

CARACTERIZACION HIDROQUIMICA Y ANALISIS DE LOS ESTADOS DE EQUILIBRIO TERMODINAMICO EN AGUAS TERMOMINERALES DE ALHAMA DE MURCIA (MURCIA, ESPAÑA)

J. C. Cerón García *, A. Pulido Bosch * y A. Padilla Benítez *

RESUMEN

Se estudian las principales características físico-químicas de algunas aguas termominerales del acuífero detrítico de Alhama de Murcia cuya temperatura está comprendida entre 26 y 41 °C y son de facies clorurada-sulfatada cálcico-magnésica. El origen de los iones encontrados está relacionado con la disolución de materiales evaporíticos, sales sulfatadas y cloruradas, carbonatados y silicatados, procesos de contaminación agrícola y la existencia de posibles mineralizaciones. Existen procesos de cambio de bases. Los estados de equilibrio termodinámico en las condiciones de surgencia, estudiados mediante el programa SOLMINEQ.88, indican que todas las muestras están saturadas en cuarzo, calcedonia y albita, casi todas en calcita, aragonito, dolomita, yeso, barita y magnesita, y todas subsaturadas en cristobalita, anhidrita y fluorita. Las temperaturas de base obtenidas mediante diferentes geotermómetros cubren una amplia gama; los geotermómetros calcita-dolomita y anhidrita-fluorita son aplicables sólo a dos muestras con resultados anómalos. La modelización de los índices de saturación a temperaturas crecientes muestra un equilibrio del cuarzo, calcedonia, albita, sanidina, yeso, anhidrita, gibbsita y halloisita entre los 80-110 °C. La dispersión de valores indicada por ambas metodologías se debería a fenómenos de dilución por mezcla de aguas más superficiales, efectos de reequilibrio entre los minerales y el agua, y pérdida de CO_2 . La temperatura y composición química de las aguas indican que existe una anomalía térmica importante relacionada con la actividad tectónica del área.

Palabras clave: hidrogeoquímica, aguas termominerales, acuífero detrítico, neotectónica, modelización geoquímica, geotermómetros.

ABSTRACT

The principal physico-chemical characteristics of some thermomineral waters of Alhama de Murcia detrital aquifer are studied. The waters show a temperature between 26-41° C and they are calcium-magnesium chloride-sulphate type. The origin of ions has a direct relationship with the dissolution of evaporitic sulphate-chloride salts, carbonatic and silica rocks, agricultural contamination processes and possibly ore-deposits. Mixing processes with cold waters possibly also occur. By SOLMINEQ.88 program the thermodynamic equilibrium conditions in surface are studied; the samples are saturated in quartz, chalcedony and albite. A great part of the waters are also saturated in calcite, aragonite, dolomite, gypsum, barite and magnesite. Finally, the waters are undersaturated in cristobalite, anhydrite and fluorite. Conventional chemical geothermometers yield a broad range of temperatures. Both, calcite-dolomite and anhydrite-fluorite geothermometers was applied to two samples with anomalous results. The saturation index modeling, at a series of growing temperatures, shows an approach equilibrium with quartz, chalcedony, albite, sanidine, gypsum, anhydrite, gibbsite and halloisite between 80-110° C. A spread in the apparent equilibration temperatures deduced from two methodology, should be a consequence of dilution by surface waters, effects of re-equilibration of minerals with waters and CO_2 -loss. Temperature and chemical composition of the waters shows a thermal anomaly directly related with the tectonic activity in the area.

Key words: hydrogeochemistry, thermomineral waters, detrital aquifer, neotectonic, geochemical modeling, geothermometers.

* G.I. Recursos Hídricos y Geología Ambiental. Dpto. de Geodinámica e IAGM. Universidad de Granada-CSIC. Facultad de Ciencias. Avda. Fuentenueva, s/n. 18071 Granada.

Introducción

El área de estudio (fig. 1) se encuentra situada al suroeste de la provincia de Murcia, en el municipio de Alhama de Murcia. El conocimiento de aguas con características termales en el municipio se remonta a la época romana (Baños *et al.*, 1989); otras referencias a estudios relativos a las aguas termales de esta área se pueden encontrar en García (1952), Granda (1978), IGME (1983) y Cerón y Pulido Bosch (1992b).

El objeto de este estudio es el de intentar caracterizar las condiciones termodinámicas de la interacción roca-fluido en el reservorio, es decir, conocer los estados de equilibrio en profundidad y determinar la temperatura de base. La presencia de materiales carbonatados y evaporíticos en sistemas hidrotermales de baja entalpía, plantea serias dificultades en el estudio de los posibles equilibrios existentes en profundidad y también en la aplicación y adecuación de las técnicas geotermométricas químicas más usuales (Arnorsson, 1983; D'Amore *et al.*, 1987; Auqué *et al.*, 1988 y 1989; Fernández *et al.*, 1988).

Para conseguir este objetivo se empleó el programa de modalización hidroquímica SOLMINEQ.88 (Kharaka *et al.*, 1988) capaz de realizar la determinación de la especiación en el fluido a la temperatura y pH de surgencia y, en diferentes etapas de aumento de temperatura, obtener la nueva distribución de especies y el cambio de pH del sistema, debido a la relación que existe entre las constantes de equili-

brio de disociación de ácidos y bases débiles y la temperatura (Merino, 1975; Arnorsson *et al.*, 1982; Reed y Spycher, 1984).

Desde el punto de vista geológico (fig. 1), el sector estudiado se encuentra situado sobre materiales de las zonas internas de las Cordilleras Béticas; están formados esencialmente por dolomías, filitas y cuarcitas de edad Devónico-Trías, que se asignan al Bético indiferenciado y afloran en el castillo. Sobre éstos aparecen conglomerados (en el cual dominan los cantos de rocas dolomíticas y cuarcíticas), areniscas y margas del Tortonense inferior y medio, situados en Cerro del Castillo y en la Sierra de la Muela; en esta última, y discordante sobre los materiales anteriores, se encuentran margas del Tortonense superior (con un espesor mayor de 400 m y con yesos en su tramo superior) y conglomerados, areniscas y margas con yesos del Mioceno.

Al suroeste del área estudiada se encuentran materiales de las Unidades Intermedias (Kampschuur *et al.*, 1974); están constituidos por argilitas, pizarras, areniscas y cuarcitas del Pérmico y rocas carbonatadas del Trías que presentan a veces sílex en su parte inferior. Finalmente existen conglomerados, arenas, limos y arcillas del Cuaternario, los cuales forman parte del relleno pliocuaternario de la depresión del Bajo Guadalentín y que, de acuerdo con datos de sondeos del IGME, superan los 200 m de espesor.

En relación con la tectónica del área, el sector estudiado está situado sobre la falla de Alhama de Murcia, de dirección NE-SO, que constituye el borde sep-

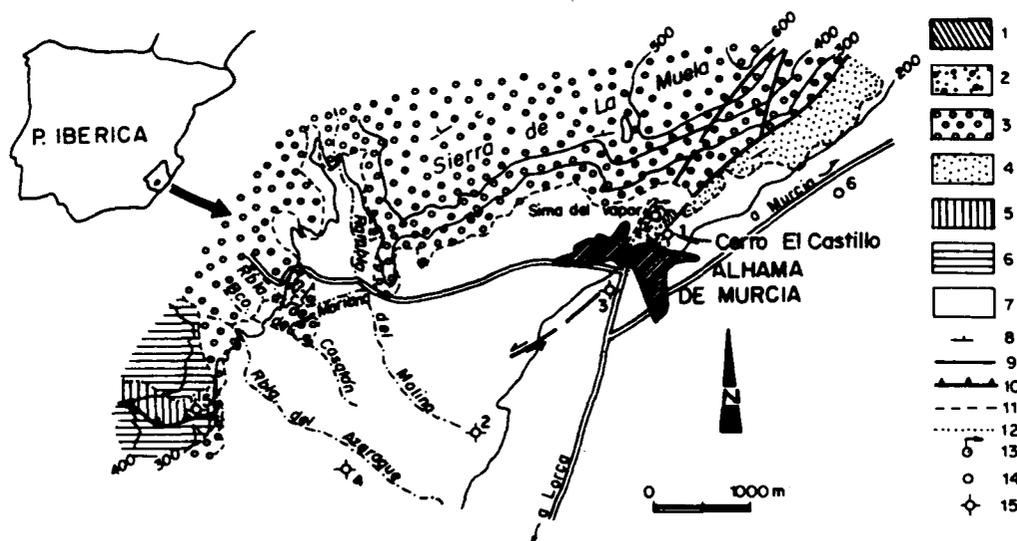


Fig. 1.—Situación geográfica y esquema hidrogeológico del área estudiada. 1) dolomías, filitas y cuarcitas (Devónico-Trías); 2) conglomerados; 3) conglomerados, areniscas y margas (Tortonense inferior-medio); 4) conglomerados, arenas y margas (Mioceno); 5) argilitas, pizarras y cuarcitas (Pérmico); 6) carbonatos (Trías), ambos de las Unidades Intermedias; 7) conglomerados, arenas, limos y arcillas (Cuaternario); 8) dirección y buzamiento; 9) falla; 10) cabalgamiento; 11) contacto discordante; 12) contacto concordante; 13) manantial; 14) pozo; 15) sondeo. Modificado de Kampschuur *et al.* (1974).

tentrional de la gran fosa tectónica del Guadalentín; ésta ha jugado como falla inversa y de salto en dirección (Gauyau, 1977; Gauyau *et al.*, 1977; Sanz de Galdeano, 1983; Martínez y Hernández, 1991). Medidas de la fracturación, realizadas por nosotros a pocas decenas de metros al este de las ruinas del castillo de Alhama, muestran que las orientaciones de fracturación dominantes quedan comprendidas en el intervalo N 40° E a N 60° E, y que coincide con la dirección del accidente de Alhama de Murcia; los juegos N-S y N 160° E constituyen también máximos relativos.

