

**HIDROGEOLOGIA ISOTOPICA DE LOS VALLES DE  
CUAUTLA Y YAUTEPEC, MEXICO**

E. VAZQUEZ SANCHEZ\*  
A. CORTES\*  
R. JAIMES PALOMERA\*  
P. FRITZ\*\*\*

R. ARAVENA\*\*

**RESUMEN**

La composición química e isotópica ( $^{18}\text{O}$ , D,  $^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ ,  $^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ , C-13, C-14 y T) y datos piezométricos del agua subterránea son analizados en las cuencas nororientales del Estado de Morelos. Los resultados obtenidos, principalmente tritio, en el acuífero superior de constitución preferentemente volcánica, indican flujos subterráneos locales de menos de 40 años de infiltración, y la existencia de una componente más antigua de edad no determinada. Las áreas de recarga de este acuífero son la Sierra volcánica Chichinautzin y el volcán Popocatepetl, con direcciones de flujo del agua subterránea de norte a sur en el Valle de Yautepéc y de noreste a suroeste en el Valle de Cuautla. El acuífero calizo se caracteriza por un flujo regional termal originado en el volcán Popocatepetl y en la Sierra Chichinautzin. Dada su estructura plegada en algunas zonas, este acuífero guarda continuidad hidráulica con el acuífero volcánico por medio de sistemas locales de flujo. Esto se refleja en el contenido químico e isotópico de estas aguas. Los análisis de S-34 demuestran que la fuente del sulfato en estas aguas son las anhidritas del Cretácico, las cuales se encuentran intercaladas en la parte inferior del acuífero calizo.

\* Instituto de Geofísica, UNAM. 04510, D. F., MEXICO.

\*\* Waterloo Centre of Groundwater Research, U. of Waterloo, CANADA.

\*\*\* GSF, Institut für Hydrologie, Neuherberg, F.R.G.

## ABSTRACT

Isotopic, chemical and piezometric information from groundwater of aquifers located in the Eastern Basins of the Morelos State are presented. These results, mainly tritium, show that in the upper volcanic aquifer, the residence time of some of the groundwater is less than 40 years, but an older component is also observed. The recharge areas of this aquifer are the Chichinautzin volcanic range and the Popocatepetl volcano. The groundwater flow is N-S in the Yautepec valley and NE-SW in the Cuautla valley. The limestone aquifer is characterized by a regional groundwater flow originated in the Popocatepetl volcano and the Chichinautzin mountains range. Local groundwater flow is also observed in outcrops areas. S-34 data show that the source of groundwater sulfate in the limestone aquifer is anhydrite deposits of Cretaceous age, which are intercalated in the lower part of this aquifer.

## INTRODUCCION

En la región estudiada existen diferentes formaciones acuíferas de las que se desconoce el comportamiento hidrogeológico, el cual es útil para la evaluación y manejo adecuado del agua subterránea. Por tal motivo, el presente trabajo, utilizando conjuntamente isótopos naturales con análisis potenciométricos e hidroquímicos, se enfoca esencialmente a tratar de establecer las zonas de recarga y descarga, medios de circulación, tiempos de residencia, dirección y sistemas de flujo del agua subterránea. Este funcionamiento es de importancia en la sierra Chichinautzin, debido a que constituye una frontera hidrodinámica (CAVM, 1987) de los acuíferos de la Cuenca de México.

El área estudiada se localiza en su mayor parte dentro del Estado de Morelos (figura 1); la zona norte queda comprendida en la porción meridional de la provincia fisiográfica del Cinturón Volcánico Transmexicano (Verma, 1987) y la zona sur en la parte septentrional de la Sierra Madre del Sur (Raisz, 1964). Los valores medios anuales de la precipitación varían entre 800 y 1 800 mm, la temperatura, entre 9.7 y 24°C, la evapotranspiración entre 273 y 980 mm (Vázquez-Sánchez, 1987); la distribución de estos parámetros climatológicos manifiesta un control orográfico sobre los mismos, es decir, los valores más altos se presentan en las partes de mayor altitud y viceversa.

## HIDROGEOLOGIA

Tomando como base los estudios estratigráficos y estructurales de Fries (1960), se recopilieron datos geológicos e hidrogeológicos en campo, para determinar la naturaleza y distribución de acuíferos y acuitardos (figura 2).

