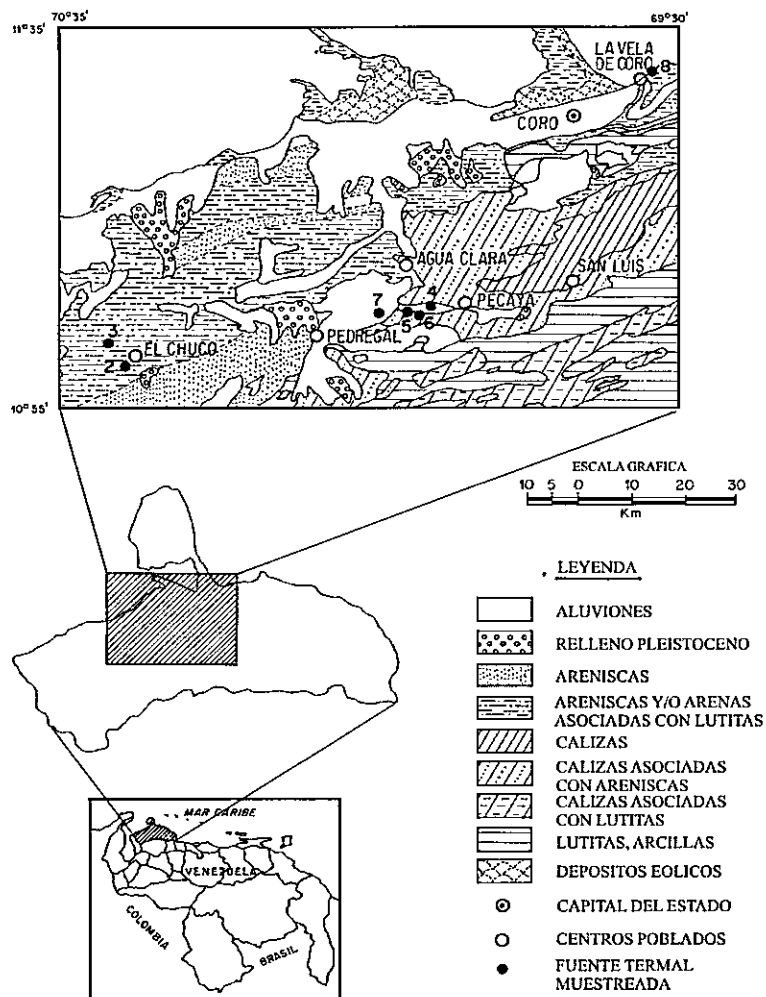


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio y localización geográfica de las fuentes termales muestreadas.

<i>Muestra</i>	<i>Localidad</i>	<i>Latitud</i>	<i>Longitud</i>	<i>Intervalo Geológico</i>	<i>Temperatura (°C)</i> ± 0,1	<i>Conductividad (µS/cm)</i> ± 1	<i>pH</i> ± 0,01
F2	El Baño	10°59'01" N	70°27'06" W	Socorro	36,0	4830	7,34
F3	El Saladillo	11°01'35" N	70°29'06" W	Socorro	30,0	5100	6,84
F4	Agua Clara	11°05'08" N	69°56'19" W	Agua Clara	31,9	4460	7,86
F5	La Salineta	11°04'36" N	69°57'34" W	Pecaya	33,3	5580	6,88
F6	Sorofoy	11°04'39" N	69°57'17" W	Pecaya	31,6	7730	6,89
F7	Los Pílancones	11°04'43" N	70°00'30" W	Pecaya	36,2	7310	7,07
F8	Qda. Muacó	11°29'38" N	69°33'05" W	Caujarao	33,1	7480	8,20

Tabla 1. Localidad, ubicación geográfica e intervalo geológico donde se capturaron las muestras de aguas termales, así como parámetros fisicoquímicos medidos.

muestra de agua y la formación geológica a la cual pertenecen, así como los parámetros fisicoquímicos medidos.

Geológicamente, la Cuenca de Falcón está conformada por la presencia de depósitos que abarcan desde el Eoceno hasta el Cuaternario (Boesi, 1985). La secuencia sedimentaria de dicha cuenca globalmente se caracteriza por un cambio de facies lateral más marino hacia el este, y verticalmente evoluciona de depósitos marinos profundos a unidades sedimentarias esencialmente más continentales (Boesi, 1985). Las formaciones que constituyen la Cuenca de Falcón, fueron depositadas principalmente en ambiente marino y debido a que la misma se encuentra localizada en el límite entre la Placa del Caribe y la Placa de Suramérica, la sedimentación estuvo controlada principalmente por tectonismo, por lo que esta cuenca presenta complicaciones geológicas y estructurales, que en la mayoría de los casos facilitan la presencia en la misma, de espectaculares manifestaciones termales. Urbani (1991) señala que una de las evidencias

del fuerte tectonismo se debe a la presencia en la zona, de intensa actividad hidrotermal pasada, apreciable por las abundantes vetas de cuarzo y calcita con huellas de estrías de fallas. Por su parte, González de Juana et al. (1980) señalan que regionalmente, la litología varía desde gravas, arenas, limos, lutitas, lutitas ferruginosas, lutitas yesíferas, lutitas fosilíferas, lutitas calcáreas, limolitas, arcillas, areniscas y/o areniscas asociadas con lutitas, areniscas ferruginosas, areniscas calcáreas, calizas y calizas asociadas con areniscas y lutitas, e inclusive se ha reportado la presencia de lutitas con pirita.