En cuanto a los aspectos hidrogeológicos de los materiales descritos anteriormente, se comportan como acuífero las dolomías y cuarcitas béticas, los carbonatos, areniscas y cuarcitas de las Unidades Intermedias, los carbonatos del Complejo Maláguide, los tramos detríticos del Tortoniense, inferior y medio, y del Mioceno, y los terrenos detríticos cuaternarios. Las margas del Tortoniense superior y las margas con yeso del Mioceno pueden considerarse como acuífero. Los conglomerados de Alhama deben su permeabilidad a la porosidad intergranular, no eliminada por los procesos de cementación, y a la fisuración y posibles procesos de karstificación, una de cuyas manifestaciones más importantes es la Sima del Vapor, situada en el Cerro del Castillo. No obstante, el acuífero más importante en todo el sector es el integrado por los sedimentos cuaternarios, que constituyen el acuífero del Bajo Guadalentín (IGME-IRYDA, 1978) y que en el entorno de Alhama de Murcia, dada la similitud de facies entre los materiales cuaternarios y los miocenos infrayacentes, se hace difícil diferenciar uno de otro; a esto se une el hecho de que las columnas litológicas de los sondeos que se disponen no estén levantadas con gran precisión. En lo que se refiere a los conglomerados miocénicos del Cerro del Castillo, al estar el afloramiento rodeado de fallas, no se puede conocer su continuidad lateral y vertical; algo similar se puede decir de las dolomías triásicas infrayacentes. Ahora bien, la existencia de hidrotermalismo en el Cerro del Castillo (donde se ha medido una temperatura de 44 °C) y su entorno, obliga a considerar que hay conexión hidráulica de dichos conglomerados y dolomías con otros afloramientos, especialmente hacia el NW (Sierra de La Muela y posiblemente también Sierra España).

En lo que afecta a los parámetros hidráulicos de las diferentes formaciones acuíferas, no existen datos de pruebas que permitan el cálculo de la transmisividad y del coeficiente de almacenamiento, aunque sí se disponen de datos del nivel piezométrico y caudales de bombeo. En los puntos acuíferos 1, 2, 3, 4 y 5 el nivel piezométrico se sitúa entre 120 y 150 m.

En el punto 6, el nivel piezométrico es de 12,3 m; además, no manifiesta un termalismo claro (19,2 °C), por lo que consideramos que no pertenece al mismo acuífero. Los caudales bombeados están comprendidos entre 10 y 40 l/s.

Características fisicoquímicas de las aguas

Resultados analíticos

En las muestras obtenidas (1, 2, 3, 4, 5 y 6) se determinaron 24 parámetros: temperatura, pH, eH y conductividad en campo; cloruros, sulfatos (determinados según el método turbidimétrico), carbonatos y bicarbonatos, flúor (mediante el método de adición de patrón), nitratos (determinados según el método polarográfico), calcio, magnesio, sodio, potasio, litio, sílice, hierro, manganeso, aluminio, boro, cobre, níquel, plomo, cromo, cinc, bario, estroncio, cadmio y fosfatos (analizados todos ellos mediante ICP y usando un espectrómetro de emisión atómica de plasma marca Leeman). Los resultados analíticos de todos ellos se muestran en las tablas 1 y 2; también se han incluido en ellas dos muestras recogidas por nosotros en 1984, la 7, tomada en el mismo punto que la 1, y la 8, tomada en el manantial de la Galería, en el interior de la Sima del Vapor del Cerro del Castillo.

La temperatura está comprendida entre 19,2 y 44 °C, la conductividad entre 2.760 y 5.590 $\mu\text{mhos/cm}$, el pH entre 6,80 y 7,75, el eH entre -0,04 y -0,56, el TSD entre 2.332 y 5.293 mg/l y la presión P_{CO_2} entre 0,136 y 0,876 bares. Considerando los iones mayoritarios, los cloruros varían entre 650 y 1.250 mg/l, los sulfatos entre 850 y 2.100 mg/l, los bicarbonatos entre 275 y 510 mg/l, el calcio entre 275 y 675 mg/l, el magnesio entre 165 y 350 mg/l, el sodio entre 130 y 760 mg/l, el potasio entre 76 y 150 mg/l, el estroncio entre 7 y 20 mg/l, la sílice entre 14 y 70 mg/l, los nitratos, determinados sólo en tres muestras, entre 1 y 230 mg/l, y, por último, los fosfatos entre 0,01 y 6 mg/l. En ninguna de las muestras se encontró carbonatos.

Teniendo en cuenta los iones minoritarios y trazas, el litio está comprendido entre 204 y 1.600 $\mu\text{g/l}$, el bario entre 10 y 50 $\mu\text{g/l}$, el boro entre 170 y 2.850 $\mu\text{g/l}$, el flúor entre 190 y 1.750 $\mu\text{g/l}$, el hierro entre 110 y 16.950 $\mu\text{g/l}$, el manganeso entre 3 y 2.000 $\mu\text{g/l}$, el aluminio entre 110 y 1.153 $\mu\text{g/l}$, el cobre entre 100 y 150 $\mu\text{g/l}$, el plomo entre 580 y 850 $\mu\text{g/l}$, el cinc entre 15 y 180 $\mu\text{g/l}$, el cromo entre 80 y 140 $\mu\text{g/l}$, el cadmio entre 40 y 50 $\mu\text{g/l}$ y, finalmente, el níquel entre 100 y 170 $\mu\text{g/l}$.

Para poder apreciar los principales rasgos hidroquímicos de las muestras analizadas y sus variaciones

Tabla 1.—Resultados de las variables fisicoquímicas analizadas

Mtra	Temp	pH	Cond	T.S.D	eH	P_{CO_2}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Sr^{2+}	SiO_2	NO_3^-	PO_4^{3-}
1	34,5	7,75	5.590	4.953	-0,56	0,435	1.250	1.700	275	530	230	760	148	15	14	—	3,70
2	26,0	7,30	2.780	2.332	-0,32	0,167	675	850	400	275	180	225	818	8	34	—	0,01
3	41,4	6,80	7.380	4.130	-0,04	0,808	775	1.400	510	634	153	425	118	17	70	1	5,16
4	28,0	7,43	4.570	4.356	-0,38	0,136	1.065	1.400	435	434	306	512	102	12	30	47	5,38
5	29,8	7,44	2.760	3.410	-0,40	0,137	650	1.300	430	575	164	132	76	7	53	1	5,61
6	19,2	7,57	4.760	5.293	-0,46	0,223	900	2.100	400	675	350	400	122	19	46	230	4,45
7	38,0	*7,40	*4.310	3.671	—	—	647	1.589	369	442	112	468	41	—	—	0	0
8	44,0	*7,90	*1.365	1.155	—	—	214	285	331	113	114	94	4	—	—	0	0

* Temperatura en °C, conductividad en $\mu\text{mhos/cm}$ (25 °C), eH en milivoltios, P_{CO_2} en bares, y TSD e iones en mg/l.

*Conductividad (20°) y pH de laboratorio.

Tabla 2.—Resultados de las variables fisicoquímicas analizadas

Mtra	Li^+	Fe^{3+}	Mn^{2+}	Al^{3+}	Cu^{2+}	Ni^{2+}	Pb^{2+}	Cr^{3+}	Zn^{2+}	B^-	F^-	Ba^{2+}	Cd^{2+}
1	1.191	16.950	1.988	1.153	109	135	718	100	73	645	697	26	45
2	281	248	7	150	111	133	734	86	79	367	355	22	48
3	1.576	378	14	222	101	103	574	82	15	1,382	1,506	19	41
4	507	341	22	220	155	165	794	119	168	963	633	11	44
5	204	109	3	108	115	134	728	80	20	171	191	48	41
6	1.337	478	13	317	135	133	843	136	61	2,851	1,740	13	52
7	3.400	—	—	—	—	—	—	—	—	120	180	—	—
8	0	—	—	—	—	—	—	—	—	40	90	—	—

* Iones en $\mu\text{g/l}$.

espaciales, se han representado los resultados de los análisis de los dos muestreos en diagramas triangular (fig. 2a) y de Stiff (modificado, fig. 2b). En la figura 2a se puede ver que las muestras corresponden a la facies clorurada-sulfatada cálcico-magnésica.

Relación entre parámetros

En el apéndice 1 se muestran los coeficientes de correlación de las variables tipificadas. De ella interesa destacar la alta correlación que presentan los sul-

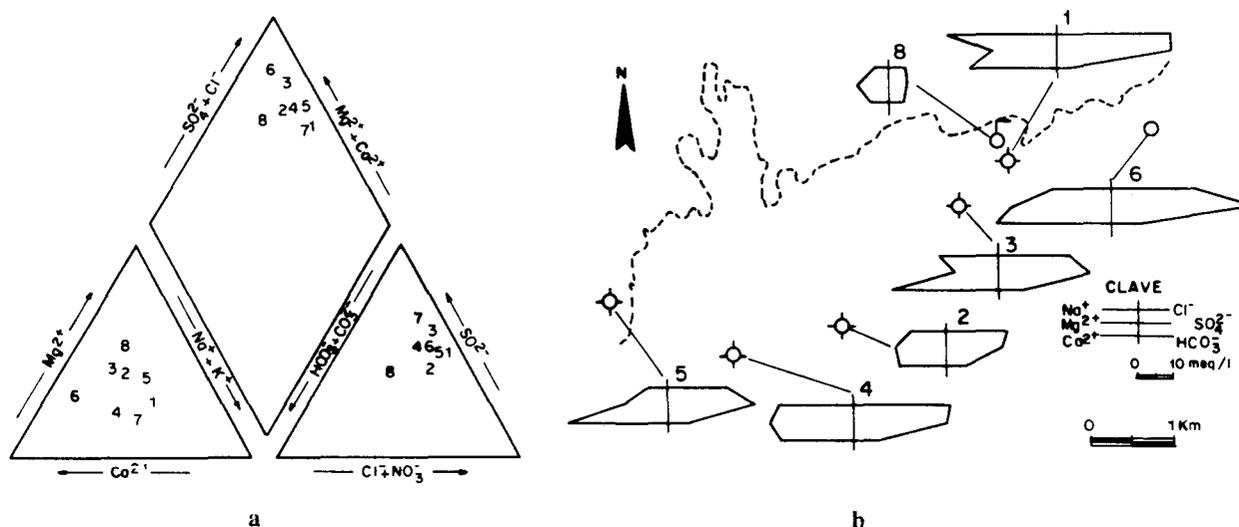


Fig. 2.—a) Diagrama de Piper. b) Diagramas de Stiff (modificado) de las aguas muestreadas.

Apéndice 1.—Coeficientes de correlación de las variables estudiadas

	Temp	pH	Cond	Cl	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	Li ⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Al ³⁺	Cu ²⁺	Ni ²⁺	Pb ²⁺	Cr ³⁺	Zn ²⁺	B ⁻	F ⁻	eH	Ba ²⁺	Cd ²⁺	Sr ²⁺	PO ₄ ³⁻
Temp	1,00	-0,43	0,31	-0,43	0,45	-0,50	0,53	-0,56	0,94	-0,50	0,69	-0,42	0,83	-0,45	0,98	-0,52	1,00	-0,43	0,15	-0,57	0,97	-0,57	0,80	-0,58	-0,25	-0,41	0,99
pH	-0,43	1,00	-0,67	0,97	-0,70	0,88	-0,71	0,36	-0,60	0,18	-0,71	0,68	-0,67	0,04	-0,53	0,88	-0,47	0,01	-0,62	0,39	-0,56	0,88	-0,68	0,49	-0,44	0,39	-0,51
Cond	0,31	-0,67	1,00	-0,66	0,99	-0,78	0,97	-0,86	0,61	-0,76	0,90	-0,65	0,79	-0,69	0,48	-0,80	-0,37	-0,66	0,99	-0,87	0,54	-0,88	0,82	-0,90	0,84	-0,63	0,44
Cl ⁻	-0,43	-0,97	-0,66	1,00	-0,69	0,76	-0,70	0,39	-0,59	0,24	-0,70	0,49	-0,66	0,08	-0,52	0,95	-0,46	-0,02	-0,61	0,39	-0,55	0,90	-0,67	0,45	-0,43	0,58	-0,50
SO ₄ ²⁻	0,45	-0,70	0,99	-0,69	1,00	-0,81	1,00	-0,89	0,72	-0,80	0,96	-0,67	0,87	-0,72	0,60	-0,83	0,50	-0,68	0,95	-0,91	0,65	-0,92	0,89	-0,93	0,76	-0,66	0,57
HCO ₃ ⁻	-0,50	-0,88	-0,78	0,76	-0,81	1,00	-0,82	0,56	-0,69	0,37	-0,82	0,94	-0,78	0,29	-0,61	0,73	-0,55	0,37	-0,72	0,60	-0,65	0,84	-0,80	0,73	-0,51	0,23	-0,59
Ca ²⁺	0,53	-0,71	0,97	-0,70	1,00	-0,82	1,00	-0,91	0,78	-0,81	0,98	-0,68	0,91	-0,73	0,67	-0,85	0,58	-0,69	0,92	-0,92	0,72	-0,93	0,93	-0,95	0,69	-0,67	0,64
Mg ²⁺	-0,56	-0,36	-0,86	0,39	-0,89	0,56	-0,91	1,00	-0,77	0,98	-0,91	0,47	-0,87	0,95	-0,68	0,64	-0,60	0,90	-0,80	1,00	-0,72	0,74	-0,88	0,97	-0,56	0,71	-0,66
Na ⁺	0,94	-0,60	0,61	-0,59	0,72	-0,69	0,78	-0,77	1,00	-0,68	0,89	-0,58	0,97	-0,61	0,99	-0,71	0,96	-0,59	0,47	-0,78	1,00	-0,79	0,95	-0,80	0,09	-0,56	0,98
K ⁺	-0,50	-0,18	-0,76	0,24	-0,80	0,37	-0,81	0,98	-0,68	1,00	-0,81	0,29	-0,77	0,98	-0,60	0,53	-0,54	0,91	-0,71	0,96	-0,64	0,62	-0,78	0,90	-0,50	0,73	-0,58
SiO ₂	0,69	-0,71	0,90	-0,70	0,96	-0,82	0,98	-0,91	0,89	-0,81	1,00	-0,69	0,98	-0,73	0,81	-0,84	0,73	-0,69	0,82	-0,92	0,85	-0,93	0,99	-0,95	0,53	-0,66	0,79
Li ⁺	-0,42	-0,68	-0,65	0,49	-0,67	0,94	-0,68	0,47	-0,58	0,29	-0,69	1,00	-0,65	0,27	-0,51	0,45	-0,45	0,44	-0,60	0,52	-0,55	0,61	-0,66	0,68	-0,42	-0,07	-0,49
Fe ²⁺	0,83	-0,67	0,79	-0,66	0,87	-0,78	0,91	-0,87	0,97	-0,77	0,98	-0,65	1,00	-0,70	0,91	-0,81	0,86	-0,67	0,68	-0,88	0,94	-0,89	1,00	-0,91	0,34	-0,63	0,90
Mn ²⁺	-0,45	-0,04	-0,69	0,08	-0,72	0,29	-0,73	0,95	-0,61	0,98	-0,73	0,27	-0,70	1,00	-0,54	0,38	-0,48	0,96	-0,64	0,94	-0,58	0,48	-0,70	0,87	-0,45	0,61	-0,52
Al ³⁺	0,98	-0,53	0,48	-0,52	0,60	-0,61	0,67	-0,68	0,99	-0,60	0,81	-0,51	0,91	-0,54	1,00	-0,63	0,99	-0,52	0,33	-0,69	1,00	-0,70	0,89	-0,71	-0,07	-0,50	1,00
Cu ²⁺	-0,52	0,88	-0,80	0,95	-0,83	0,73	-0,85	0,64	-0,71	0,53	-0,84	0,45	-0,81	0,38	-0,63	1,00	-0,56	0,25	-0,74	0,64	-0,67	0,98	-0,82	0,65	-0,52	0,78	-0,61
Ni ²⁺	1,00	-0,47	0,37	-0,46	0,50	-0,55	0,58	-0,60	0,96	-0,54	0,73	-0,45	0,86	-0,48	0,99	-0,56	1,00	-0,46	0,21	-0,61	0,98	-0,62	0,84	-0,63	-0,18	-0,44	1,00
Pb ²⁺	-0,43	0,01	-0,66	-0,02	-0,68	0,37	-0,69	0,90	-0,59	0,91	-0,69	0,44	-0,67	0,96	-0,52	0,25	-0,46	1,00	-0,61	0,90	-0,55	0,41	-0,67	0,88	-0,43	0,38	-0,50
Cr ³⁺	0,15	-0,62	0,99	-0,61	0,95	-0,72	0,92	-0,80	0,47	-0,71	0,82	-0,60	0,68	-0,64	0,33	-0,74	0,21	-0,61	1,00	-0,81	0,39	-0,82	0,71	-0,83	0,92	-0,58	0,29
Zn ²⁺	-0,57	0,39	-0,87	0,39	-0,91	0,60	-0,92	1,00	-0,78	0,96	-0,92	0,52	-0,88	0,94	-0,69	0,64	-0,61	0,90	-0,81	1,00	-0,73	0,75	-0,89	0,98	-0,57	0,67	-0,66
B ⁻	0,97	-0,56	0,54	-0,55	0,65	-0,65	0,72	-0,72	1,00	-0,64	0,85	-0,55	0,94	-0,58	1,00	-0,67	0,98	-0,55	0,39	-0,73	1,00	-0,74	0,92	-0,75	0,00	-0,52	0,99
F ⁻	-0,57	0,88	-0,88	0,90	-0,92	0,84	-0,93	0,74	-0,79	0,62	-0,93	0,61	-0,89	0,48	-0,70	0,98	-0,62	0,41	-0,82	0,75	-0,74	1,00	-0,90	0,78	-0,58	0,72	-0,67
eH	0,80	-0,68	0,82	-0,67	0,89	-0,80	0,93	-0,88	0,95	-0,78	0,99	-0,66	1,00	-0,70	0,89	-0,82	0,84	-0,67	0,71	-0,89	0,92	-0,90	1,00	-0,92	0,38	-0,64	0,88
Ba ²⁺	-0,58	0,49	-0,90	0,45	-0,93	0,73	-0,95	0,97	-0,80	0,90	-0,95	0,68	-0,91	0,87	-0,71	0,65	-0,63	0,88	-0,83	0,98	-0,75	0,78	-0,92	1,00	-0,59	0,56	-0,68
Cd ²⁺	-0,25	-0,44	0,84	-0,43	0,76	-0,51	0,69	-0,56	0,09	-0,50	0,53	-0,42	0,34	-0,45	-0,07	-0,52	-0,18	-0,43	0,92	-0,57	0,00	-0,58	0,38	-0,59	1,00	-0,41	-0,10
Sr ²⁺	-0,41	0,39	-0,63	0,58	-0,66	0,23	-0,67	0,71	-0,56	0,73	-0,66	-0,07	-0,63	0,61	-0,50	0,78	-0,44	0,38	-0,58	0,67	-0,52	0,72	-0,64	0,56	-0,41	1,00	-0,48
PO ₄ ³⁻	0,99	-0,51	0,44	-0,50	0,57	-0,59	0,64	-0,66	0,98	-0,58	0,79	-0,49	0,90	-0,52	1,00	-0,61	1,00	-0,50	0,29	-0,66	0,99	-0,67	0,88	-0,68	-0,10	-0,48	1,00