Litológicamente, en el área muestreada se encuentran formaciones geológicas pertenecientes al Oligoceno y Mioceno, tal es el caso de formaciones Paraíso (Oligoceno inferior a medio), Pecaya (Oligoceno superior), Agua Clara (Mioceno inferior), Cerro Pelado (Mioceno inferior), Socorro (Mioceno Superior) y Caujarao (Miembro Muaco del Mioceno superior). En la figura 2 se presenta el marco geológico-estratigráfico de la Cuenca de Falcón.

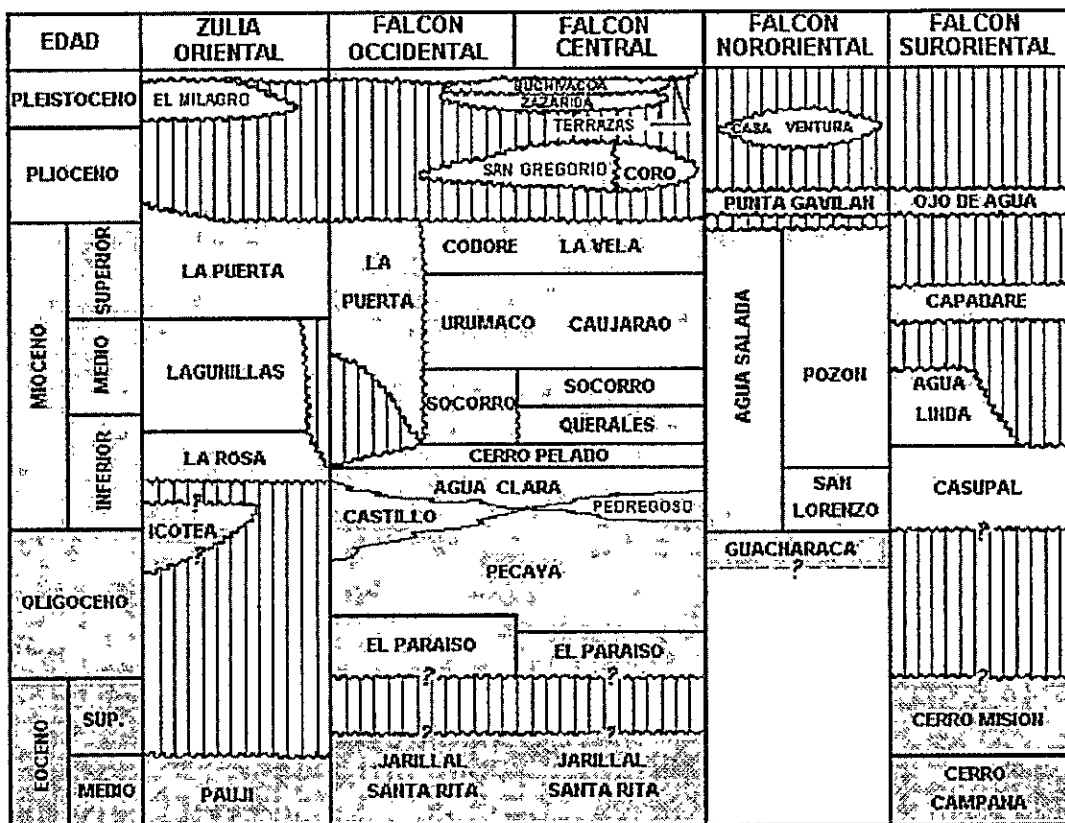


Figura 2. Marco geológico-estratigráfico de la Cuenca de Falcón.

La Cuenca de Falcón es fisiográfica y climáticamente heterogénea, con predominio de paisajes montañosos y la existencia de zonas áridas a semiáridas en un 66% en toda la cuenca. Presenta una diversidad de paisajes que van desde llanuras costeras en su parte caribeña, hasta cordilleras, formadas por valles y serranías, zonas de piedemonte y depresiones tectónicas.

La temperatura promedio en las llanuras costeras es de 28,7 °C, mientras que en las zonas montañosas es de 21,2 °C. Las precipitaciones son escasas hacia la costa, aumentando hacia las zonas montañosas, con una media anual de 750 mm (Atlas Práctico de Venezuela, 1998). La baja tasa de precipitación así como las temperaturas imperantes hacia las zonas de menor altitud, son condiciones propicias para la alta evaporación existente, así como la presencia de suelos altamente salinos.

Áreas de recarga y descarga

Urbani (1991) propone un modelo donde postula a la Sierra de San Luis como la zona de recarga predominante que suple tanto a las surgencias cársicas al pie de la sierra, como a las fuentes termales de Agua Clara, La Salineta, Sorofoy y Los Pilancones, a través de un proceso de circulación profundo donde el agua penetra a través rocas de las formaciones Paraíso y Pecaya, las cuales son luego descargadas al encontrarse con las areniscas del Miembro San Juan de la Vega; mientras que, para el manantial termal de El Muaco, propone también a la Sierra de San Luis como la principal área de recarga, sugiriendo en este caso, que la circulación de agua está facilitada por la existencia de varios planos de fallas de corrimiento con ligero buzamiento hacia el sur, cuya descarga se manifiesta a través de rocas del Miembro Muaco de la Formación Caujarao. En la figura 3, se muestra el modelo hidrogeológico propuesto por Urbani (1991), para las surgencias antes mencionadas. Por su parte, en la literatura no existe un modelo de recarga para las surgencias presentes en El Baño y Saladillo; sin embargo, evidencias de campo indican que las mismas emergen a través de la Formación Socorro.