fatos con el calcio (1,00), el sodio (0,72), la sílice (0,96) y la conductividad (0,99); la correlación de los bicarbonatos con los cloruros (0,76), el litio (0,94), el bario (0,73) y el flúor (0,84); la correlación del magnesio con el potasio (0,98), el bario (0,73) el estroncio (0,71) y el cinc (1,00); la correlación del sodio con la temperatura (0,94), la sílice (0,89) y los fosfatos (0,98); y, por último, la correlación del boro con la temperatura (0,97), el calcio (0,72), el sodio (1,00), la sílice (0,85), el hierro (0,94), el aluminio (0,99) y los fosfatos (0,99).

En la tabla 3 se muestran las principales relaciones iónicas de interés. El índice de desequilibrio entre cloruros y alcalinos (ICB) es positivo en todas las muestras, excepto en la 1 en donde es ligeramente negativo (-0,04), e indica que existe un cambio entre el sodio del agua por el calcio y el magnesio de la roca (más acusado en las muestras 2 y 3), que provoca el endurecimiento del agua; el índice de desequilibrio (IDD) también señala esta misma tendencia.

Las relaciones rNa⁺/rCa²⁺ y rNa⁺/rMg²⁺, indican en la muestra 1 que los procesos de cambio del sodio por el calcio y magnesio son importantes; en la muestra 4 el cambio se da principalmente entre el sodio y el magnesio, mientras que en la muestra 5 sucede lo contra-

rio, siendo más importante el cambio del sodio por el calcio. La relación (rNa⁺ + rK⁺)/(rCa²⁺ + rMg²⁺), indica que en la muestra 1 los procesos de cambios de base son más importantes; éstos tendrían lugar cuando el agua circula por los materiales arcillosos del relleno pliocuatenario.

La relación rMg²⁺/rCa²⁺ es superior a uno en las muestras 2 y 5, e indicaría un mayor tiempo de contacto agua-roca; los valores de la relación en el resto, más bajos, señalarían la posible existencia de una dilución por aporte de lluvia. La relación rCl⁻/rNa⁺, superior a uno en todas las muestras, indicaría la influencia del cambio de bases citado. Con respecto a la relación rCl⁻/rSO₄²⁻, ésta es ligeramente superior a uno en las muestras 1, 2 y 4, por lo que parecería predominar en ellas el carácter clorurado sobre el sulfatado, mientras que en el resto de las muestras sucedería lo contrario. La relación (rCl⁻ + rSO₄²⁻)/rHCO₃⁻ es elevada en todas las muestras, señalando el predominio de los procesos de disolución de sales evaporíticas sobre los materiales carbonatados; finalmente el índice Kr (obtenido mediante la expresión $Kr = [rCa^{2+} \times (rHCO_3^-)^2]^{1/3}$, es elevado en todas las muestras superior a 8 (lo cual es lógico al ser este índice proporcional a la P_{CO2}); la muestra 3 es la que presenta el índice Kr más alto (13) al tener una P_{CO2},

Tabla 3.—Relaciones iónicas de interés

Muestra	Na ⁺ /Ca ²⁺	Na ⁺ /Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺ /Ca ²⁺ +Mg ²⁺	Mg ²⁺ /Ca ²⁺	Cl ⁻ /Na ⁺	Cl ⁻ /SO ₄ ²⁻	Cl ⁻ +SO ₄ ²⁻ /HCO ₃ ⁻	ICB	IDD	Kr
1	1,25	1,75	0,81	0,72	1,07	1,00	15,67	-0,04	-0,04	8,1
2	0,71	0,66	0,42	1,08	1,95	1,08	5,60	0,38	0,30	8,4
3	0,20	0,43	0,18	0,47	3,19	0,68	6,44	0,58	0,31	13,0
4	0,58	1,47	0,49	0,40	1,18	0,74	6,13	0,02	0,01	10,3
5	1,03	0,88	0,53	1,16	1,35	1,03	8,30	0,17	0,14	11,3
6	0,52	0,60	0,33	0,85	1,46	0,58	9,92	0,19	0,10	11,8

* Iones en meq/l.

superior a 0,8 bares, valor excepcionalmente alto y muy similar a los encontrados en algunos sondeos del acuífero del Alto Guadalentín (Cerón *et al.*, 1992c).

Interpretación

Los resultados analíticos de las variables (tipificadas) fueron tratados mediante análisis clúster; la muestra 6 no se incluyó en este tratamiento debido a que consideramos que no pertenece al mismo acuífero, dados los valores de temperatura y de nivel piezométrico medidos. Aunque el número de muestras utilizado no es elevado, la aplicación de este análisis es válida, ya que lo que se pretende es conseguir establecer las relaciones entre las variables analizadas y su contribución relativa a la explicación de la variación hidrogeoquímica en el área, sin tratar en ningún caso de hacer inferencia estadística sobre la población.

En el dendrograma de variables obtenido mediante correlación (fig. 3), se distinguen dos familias principales. La primera se subdivide a su vez en dos subfamilias: la 1A formada por las variables temperatura, níquel, aluminio, fosfatos, sodio, hierro, boro, sílice y eH, y la 1B constituida por las variables conductividad, sulfatos, calcio, cromo y cadmio. La se-

gunda también se subdivide a su vez en dos subfamilias; la 2A, formada por las variables pH, cloruros, cobre, flúor, bicarbonatos y litio, y la 2B, constituida por las variables magnesio, cinc, bario, potasio, manganeso, plomo y estroncio.

La primera familia reuniría a las variables que contribuirían a la salinidad de las aguas, fundamentalmente sulfatos, calcio, sodio, sílice y fosfatos, y que tendrían principalmente su origen en procesos de disolución de rocas, evaporíticas y silicatadas, del área y de contaminación agrícola. La segunda familia de variables indicaría un origen diferente de los iones, posiblemente resultado de procesos de disolución de materiales carbonatados, fundamentalmente, y salinos de tipo clorurado, y de la existencia de mineralizaciones en el área y en otras relativamente próximas (Kampschuur *et al.*, 1974; Martínez, 1991). En relación con los iones minoritarios y trazas, se puede observar que se asocian al primer grupo el hierro, aluminio, boro y níquel, mientras que al segundo el cobre, flúor, litio, cinc, plomo y estroncio.

Condiciones de equilibrio e hidrotermalismo

En la modelización hidrogeoquímica de las aguas de un acuífero, además de caracterizar las aguas por sus variaciones espaciales y temporales, es conveniente intentar establecer una «estructura hidrogeoquímica» que explique lo más fielmente posible la interrelación entre la litología atravesada por las aguas y su composición química. En este sentido, la obtención de los índices de saturación (IS) de los minerales más representativos de las condiciones litológicas del acuífero, puede ser de gran ayuda para conocer la estructura hidrogeoquímica del acuífero (Calaforra y Pulido Bosch, 1989).

Para establecer las condiciones de equilibrio termodinámico en las condiciones de surgencia de las muestras estudiadas, se han analizado los índices de saturación del fluido respecto a diferentes minerales mediante la aplicación del programa SOLMINEQ.88 (Karakas *et al.*, 1988; Perkins *et al.*, 1988, 1989a y b), para así poder conocer mejor las condiciones de pre-

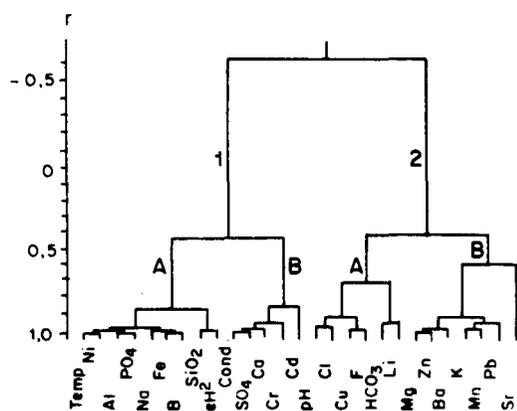


Fig. 3.—Dendrograma de las variables (correlación).

cipitación o disolución de las diferentes fases disueltas. El índice de saturación se define por la fórmula $IS = \log (P_{ai}/K_t)$, en la cual P_{ai} es el producto de actividad iónica de los iones y K_t la constante de equilibrio del mineral correspondiente a la temperatura t ; de acuerdo con esta ecuación si $IS < 0$ la solución está subsaturada, si $IS > 0$ está sobresaturada y si $IS = 0$ está en equilibrio con respecto a un cierto mineral. Los resultados obtenidos para los diferentes minerales seleccionados, de acuerdo con el pH y temperatura de campo, se muestran en la tabla 4; se indican también en ella, los valores de la fuerza iónica calculados mediante las ecuaciones de Pitzer y que deben considerarse como los más aproximados ante elevadas concentraciones (Garcés *et al.*, 1991).

En relación con el cuarzo todas las muestras se encuentran saturadas con respecto a este mineral —al igual que ocurre en el acuífero próximo del Alto Guadalestín (Cerón y Pulido Bosch, en preparación)— lo que sería congruente con lo expuesto por numerosos autores como White (1970), Ellis (1970), Arnorsson (1975) y Auqué *et al.* (1986 y 1988), para quienes las aguas termales están saturadas con respecto a la sílice y en equilibrio con el cuarzo; todas las muestras están saturadas en calcedonia y subsaturadas en cristobalita.

A pesar de la saturación en cuarzo y cristobalita, no se ha encontrado precipitación de alguna variedad alotrópica de la sílice en depósitos asociados; además los valores de pH de campo medidos (entre

6,80 y 7,75) hacen despreciable la posibilidad de que la sílice se encuentre disociada por valores de pH muy elevados (Michard, 1979; Auqué *et al.*, 1986; Kharaka y Mariner, 1989); sin embargo, hay que considerar que la pérdida de CO_2 (las muestras presentan P_{CO_2} entre 0,136 y 0,808), que afecta al pH (Fouillac, 1983), y la mezcla con aguas superficiales sí pueden haber producido una modificación de la sílice disuelta durante el ascenso del agua.

Interesa señalar que la muestra 2, a diferencia del resto, está subsaturada en calcita, aragonito, dolomita y magnesita, y también, que la muestra 3 es la que se encuentra más próxima al equilibrio en relación con la anhidrita, yeso, barita y fluorita. Todas las muestras están sobresaturadas en albita, microclina, sanidina, anortita, gibbsita, illita, caolinita, halloisita y moscovita.

Las técnicas geotermométricas utilizadas en este estudio sólo se aplicaron a las muestras 1, 2, 3, 4 y 5, y fueron las descritas por Kharaka *et al.* (1988), Kharaka y Mariner (1989) y Marini *et al.* (1986). En relación con la geotermometría de la sílice, las temperaturas de base que se obtienen (tabla 5) están comprendidas entre 9 y 78 °C para el geotermómetro sílice-cristobalita, entre 25 y 101 °C para el geotermómetro sílice-calcedonia y entre 57 y 128 °C para el geotermómetro sílice-cuarzo. Los fenómenos que afectan a la sílice, ya comentados, y que originarían una subestimación de las temperaturas de base obtenidas, explicarían los valores encontrados en algunas

Tabla 4.—Valores de los índices de saturación y fuerza iónica de las aguas analizadas

	1	2	3	4	5	6
Fuerza iónica.....	0,121	0,062	0,100	0,108	0,086	0,136
Anhidrita.....	-0,222	-0,674	-0,096	-0,412	-0,236	-0,206
Aragonito.....	1,057	-3,523	0,578	0,786	0,984	0,923
Calcita.....	1,188	-3,384	0,704	0,923	1,120	1,068
Dolomita.....	3,416	-5,622	2,263	3,028	3,046	3,123
Calcedonia.....	0,035	0,554	0,639	0,471	0,687	0,813
Cristobalita.....	-0,680	-0,227	-0,029	-0,293	-0,063	-0,031
Cuarzo.....	0,264	0,758	0,881	0,682	0,904	0,987
Fluorita.....	-0,643	-1,260	0,067	-0,711	-1,599	0,405
Halita.....	-4,773	-5,503	-5,228	-4,985	-5,777	-5,167
Magnesita.....	0,727	-3,736	0,059	0,588	0,415	0,489
Barita.....	0,182	0,181	-0,076	-1,151	0,508	0,158
Celestina.....	-0,213	-0,561	-0,180	-0,363	-0,563	-0,069
Yeso.....	-0,011	-0,393	0,060	-0,148	0,013	0,133
Albita.....	2,697	3,057	3,336	3,259	2,988	4,503
Microclina.....	5,271	6,024	5,957	5,934	6,096	7,515
Sanidina.....	3,605	4,301	4,335	5,934	6,096	5,744
Anortita.....	1,801	0,907	1,521	1,169	1,157	2,311
Gibbsita.....	3,061	3,394	2,517	3,259	2,792	3,863
Illita.....	7,651	8,408	8,541	8,268	8,072	10,276
Caolinita.....	7,462	8,370	8,427	8,082	7,738	9,573
Halloisita.....	4,822	5,695	5,815	5,415	5,079	6,867
Moscovita.....	12,922	13,546	13,365	13,334	12,720	21,033

de las muestras, incluso por debajo de la temperatura de surgencia.

Las temperaturas de base obtenidas con los geotermómetros Na-K y Na-K-Ca, están comprendidas entre 95 y 149 °C y entre 221 y 325 °C; la posibilidad de aplicación de estos geotermómetros requiere como base teórica la existencia de feldespatos en equilibrio con la solución. Aunque en nuestro caso, todas las muestras presentan en las condiciones de surgencia una sobresaturación en albita, microclina, sanidina y anortita, la existencia de materiales arcillosos con su capacidad de cambio iónico, el cual produce un cierto endurecimiento del agua de acuerdo con el ICB (tabla 3), y el contacto prolongado de las aguas con rocas sedimentarias, pueden afectar a las relaciones entre el Na, K y Ca o al equilibrio que las condiciona, por lo que conviene que estas temperaturas sean contrastadas con los otros geotermómetros utilizados.

El geotermómetro Na/Li indica una temperatura de base entre 149 y 222 °C, siendo éstas más elevadas que las obtenidas con el geotermómetro Na/K y sílice-cuarzo, pero inferiores a las de Na-K-Ca. Aunque este geotermómetro no es muy exacto en sus estimaciones (Fouillac y Michard, 1979, Auqué *et al.*, 1986) y la relación Na/Li puede tener una cierta dependencia del cloruro (Kharaka y Mariner, 1989), nos permitirá contrastar los resultados de los otros geotermómetros.

Los geotermómetros Mg/Li y Na-K-Ca con corrección de Mg, proporcionan resultados anómalos en muchos casos. La causa podría ser la imposibilidad de su aplicación por no cumplirse los supuestos teóricos resultado de la existencia o no de procesos de mezcla con aguas más frías, cambio de bases y pérdida de CO₂ (Ellis, 1970; Fouillac, 1983; Reed y Spycher, 1984; Giggenschbach, 1981 y 1988).

El empleo de los geotermómetros específicos calcita-dolomita y anhidrita-fluorita para sistemas geotermales en reservorios evaporíticos-carbonatados, propuestos por Marini *et al.* (1986), sólo se han podido aplicar en las muestras 3, 5 (sólo calcita-dolomita) y 6 (sólo anhidrita-fluorita) obteniéndose resul-

tados anómalos; en el resto no ha sido posible porque las relaciones $\log mCa^{2+}/mMg^{2+}$ y $\log mSO_4^{2-}/(mF^-)^2$ exceden el rango de las curvas de calibrado de ambos geotermómetros. Entre las posibles causas de estos resultados estarían los fenómenos de dilución durante el ascenso del fluido termal y la pérdida de CO₂, que afectarían a las constantes termodinámicas de los equilibrios involucrados, calcita-dolomita y anhidrita-fluorita, con las consiguientes modificaciones de pH del sistema.