Metodología

Para alcanzar el objetivo planteado, se realizó una campaña de muestreo de aguas termales hacia las regiones centro oeste (El Baño y El Saladillo), centro (Agua Clara, La Salineta, Sorofoy y Los Pilancones) y noreste (La Vela) de la Cuenca de Falcón, Venezuela (fig.1), captándose un total de 7 muestras. Simultáneamente, en el campo se midieron los parámetros fisicoquímicos pH, conductividad y temperatura, para cada muestra captada. El almacenamiento y preservación de las muestras se realizó atendiendo a las especies químicas a ser analizadas. Para el caso de los elementos mayoritarios Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} y Sr^{2+} y de los elementos Li, P, Al, Ba, Mn, Fe, Ni, Cu y Zn, las muestras de aguas fueron filtradas a través de membranas de filtros de 0,45 m, almacenadas en envases de polietileno de un litro de capacidad y llevadas a un pH < 2 con HNO_3 concentrado bidestilado. Para el análisis de las especies F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- y SiO_2 , se captaron muestras en envases de 250 ml y se mantuvieron a una temperatura aproximada de unos 4° C.

Por su parte, el trabajo de laboratorio consistió en el análisis químico de las especies Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} por espectrofotometría de emisión y absorción atómica (APHA, 1975); F^- , Cl^- , SO_4^{2-} por cromatografía iónica (Meriweather, 1982). La sílice disuelta (SiO_2) fue determinada mediante espectrofotometría de absorción molecular (APHA, 1975). Los elementos Li, P, Al, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Sr y Ba se analizaron por espectrofotometría de emisión con fuente de acoplado inductivamente. Para ello, previo al análisis de estos elementos, debió implementarse la metodología desarrollada por Rodríguez (1994) que consiste en la preconcentración de la muestra de agua a presión atmosférica, para incrementar los niveles de concentración de estos elementos en solución y que puedan ser luego detectados. Finalmente, la concentración de HCO_3^- , fue determinada por titulación ácido-base (APHA, 1975).

Presentación y discusión de resultados

Hidroquímica

En la tabla 1 se muestran las localidades y formaciones geológicas donde se captaron cada una de las muestras de aguas termales estudiadas, así como los resultados obtenidos en los parámetros fisicoquímicos medidos. En la misma se pueden observar los valores de temperatura obtenidos para cada una de las muestras estudiadas, la cual oscila entre los 30 y los 36 °C. Estos valores permiten clasificarlas según Urbani (1991) como aguas termales tibias. Por otro lado, los altos valores observados para las muestras F2 y F7, permite indicar que estas aguas tienen una mayor profundidad de procedencia, que en el caso particular de las diferencias observadas entre las muestras captadas en El Baño y Saladillo, le confiere características químicas diferentes debido a la probable interacción con litologías distintas durante su recorrido antes de su emergencia en superficie. Por su parte, el parámetro conductividad se encuentra entre 1239 y 7730 $\mu\text{S}/\text{cm}$, lográndose diferenciar en dos grupos de aguas que se encuentran entre 4460 y 5580 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para las aguas rotuladas como F4, F2, F3 y F5, captadas en Agua Clara, El Baño, El Saladillo y La Salineta, respectivamente; y el segundo grupo, corresponde a las muestras F7, F8 y F6, cuyos valores están entre los 7310 y 7730 $\mu\text{S}/\text{cm}$, pertenecientes a las localidades de Los Piloncones, Qda. Muaco y Sorofoy, respectivamente. Estas diferencias en conductividad, indican la probable existencia de varias fuentes de aportes de iones a las aguas termales, asociado además, a la meteorización

química de distintas formaciones geológicas una vez que el agua es infiltrada.

Los valores del pH para dos de las siete muestras captadas (F4 y F8) se encuentran alrededor de 8,0; mientras que, las restantes tienen valores cercanos a la neutralidad. Tales valores de pH son los frecuentemente reportados en la literatura para aguas que se encuentran en equilibrio químico con CO_2 o por la interacción del agua con carbonatos. Hem (1985) indica que las aguas subterráneas cuyo valor de pH está controlado por el equilibrio con CO_2 y carbonato de calcio, presentan valores que oscilan entre 6,5 y 8,5 unidades de pH.

En la tabla 2 se muestran los resultados obtenidos para las muestras de aguas analizadas en sus componentes mayoritarios y minoritarios, observándose un amplio intervalo de concentración. De los cationes presentes, el más abundante es el Na^+ , cuya concentración varía entre 392 y 1964 mg/L; mientras que, en orden de abundancia continúa el Ca^{2+} con valores entre 11,4 y 175,2 mg/L. El Mg^{2+} varía entre 2,1 y 91,8 mg/L; el K^+ está entre 3,7 y 21,8 mg/L; y el Sr^{2+} varía entre 0,01 y 7,55 mg/L. Para el caso de estos últimos cationes se tiene que el K^+ es más alto en sus concentraciones en las muestras F2, F6 y F7 que el Mg^{2+} .