El análisis de los estados de equilibrio-desequilibrio de la solución, en relación con los diferentes minerales y temperaturas, también nos puede permitir aproximarnos a la temperatura más probable en la que se alcanza este equilibrio. Esta metodología se basa en la determinación de las diferentes especies químicas del fluido a la temperatura y pH de surgencia, y, en progresivas modelizaciones con aumento de la temperatura, calcular el grado de saturación o subsaturación de la fase acuosa con un conjunto de minerales posibles en el reservorio y cuya solubilidad se incremente rápidamente con la temperatura (Merino, 1975; Arnorsson *et al.*, 1982; Reed y Spycher, 1984; D'Amore *et al.*, 1987; Auqué *et al.*, 1989).

Además, en nuestro caso, habrá que considerar cómo pueden afectar a los resultados obtenidos la existencia de fenómenos de disolución o precipitación mineral, resultado de los procesos de mezcla con aguas más superficiales, y de pérdida de CO₂ durante el ascenso del agua termal que originarían una reequilibración de las especies iónicas.

D'Amore *et al.* (1987) tienen en cuenta (debido a la posible imprecisión de los datos termodinámicos, especialmente en relación con especies aluminicas) que el punto de equilibrio encontrado para un determinado mineral corresponde a una temperatura con un intervalo de error del 1S de $0 \pm 0,25$.

Para la modelización se tuvieron en cuenta el intervalo de temperaturas comprendido entre la temperatura medida en campo y los 250 °C, y los siguientes minerales: cuarzo, calcedonia, albita, microclina, sanidina, gibbsita, halloisita, illita, caolinita, moscovita, calcita, aragonito, dolomita, anhidrita y yeso,

Tabla 5.—Temperaturas de base (°C) estimadas con diferentes geotermómetros químicos. *:Kharaka *et al.* (1988 a) y Kharaka y Mariner (1989); #:Marini *et al.* (1986); NA:no aplicable; C-D y A-F geotermómetros calcita-dolomita-solución y anhidrita-fluorita-solución

Muestra	T Campo	T _{SiO₂} * Cristob.	T _{SiO₂} * Calced.	T _{SiO₂} * Cuarzo	T _{NK} *	T _{NaKCa(Mg)} *	T _{Mg/Li} *	T _{Na/Li} *	T _{NaKCa} *	T _{C-D} #	T _{A-F} #
1	35	9	25	57	149	39	61	171	233	NA	NA
2	26	43	63	94	124	25	35	159	290	NA	NA
3	41	78	101	128	125	73	73	222	255	60	34
4	28	38	58	88	132	NA	41	147	221	NA	NA
5	30	64	86	114	95	61	30	170	325	34	NA

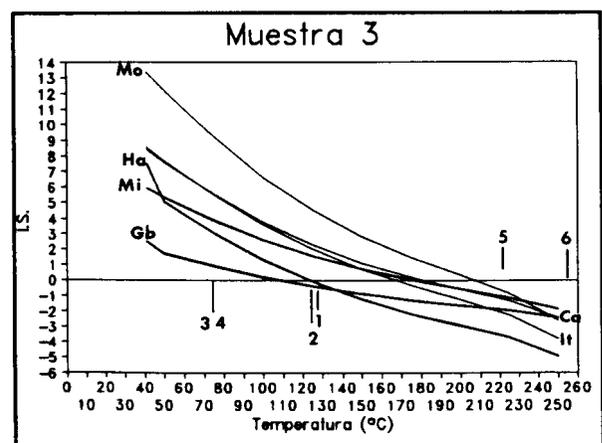
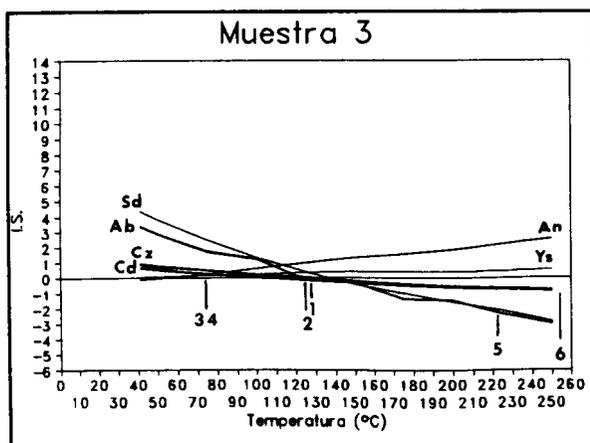
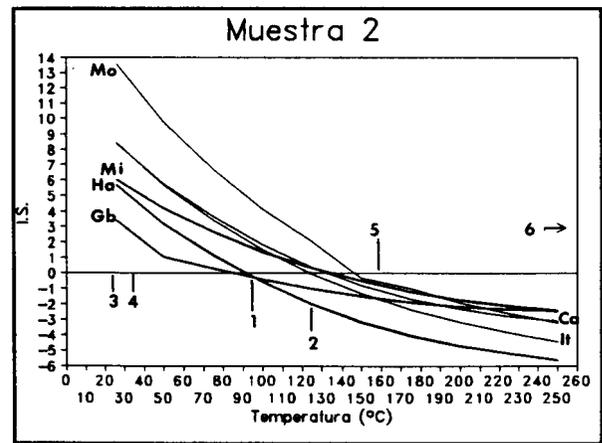
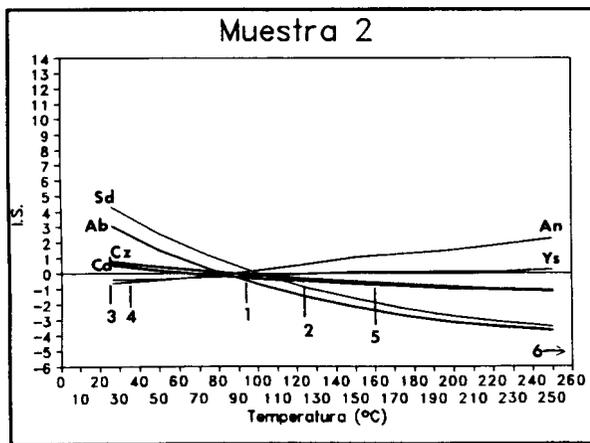
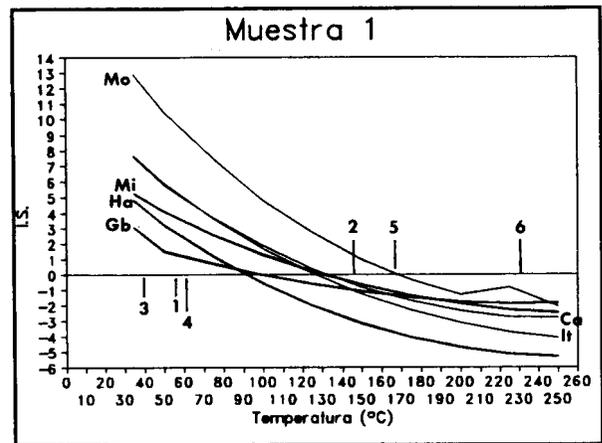
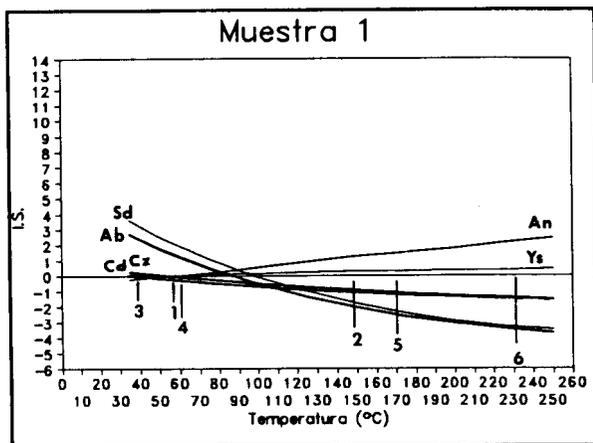


Fig. 4.—Evolución del índice de saturación frente a la temperatura, en las aguas termominerales de Alhama de Murcia. Minerales: Cz: cuarzo; Cd: calcedonia; Ab: albita; Sd: sanidina; Ys: yeso; An: anhídrita; Mo: moscovita; Mi: microclina; Ha: halloisita; Gb: gibb-sita; It: illita y Ca: caolinita. Geotermómetros: 1) síl.-cuarzo; 2) Na-K; 3) Na-K-Ca(Mg); 4) Mg-Li; 5) Na-Li, y 6) Na-K-Ca.

ya que las aguas termominerales estudiadas parecen estar relacionadas principalmente con materiales carbonatados, evaporíticos y silicatados. Los minerales calcita, aragonito y dolomita no aportaron resultados adecuados para su empleo, porque al aumentar la temperatura siempre evolucionaron hacia la sobresaturación en las muestras 1, 3, 4 y 5, mientras que en la muestra 2 se mantuvieron subsaturados.

Los resultados obtenidos se muestran en las figuras 4 y 5; en todas ellas se han indicado las temperaturas de base obtenidas con algunos de los geotermómetros utilizados (tabla 5). La situación de equilibrio en las distintas muestras, determinado por el $IS = 0 \pm 0,25$ de los minerales considerados, se encuentra entre los siguientes intervalos de temperatura: 80-170 °C en la muestra 1, 80-150 °C en la muestra 2, 90-210 °C en la muestra 3, 80-160 °C en la muestra 4 y, finalmente, 90-150 °C en la muestra 5. No obstante en general, se aprecia una similitud en

el intervalo de temperaturas 80-110 °C, que coincide con la situación de equilibrio del cuarzo, calcedonia, yeso, anhidrita, albita, sanidina, gibbsita y alloisita; quedan alejados de éste las temperaturas de los equilibrios señalados por la microclina, moscovita, illita y caolinita (130-210 °C).

Como se puede ver, el rango de temperatura es relativamente amplio, oscilando en valor absoluto entre un mínimo de 80 °C y un máximo de 210 °C. Esta dispersión en los valores de temperatura podría tener su explicación en el fenómeno de dilución por la mezcla con otras aguas más superficiales (de tipo meteórico fundamentalmente) —que produciría un desplazamiento de las curvas de equilibrio hacia temperaturas más bajas—, en los efectos de las diferentes tasas de reequilibrio entre los minerales y el agua —en la que va disminuyendo la temperatura durante su ascenso— y en el desconocimiento de los gases perdidos (Reed y Spycher, 1984).

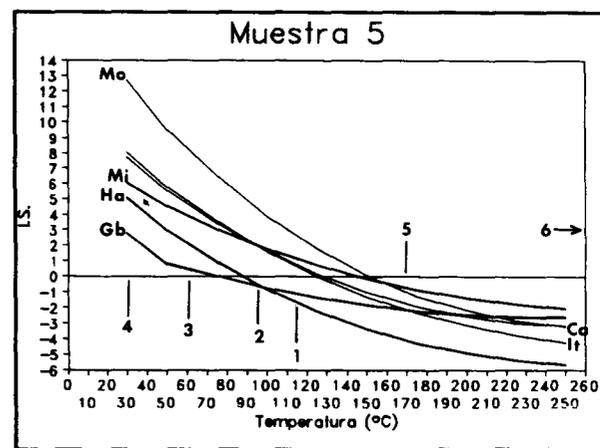
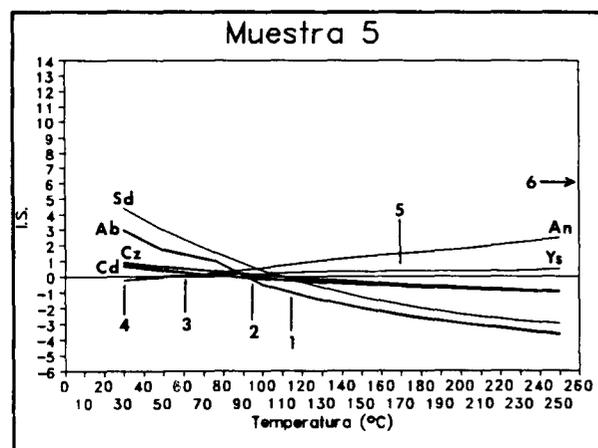
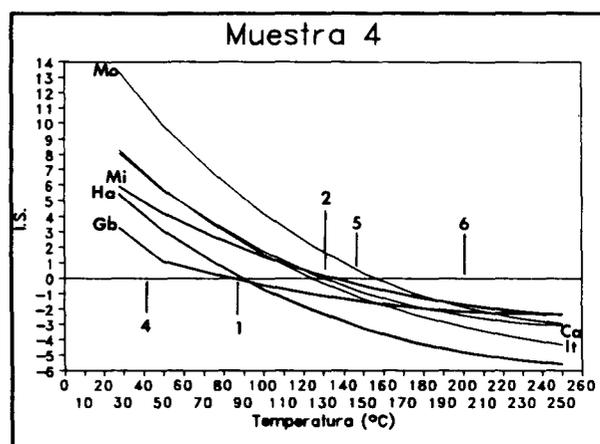
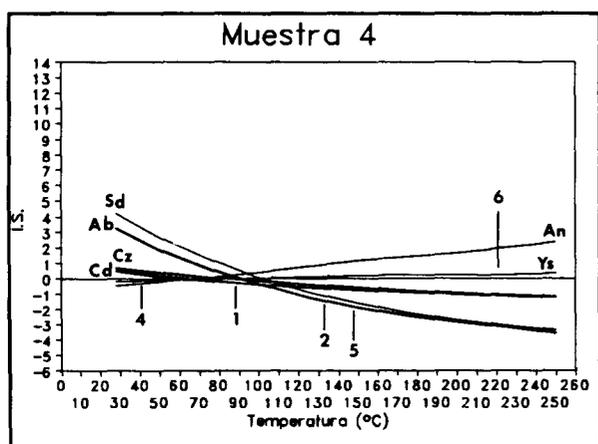


Fig. 5.—Evolución del índice de saturación frente a la temperatura, en las aguas termominerales de Alhama de Murcia. Leyenda ídem figura 4.

A pesar de estos efectos, las relaciones de las curvas indican con cierta aproximación un equilibrio de la solución con la roca encajante a una temperatura relativamente alta (90-110 °C). Este equilibrio podría haber destruido alguna señal (o memoria) de temperaturas más altas, tal como parecen indicar los geotermómetros Na-Li y Na-K-Ca; esto no significa, tal como señalan Reed y Spycher (1984), que aguas con temperaturas más elevadas no puedan existir, sino que la reequilibración a más baja temperatura predomina y es relativamente rápida como para que se preserve cualquier marca de temperaturas más altas, como parecen indicar los minerales moscovita, illita y caolinita. El esclarecimiento de esta duda requerirá un estudio más profundo y el empleo de otras técnicas, como, por ejemplo, isótopos.

Aunque existe una cierta incertidumbre sobre la temperatura de base real, las temperaturas medidas en campo y las obtenidas mediante la modelización, junto con la composición química de las aguas —presentan un enriquecimiento en algunos elementos traza, como sucede en áreas más próximas y alejadas de las cordilleras Béticas (Granda, 1978)— señalan una anomalía térmica importante que se manifiesta también en áreas cercanas, como son el acuífero del Alto Guadalentín y la cubeta de Pulpí (Cerón y Púlido Bosch, 1992a; Cerón *et al.*, 1992), y que estaría relacionada con la actividad tectónica del sector estudiado.

Conclusiones

El estudio de las características fisicoquímicas de las aguas termominerales estudiadas muestra que son aguas de salinidad elevada, con facies clorurada-sulfatada cálcico-magnésica; el *índice de desequilibrio entre cloruros y alcalinos* señala el cambio entre el sodio del agua y el calcio y el magnesio de la roca, con el consiguiente endurecimiento del agua, y que tendría lugar en los materiales arcillosos del relleno plio-cuaternario.

El análisis clúster de variables indica dos agrupaciones principales; la primera reúne a los parámetros que caracterizan la mineralización del agua (fundamentalmente sulfatos, calcio, sodio, sílice y fosfatos) y que serían principalmente resultado de los procesos de disolución de rocas, evaporíticas y silicatadas, y de contaminación agrícola; y la segunda agrupa a las variables que tendrían su origen en procesos de disolución de materiales carbonatados, fundamentalmente, y salinos de tipo clorurado, y en la existencia de posibles mineralizaciones. En cuanto a los iones minoritarios y trazas, se asocian al primer grupo el hierro, aluminio, boro y níquel, mientras que al segundo el cobre, flúor, litio, cinc, plomo y estroncio.

La situación de equilibrio termodinámico en las condiciones de surgencia de las muestras, estudiadas mediante la aplicación del programa SOLMI-NEQ.88, indica que todas se encuentran saturadas en cuarzo, calcedonia y subsaturadas en cristobalita; la muestra 2, a diferencia de las demás, está subsaturada en calcita, aragonito dolomita y magnesita.

Las temperaturas de base obtenidas mediante diferentes geotermómetros dan resultados diferentes y en algunos casos anómalos: 9-78 °C sílice-cristobalita, 25-101 °C sílice-calcedonia, 57-128 °C sílice-cuarzo, 95-149 °C Na-K, 221-325 °C Na-K-Ca, 149-222 °C Na/Li; los geotermómetros calcita-dolomita y anhídrita-fluorita, sólo se han podido aplicar en las muestras 3, 5 y 6 obteniéndose resultados anómalos.