El HCO_3^- se encuentra con valores que oscilan entre 473 y 4527 mg/L. Este anión predomina en las aguas estudiadas con la excepción de la muestra F4. La predominancia del HCO_3^- concuerda con el intervalo de

Muestra	Na^+ ± 1	K^+ $\pm 0,2$	Ca^{2+} $\pm 0,1$	Mg^{2+} $\pm 0,1$	Sr^{2+} $\pm 0,03$	Cl^- ± 1	F^- $\pm 0,2$	$\text{SO}_4^{=}$ ± 1	HCO_3^- ± 2	SiO_2 $\pm 0,1$	Mg/Ca
F2	473	5,4	11,4	2,1	0,30	317	4,7	5	738	22,5	0,0080
F3	1964	11,6	66,1	16,0	0,14	940	6,6	2	3868	22,5	0,0145
F4	392	3,7	175,2	91,8	7,55	158	2,4	1010	473	22,5	0,2251
F5	1317	7,5	25,5	12,7	0,07	49	1,5	16	3539	29,8	0,0174
F6	1899	21,8	52,0	11,2	< 0,004	460	2,3	6	4527	24,7	0,0106
F7	1491	14,7	61,4	13,9	0,01	545	3,8	360	2828	23,0	0,0164
F8	1745	11,0	25,5	22,2	2,68	750	3,5	600	2770	19,1	0,0229
Agua de mar	*10500	*390	*410	*1350	**7,79	*19000	**1,3	*2700	*142	*6,4	-----

*Hem, 1985; **Pytkowicz, 1983;

<: indica que la concentración de la especie determinada, se encuentra por debajo del límite de detección

Tabla 2. Composición química de las aguas termales y su relación Mg/Ca. Las concentraciones de las especies mayoritarias minoritarias están en mg/l.

pH encontrado para las aguas termales, cuyo aporte está básicamente controlado por la disolución de carbonatos. Los mayores valores se encuentran en aguas percolando a través de rocas calcáreas de las formaciones Pecaya (F5, F6 y F7), Caujarao (F8) y en la sección calcárea de la Formación Cerro Pelado (F3). Particularmente en la muestra captada en Sorofoyo (F6), donde se detectó el más alto valor de HCO_3^- , se observó burbujeo de CO_2 desde la cresta de un sinclinal, donde brota dicha agua.

Por su parte, el SO_4^{2-} está entre 2 y 1010 mg/L, siendo el anión más importante en la muestra F4; y el Cl^- varía desde 49 hasta 940 mg/L; mientras que, el F^- se presenta entre 1,54 y 6,57 mg/L. Finalmente, la sílice disuelta (SiO_2) varía ente 19,1 y 29,8 mg/L. La alta variabilidad observada para todas las especies determinadas, sugiere la probable existencia de diferentes fuentes de aporte de especies químicas a las aguas termales estudiadas; así como, la existencia de diversos procesos geoquímicos durante la interacción agua-roca.

El diagrama de Piper construido (fig. 4) permite clasificar las aguas termales estudiadas como bicarbonatada sódica ($\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$), con la excepción de la muestra F4, la cual es sulfatada sódico-cálcica ($\text{SO}_4^{2-} - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+}$). Estas diferencias composicionales reafirman la probable variabilidad en el ambiente hidrogeológico local para los manantiales de agua termales estudiados.

Hidrogeoquímica

En la tabla 3 se muestran los índices de saturación determinados en las aguas termales para los minerales alunita, anhidrita, calcita, dolomita, fluorita, cuarzo y yeso, obtenidos mediante el programa de computación PHREEQC

(Parkhurst et al., 1980).El índice de saturación es definido como $IS = \log (PAI/KT)$, donde PAI es el producto de la actividad iónica de los iones y KT es la constante de equilibrio del mineral a la temperatura de surgencia.

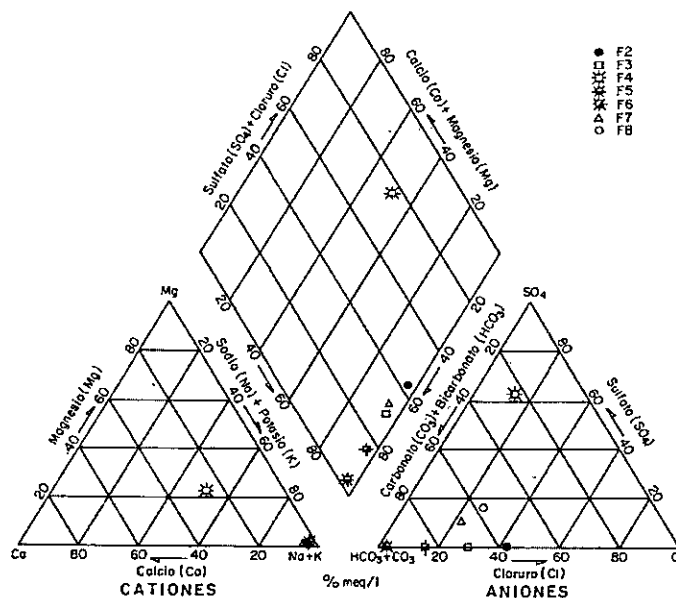


Figura 4. Diagrama trilinear (Piper), que muestra las características hidroquímicas de las aguas termales estudiadas.

De acuerdo a los resultados obtenidos, estas aguas están supersaturadas con respecto a calcita y dolomita, y saturadas en cuarzo, con la excepción de la muestra F2. Langmuir (1997) señala que las condiciones de saturación y supersaturación, pueden ser creadas por rápidos incrementos en la temperatura del agua (tal como es el caso de las aguas termales), por adición de un ión común, por evaporación y por pérdida de CO_2 . En adición a ello, probablemente está ocurriendo la disolución de fases

Muestra	Alunita	Anhidrita	Calcita	Dolomita	Fluorita	Yeso	Cuarzo
F2	-----	-4,00	-0,44	-1,16	-0,72	-0,38	0,07
F3	-----	-4,14	0,49	0,80	0,01	-3,95	0,17
F4	-2,50	-0,86	1,13	2,38	-0,38	-0,68	0,12
F5	-----	-3,53	0,18	0,51	-1,62	-3,35	0,24
F6	-----	-3,78	0,51	0,80	-1,03	-3,59	0,19
F7	-----	-1,84	0,66	1,13	-0,52	-1,67	0,09
F8	-12,03	-2,12	1,24	2,88	-7,04	-1,94	0,03

Tabla 3. Índices de saturación para las fases minerales consideradas, obtenidos mediante el programa PHREEQC.

minerales como alunita, anhidrita y yeso, durante el proceso de interacción agua-medio poroso, debido a que esta aguas se encuentran insaturadas con respecto a estas fases minerales. Por otro lado, la muestra F3 está ligeramente saturada en fluorita, mientras que las muestras F4 y F8 están saturadas con respecto a la estroncionita. La sobresaturación, la saturación y la no saturación, con respecto a fases minerales que conforman la diferentes formaciones geológicas presentes en la región estudiada, son una clara indicación de los procesos de precipitación y disolución, los cuales permiten el enriquecimiento o empobrecimiento de las especies químicas en las aguas termales de la Cuenca de Falcón; tomando en consideración que en la literatura se indica que dichas fases minerales están presentes en las formaciones geológicas recorridas por las aguas termales estudiadas o en donde ellas emergen. Otra manera de evaluar el origen de solutos en las aguas termales, es mediante la construcción de algunas relaciones interelementales como las propuestas por Sturchio et al. (1996), considerando además, los valores promedios a nivel mundial para el agua de mar, reportados por Pytkowicz (1983) y Hem (1985).

Las especies químicas predominantes en las aguas termales estudiadas son el Na^+ y el Ca^{2+} . En general, estas aguas percolan a través de estratos carbonáticos y tomando en cuenta que de acuerdo a Boesi (1985) las rocas terciarias de la Cuenca de Falcón se formaron en una cuenca marina abierta, se justifica que sean precisamente estos dos cationes las especies más abundantes. Probablemente, durante la percolación de las aguas meteóricas y por procesos de interacción con el sustrato carbonático, las aguas se enriquecen en Ca^{2+} , pero luego al ascender a la superficie, ocurre el intercambio iónico entre el Na^+ sorbido sobre las arcillas depositadas en ambiente marino por el Ca^{2+} contenido en las aguas. Otro mecanismo puede estar asociado a la supersaturación del agua en Ca^{2+} y HCO_3^- una vez infiltrada en el subsuelo mediante el proceso de interacción agua-medio poroso, que luego al emerger en superficie, debido al cambio en el ambiente geoquímico, ocurre una dismunición en la presión del CO_2 y con ello, la precipitación de fases minerales

carbonáticas tales como calcita y dolomita. En las figuras 5a, 5b y 5c se muestran la relaciones HCO_3^- contra Ca^{2+} , HCO_3^- contra Na^+ y Ca^{2+} contra Cl^- , respectivamente. En estas figuras se puede observar que existe un fuerte aumento en la concentración del HCO_3^- comparado con la línea del agua de mar, asociado al aporte de esta especie cuando el agua percola a través de estratos carbonáticos. Sin embargo, en las figuras 5a y 5b, se observan dos grupos de aguas, donde las muestras F2 y F4 están menos enriquecidas en HCO_3^- , probablemente debido a que estas aguas penetran a través de secciones menos carbonáticas o más clásticas. Si se comparan los valores en las concentraciones de las especies químicas determinadas entre las muestras F2 y F3, en cuyo caso no se conoce con exactitud el área donde se recargan las aguas que alimentan estos manantiales, se puede observar que la muestra F2 está menos enriquecida en cuanto a su contenido de solutos que la muestra F3. Tales diferencias parecen estar asociadas a que probablemente el agua termal captada en lugar conocido como El Baño (F2), podría estar percolando a través de secciones geológicas más clásticas y estratigráficamente más profunda como lo es la Formación Cerro Pelado. Esto explica también la no saturación en esta muestra para las especies minerales calcita, dolomita y estroncionita y la saturación con respecto a cuarzo (tabla 3); mientras que, la muestra de agua captada en El Saladillo (F3), penetra a través de rocas carbonáticas, probablemente a través de rocas pertenecientes a la Formación Socorro, tal como lo demuestra su alto contenido de HCO_3^- y Ca^{2+} y su saturación con respecto a calcita y dolomita (tabla 2 y 3). Por otro lado, la figura 5c permite verificar la disolución de carbonatos, ya que existe un ligero enriquecimiento en Ca^{2+} con respecto al contenido en el agua de mar, para las muestras F4, F5, F6 y F7.