Los resultados de la modelización de los índices de equilibrio-desequilibrio muestra un rango de temperaturas relativamente amplio, oscilando en valor absoluto entre un mínimo de 90 °C y un máximo de 200 °C. No obstante en general, se aprecia una similitud en el intervalo de las temperaturas (90-110 °C) definido por el equilibrio del cuarzo, calcedonia, albita, yeso, anhídrita, gibbsita y alloisita; quedan alejados de éste las temperaturas de los equilibrios señalados por la microclina, moscovita, illita y caolinita (140-200 °C). Esta dispersión en los valores de temperatura, al aplicar ambas metodologías, tendría su explicación en el fenómeno de dilución por la mezcla con otras aguas más superficiales (de tipo meteórico fundamentalmente), en los efectos de las diferentes tasas de reequilibrio entre los minerales y el agua, en la que va disminuyendo la temperatura durante su ascenso, y en el desconocimiento de los gases perdidos (CO_2 principalmente).

A pesar de que los estudios geotermométricos realizados ponen de relieve las dificultades que existen cuando se aplican estas técnicas a sistemas de baja entalpía y de naturaleza carbonatado-evaporítica, queda claro que existe una anomalía térmica importante y que estaría relacionada con la actividad tectónica del sector estudiado.

AGRADECIMIENTOS

Al doctor D. J. L. Vilchez, del Departamento de Química Analítica de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada por su ayuda en la determinación de flúor y nitratos, y a la DGICYT (proyecto AMB92-211). Nuestro reconocimiento al doctor F. Villarroya por su revisión crítica del original inicialmente enviado.

Referencias

- Arnorsson, S. (1975). Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland. *Amer. Jour. Sci.* 263, 494-511.
- Arnorsson, S., Sigudsson, S. y Svavarsson, H. (1982). The chemistry of geothermal waters in Iceland. I. Calcula-

- tion of aqueous speciation from 0 to 370° C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1513-1532.
- Arnorsson, S. (1983). Chemical equilibria in Iceland geothermal systems. Implications for chemical geothermometry investigations. *Geothermics*, 12, 119-128.
- Auqué, L., Sánchez, V. y Fernández, J. (1986). Métodos geotérmicos en la determinación de la temperatura de base en aguas termales. *Rev. Acad. Ciencias Zaragoza*, 41, 161-183.
- Auqué, L., Fernández, J. y Tena, M. (1988). Las aguas termales de Fitero (Navarra) y Arnedillo (Rioja). I. Análisis geoquímico de los estados de equilibrio-desequilibrio en las surgencias. *Estudios Geol.*, 44, 285-292.
- Auqué, L., Fernández, J., Tena, M., Manadado, J., Gimeno, M. J. y Tolosa, P. (1989). Análisis de los estados de equilibrio termodinámico en el reservorio de las surgencias termales de Fitero (Navarra) y Arnedillo (Rioja). *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 125-132.
- Baños Serrano, J., Munuera Martín, D. y Ramírez Aguilera, J. A. (1989). *I Coloquio de historia y medio físico. El agua en zonas áridas: arqueología e historia (II)*. Almería, II, 523-542.
- Calaforra, J. M. y Pulido Bosch, A. (1989). Les gypses triassiques de Fuente Camacho et ses alentours. *Reunión Karst Méditerranéens*, 67-103.
- Cerón García, J. C. y Pulido Bosch, A. (1992a). Consideraciones sobre la hidroquímica del acuífero de la cubeta de Pulpí (Almería). *Estudios Geol.*, 47, 221-236.
- Cerón García, J. C. y Pulido Bosch, A. (1992b). Características hidroquímicas de las aguas termominerales de los Baños de Alhama de Murcia (Murcia). *Geogaceta*, 12, 40-42.
- Cerón García, J. C., Pulido Bosch, A. y Padilla Benítez, A. (1992). Caracterización hidroquímica de aguas termominerales contaminadas con CO₂, mediante iones minoritarios y trazas en el acuífero del Alto Guadalentín (Murcia, España). *Rev. Soc. Geol. España* (en prensa).
- Cerón García, J. C., Pulido Bosch, A. (en preparación). Análisis de los estados de equilibrio termodinámicos en aguas termominerales contaminadas con CO₂ en el acuífero del Alto Guadalentín (Murcia, España).
- D'Amore, F., Fancelli, R. y Caboi, R. (1987). Observation on the application of chemical geothermometers to some hydrothermal systems in Sardinia. *Geothermics*, 16, 271-282.
- Ellis, A. J. (1970). Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems. *Geothermics*, 2, 516-528.
- Fernández, J., Auqué, L. F., Sánchez Cela, V. S. y Guaras, B. (1988). Las aguas termales de Fitero (Navarra) y Arnedillo (Rioja). II. Análisis comparativo de la aplicación de técnicas geotermométricas químicas a aguas relacionadas con reservorios carbonatado-evaporíticos. *Estudios Geol.*, 44, 453-469.
- Fouillac, C. (1983). Chemical geothermometry in CO₂-rich thermal waters. Example of the french Massif Central. *Geothermics*, 12, 149-160.
- Fouillac, C. y Michard, G. (1979). Estimation des températures des réservoirs alimentant les sources thermales de Limage. *C.R. Acad. Sci., Serie B* 289, 289-292.
- Garcés, J., Tena, J. M., Auqué, L., Gimeno, M. J. y Mandalo, J. (1991). Variación de los índices de saturación en función del cálculo de coeficientes de actividad. Su aplicación a las fases mineralógicas de las lagunas de Monegros (Zaragoza, España). *Estudios Geol.*, 47, 305-315.
- García Mercadal, J. (1952). *Viajes de extranjeros por España y Portugal*. Ed. Madrid-Aguilar.
- Gauyau, F. (1977). *Etude géophysique dans le levant espagnol (entre Alicante et Totana). Le problème du prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia*. Tesis 3.º ciclo, Montpellier, 95 págs.
- Gauyau, F. et al. (1977). Le prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia entre Murcia et Alicante (Espagne méridionale). Résultats d'une étude géophysique. *Bull. Soc. Géol. France*, Tomo XIX, 3, 623-629.
- Giggenbach, W. F. (1981). Geothermal mineral equilibria. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 45, 393-410.
- Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 52, 2749-2765.
- Granda, J. M. (1978). *Estudio geoquímico de aguas termales de España Meridional*. Tesis Doctoral, Univ. Bilbao, 263 págs.
- IGME (1983). *Prospección geotérmica preliminar en el área de la Fuensanta, Vélez Rubio, Lorca y Alhama de Murcia; informe n.º 00844*, Tomo I, II, III y IV.
- IGME-IRYDA (1978). Investigación hidrogeológica de la cuenca baja del Segura; informe n.º 5: Valle del Guadalentín.
- Kampschuur, W., Langeberg, C. W., Montenat, Ch., Pignatelli, R. y Egeler, C. G. (1974). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 933 (Alcantarilla) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. *IGME*.
- Kharaka, Y., Gunter, W., Aggarwal, P., Perkins, E. y DeBaal, J. (1988). *SOLMINEQ.88, a computer code for geochemical modeling of water-rock interactions*, U.S. Geol. Surv., open file report, 419 págs.
- Kharaka, Y. y Mariner, R. (1989). Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. *Thermal history of sedimentary basins*. Springer-Verlag, Nueva York, 99-117.
- Marini, L., Chiodini, G. y Cioni, R. (1986). New geothermometers for carbonate-evaporite geothermal reservoirs. *Geothermics*, 15, 77-86.
- Martínez Díaz, J. J. y Hernández Enrile, J. L. (1991). Reactivación de la falla de Alhama de Murcia (sector de Lorca-Totana): cinemática y campos de esfuerzos desde el Messiniense hasta la actualidad. *Geogaceta*, 9, 38-42.
- Martínez Frías, J. (1991). Sulphide and sulphosalt mineralogy and paragenesis from the Sierra Almagrera veins, Betic Cordillera (SE Spain). *Estudios Geol.*, 47, 271-279.
- Merino, E. (1975). Diagenesis in Tertiary sandstones from Kettleman North Dome, California. II. Interstitial solutions: distribution of aqueous species at 100° C and chemical relation to diagenetic mineralogy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 1629-1645.
- Michard, G. (1979). Géothermomètres chimiques. *BRGM*, III, 2, 183-189.
- Perkins, E., Kharaka, Y., Gunter, W. y DeBaal, J. (1988). Geochemical modeling of water-rock interactions using SOLMINEQ.88. *Chemical modelling of aqueous systems III*. American Chemical Society, serie 416.
- Perkins, E., Gunter, W. y Bird, W. (1989a). Applications of SOLMINEQ.88 and SOLMINEQ.88 pc/shell, en *Water-Rock Interaction WRI-6*, Balkema (Rotterdam), 553-556.
- Perkins, E. y Gunter, W. (1989b). Applications of SOLMINEQ.88 and SOLMINEQ.88 pc/shell to thermally

- enhanced oil recovery. *Alberta Research Council*, n.º 1.637, 413-422.
- Redd, M. y Spycher, N. (1984). Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1479-1492.
- Sanz de Galdeano, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 39, 157-165.
- White, D. (1970). Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploration of geothermal energy sources. *Geotermics* (Spec. Issue, 2), 1, 58-80.

Recibido el 29 de septiembre de 1992
Aceptado el 14 de mayo de 1993