En el mismo orden de ideas, en la figura 5c se observa que la muestra F4, cuya agua es del tipo sulfato sódico-cálcica (SO_4^{2-} - Na^+ - Ca^{2+}), presenta la mayor concentración de Ca^{2+} . Asimismo, esta muestra presenta el más alto valor de SO_4^{2-} (tabla 2), asociado probablemente a minerales como yeso y anhidrita. De tal manera que, la

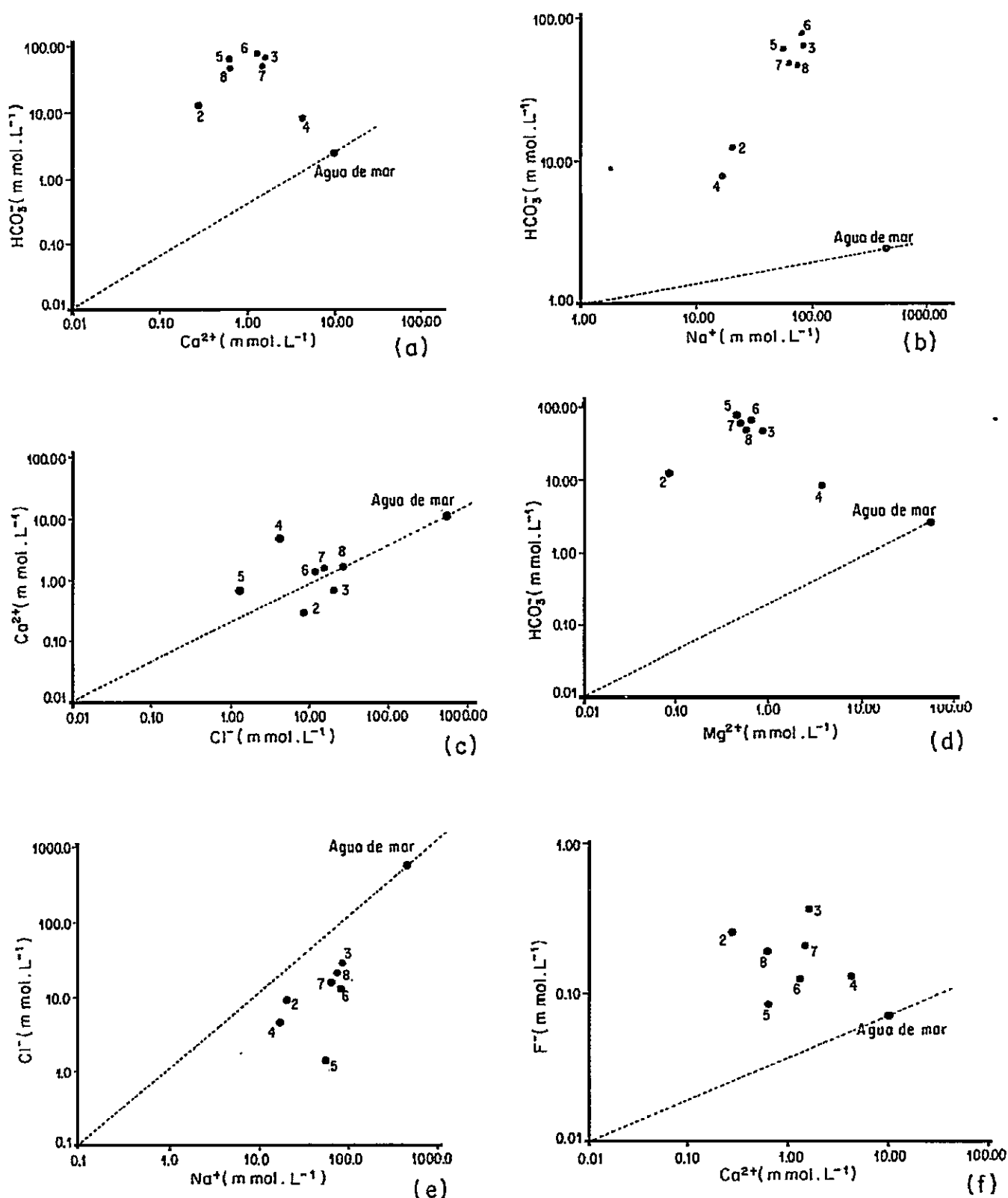


Figura 5. Relaciones interiónicas para las aguas termales estudiadas, comparando con el promedio mundial para el agua de mar (Pytkowicz, 1983; Hem 1985). a) HCO₃⁻ contra Ca²⁺, b) HCO₃⁻ contra Na⁺; c) Ca²⁺ contra Cl⁻; d) HCO₃⁻ contra Mg²⁺, e) Cl⁻ contra Ca²⁺ f) F⁻ contra Ca²⁺.

presencia de tales especies químicas debe ser consecuencia del proceso de interacción del agua termal con formaciones rocosas cuyo contenido es de carbonatos y yeso entre otros. Además, los procesos redox pueden estar controlando el aporte de SO_4^{2-} a esta agua. De acuerdo a Urbani (1991), el agua termal en ese punto emerge desde rocas correspondientes a la Formación Agua Clara, la cual según el Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela (2001), está formada por lutitas ferruginosas fosilíferas concrecionarias, arenosas y yesíferas y en su parte superior se encuentra una unidad de lutitas carbonosas con restos de plantas y algunos carbones. En el mismo orden de ideas, es pertinente indicar la presencia en cantidades apreciables de yeso a nivel superficial en casi toda la región estudiada, por lo que existe la posibilidad de que este mineral sea lixiviado durante los eventos de precipitación atmosférica, contribuyendo con el proceso de enriquecimiento de las especies SO_4^{2-} y Ca^{2+} en las aguas termales una vez ocurrida la infiltración de las aguas meteóricas.

Por otro lado, también se detectaron altas concentraciones de SO_4^{2-} , así como de Ca^{2+} y HCO_3^- , cuyos valores pueden estar controlados por la presencia de yeso y de minerales de carbonato en las muestras F7 y F8; asimismo explica el fuerte olor de H_2S percibido durante el muestreo de ambas.

El aporte del Mg^{2+} al igual que el Ca^{2+} , debe estar controlado por la interacción del agua con rocas carbonáticas en la zona de estudio, ya que la relación HCO_3^- contra Mg^{2+} mostrada en la figura 5d, presenta una tendencia similar que la obtenida para HCO_3^- contra Ca^{2+} , soportado además por los índices de saturación encontrados para la dolomita (tabla 3). Por otro lado, López-Chicano et al. (2001) indican que las aguas termales con un relativamente largo tiempo de contacto con el sustrato rocoso, tienen una relación de Mg/Ca mayor que 0,6. Los valores obtenidos en este trabajo para las aguas estudiadas no superan al citado valor (tabla 2), lo que permite indicar que los manantiales termales son recargados principalmente con agua meteórica.

La mayor concentración de K^+ fue observada en las

muestras de aguas termales F6 (Sorofoy) y en F7 (Los Pilancones). En los Pilancones, Urbani (1991) detectó la presencia de alunita $[(\text{K},\text{Na})\text{Al}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6]$ como un precipitado alrededor del punto de emergencia del agua termal, lo cual concuerda con la alta concentración de K^+ con respecto al Mg^{2+} detectado en esta muestra. Es probable que debido a que el entorno geológico donde se tomaron las muestras, es similar para la captada en Sorofoy y tomando en cuenta el alto valor de K^+ observado, puede también estar ocurriendo un proceso actual de precipitación de alunita en algunos sectores de la zona estudiada. Asimismo, esta especie puede estar controlada por la disolución de sales minerales depositadas en el suelo o por el aporte de aerosoles marinos, cuya disolución durante los eventos de precipitación atmosférica puede contribuir con solutos a las aguas termales una vez infiltrada el agua meteórica hacia el subsuelo.

En el caso del Cl^- , los más altos valores concuerdan con las mayores concentraciones obtenidas para el Na^+ en las muestras F3, F6, F7 y F8 (tabla 2), por lo que el aporte de esta especie puede estar asociado a un proceso de mezcla de aguas meteóricas con aguas marinas actuales o fósiles, aunque puede también estar ocurriendo intercambio iónico entre las aguas termales durante su ascenso a la superficie, con las arcillas pertenecientes a las secciones geológicas formadas en ambiente marino.

En la figura 5e se muestra la relación Cl^- contra Na^+ , en la cual se observa el enriquecimiento de Na^+ con respecto a la línea de agua de mar, lo que permite presumir el enriquecimiento de esta especie por procesos de intercambio iónico con las arcillas depositadas en ambiente marino. Sin embargo, no se descarta la influencia de aerosoles marinos o la formación de sales minerales en la superficie y/o fracturas del suelo ocurrida en el transcurso de evaporación y su posterior disolución y lavado durante los eventos de precipitación atmosférica, que permite la entrada de estas especies al sistema subterráneo. Esto también permite explicar el empobrecimiento en Cl^- con respecto al agua de mar observado en esta figura, así como la sobresaturación de fluorita en las aguas termales estudiadas (tabla 3), y en consecuencia el enriquecimiento

en F^- con respecto al agua de mar mostrado en la figura 5f.

Por otro lado, el aporte de Sr^{2+} también está controlado por los procesos de disolución de minerales carbonáticos como calcita y la dolomita, tal como lo demuestran los altos valores encontrados para esta especie química en las muestras F4 y F8 (tabla 2) y los índices de saturación de las mismas en este último mineral (tabla 3). González de Juana et al. (1980) indican que las formaciones Agua Clara y Caujarao, secciones geológicas predominantes en cada uno de los puntos donde se tomaron la muestras antes indicadas, son ricas en cuanto a su contenido fosilífero, por lo que es posible que durante el proceso de infiltración de las aguas meteóricas y su interacción con estas formaciones, el Sr^{2+} sea transferido a las aguas circundantes. Larsen y Chilangar (1985) y Morse y Mackenzie (1990) señalan que el Sr^{2+} es una especie química común en rocas carbonáticas, particularmente en aquellas con alto contenido fosilífero.

Finalmente, los más altos valores de sílice disuelta (SiO_2) son mostrados por las muestras F5 y F6 (tabla 2), lo que concuerda con los mayores valores en índices de saturación en cuarzo encontrados en estas aguas (tabla 3). En las áreas donde se captaron dichas muestras (La Salineta y Sorofof, respectivamente), las aguas emergen desde las areniscas del Miembro San Juan de la Vega, de la Formación Pecaya; mientras que, los valores intermedios concuerdan con los menores valores en índices de saturación (tablas 2 y 3). Probablemente, las aguas con los menores valores en sílice disuelta deben estar

percolando a través de las secciones menos silicatadas o más carbonáticas de las formaciones

Pecaya, Agua Clara, Cerro Pelado y Caujarao.

Hidrogeoquímica de los elementos traza

Wang y Shpeyzer (1997) indican que en general, las aguas termales están enriquecidas en componentes químicos tales como H_4SiO_4 , Br, Sr y Li, debido a que dichas aguas poseen un mayor potencial de reacción que le permiten una extracción más efectiva de los componentes minoritarios del medio poroso. En el caso particular de los elementos traza Al, Fe, Mn, Ni, Cu y Zn, sus más altos valores son observados para la muestra F4, en surgencias que percolan a través de la Formación Agua Clara (tabla 4). En dicha formación están presentes estratos de lutitas ferruginosas, concrecionarias y arenosas, con cantidades variables de piritita (González de Juana et al., 1980), que explican la presencia de dichos elementos en las aguas termales estudiadas, como producto del proceso de interacción agua-sustrato ferruginoso. Por su parte, el Ba presenta sus valores mayores en las muestras F2, F6 y F8, cuyas aguas percolan a través de secciones calcáreas; mientras que, el P es detectado en las muestras F3, F4, F6, F7 y F8. Larsen y Chilangar (1985) y Morse y Mackenzie (1990) señalan que las rocas carbonáticas en general, contienen cantidades suficientes de P, Al, Ba, Fe, Mn, Zn y Sr, por lo que durante el proceso de interacción agua roca es muy probable la puesta en solución de dichos elementos. Larsen y Chilangar (1985) indican que durante el proceso de diagénesis de los carbonatos, el agua

<i>Muestra</i>	<i>Li</i>	<i>P</i>	<i>Al</i>	<i>Ba</i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Ni</i>	<i>Cu</i>	<i>Zn</i>
F2	114	< 10	< 20	65	< 6	< 1	2	2	< 6
F3	138	15	< 20	< 1	< 6	< 1	2	< 1	< 6
F4	408	23	478	< 1	263	11	9	15	95
F5	370	< 10	< 20	< 1	< 6	< 1	< 1	< 1	< 6
F6	1083	13	< 20	18	< 6	< 1	< 1	< 1	< 6
F7	695	24	< 20	< 1	< 6	< 1	< 1	< 1	< 6
F8	8	174	< 20	29	< 6	< 1	< 1	< 1	< 6

< : indica que concentración del elemento determinado se encuentra por debajo del límite de detección

Tabla. 4 Elementos trazas determinados en las aguas termales. Las concentraciones se encuentran en $\mu g/l$.

contenida en los poros se enriquece en Fe^{2+} y Mn^{2+} , fosfatos y otras especies minoritarias y traza.

En términos generales, el aporte de los elementos traza en las aguas termales estudiadas se encuentra controlado por los procesos de disolución de piritita, de las secciones ferruginosas y de rocas carbonáticas presentes en las zonas donde el agua asciende, catalizada además por las temperaturas predominantes.

Conclusiones

De acuerdo al estudio hidrogeoquímico realizado para las aguas termales captadas en Falcón Noroccidental, se concluye que:

1.-Las aguas estudiadas son del tipo bicarbonatadas sódicas ($\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$), con la excepción de la muestra F4, la cual es sulfatada sódico-cálcica ($\text{SO}_4^{2-} - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+}$).

2.-Los principales procesos que controlan la composición química de las aguas termales tanto en sus componentes mayoritarios y minoritarios como traza, son la interacción agua-roca, que involucra la disolución y precipitación de fases minerales como calcita, dolomita, cuarzo, fluorita, yeso y anhidrita, así como la lixiviación de estratos ferruginosos y fosilíferos y de secciones con piritita. Otros procesos son el intercambio iónico de Ca^{2+} por Na^+ , y la mezcla de aguas meteóricas con aguas marinas actuales o fósiles. Aunado a ello, existe un probable aporte de aerosoles marinos y de disolución de sales minerales presentes en la superficie y/o fracturas de los suelos de la zona de estudio.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado parcialmente por el Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico de la Universidad Central de Venezuela, a través de la Ayuda Complementaria a la Investigación N° 03.030.98. Los autores desean expresar su agradecimiento al Dr. Ricardo Hirata del Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo por la revisión crítica y sugerencias aportadas en la redacción del manuscrito; así como a los Dres. Franco Urbani, Carolina Olivares y Frank Audemard por

sus sugerencias y aportes a la versión final del presente trabajo.

Referencias Bibliográficas

- APHA (American Public Health Association), 1975. Standard Methods for examination of water and wastewater: Washington, 14th Ed., 874 p.
- Atlas Práctico de Venezuela, 1998. Falcón. Diario El Nacional y Cartografía Nacional, N° 12, p. 3-10.
- Boesi, T., 1985. Estudio geológico regional de Falcón occidental (Resumen): Maraven Report EPC-10063.
- Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela (CECPV), 2001. Tabla de correlación Falcón. Internet: <http://www.pdv.com/lexico>.
- El Ramly, I.M., 1969. Recent review of investigations on the thermal and mineral water springs in the U.A.R. Proceedings of the XXIII Geologic Congress, v. 19, 201-213.
- Favara, R., Grassa, F., Inguaggiato, S., and Valenza, M., 2001. Hydrogeochemistry and stable isotopes of thermal springs: earthquake-related chemical changes along Belice Fault (Western Sicily). Applied Geochemistry, v. 16 (1), 1-17.
- Frape, S.K., Fritz, P., and McNutt, R.H., 1984. Water-rock interaction and chemistry of groundwater from Canadian Shield. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 48, 1617-1627.
- Giggenbach, W.F., and Soto, R.C., 1992. Isotopic and chemical composition of water and stream discharges from volcanic-magmatic-hydrothermal systems of Guanacaste Geothermal Province, Costa Rica. Applied Geochemistry, v. 7, 309-332.
- González de Juana, C., Iturralde, J.M., y Picard, X., 1980. Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Ediciones Foninves, Caracas, Venezuela, 1031 p.
- Hem, J.D., 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. United States Geological Survey, third edition, Water-supply,