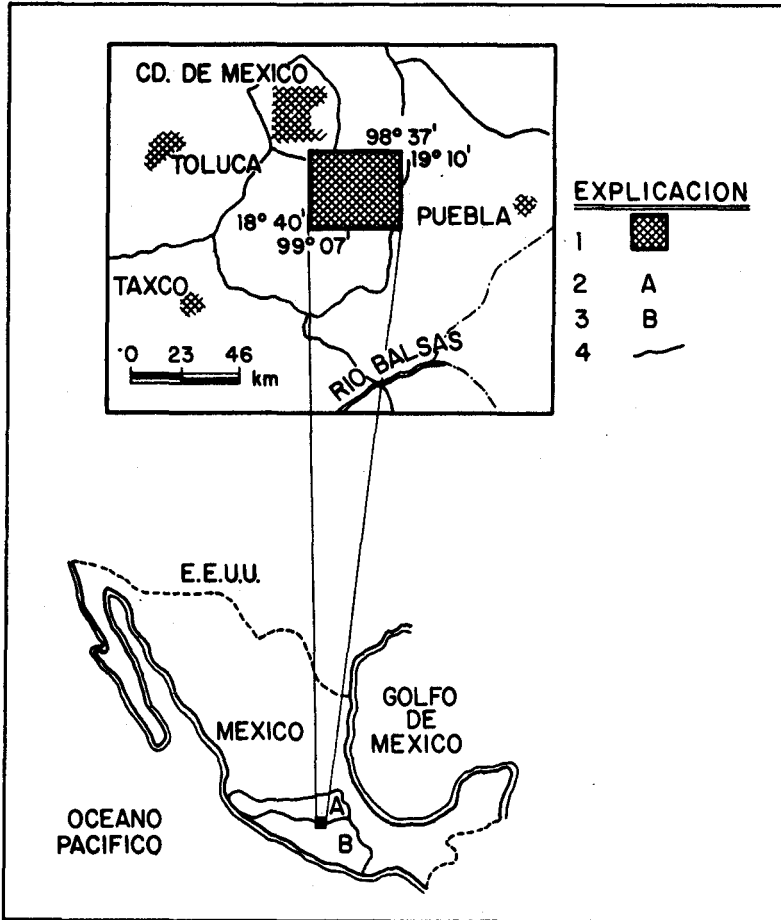
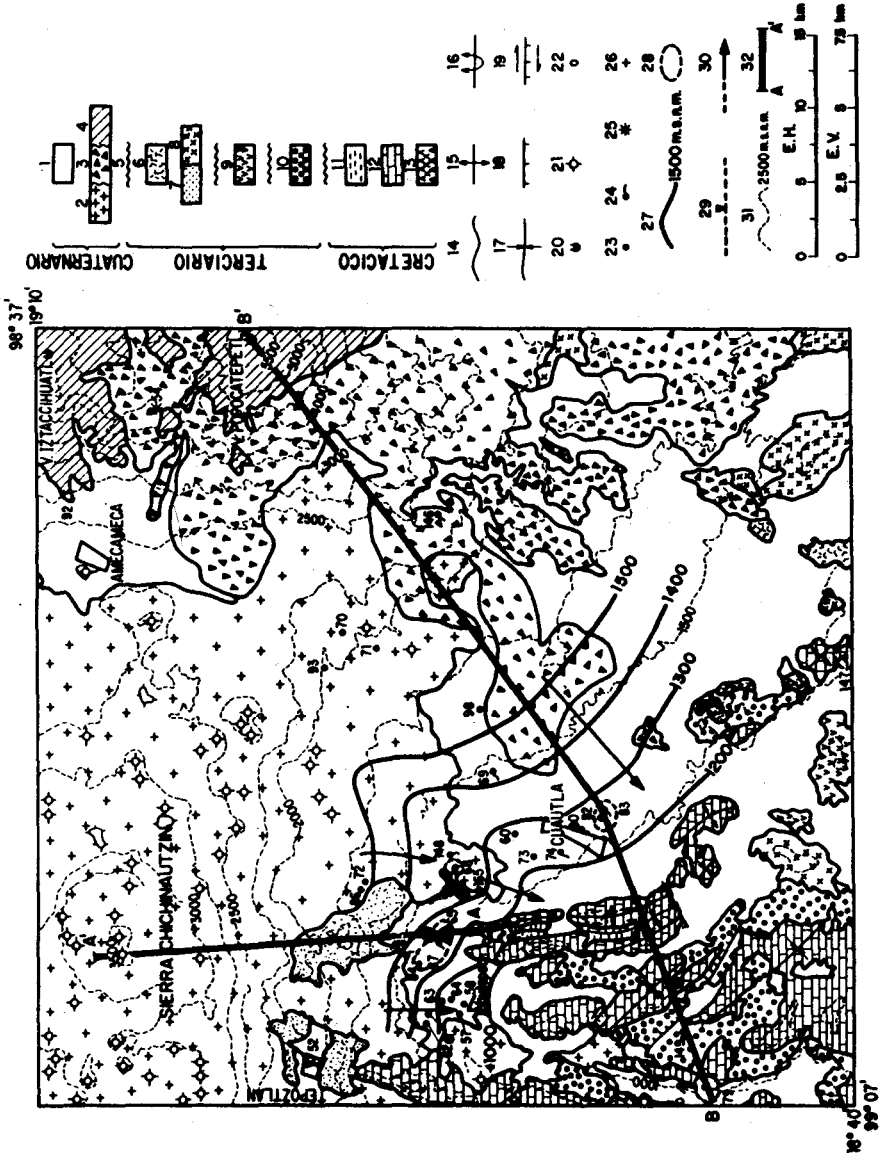


Fig. 1. Localización de la zona estudiada (1), Cinturón Volcánico Transmexicano (2), Sierra Madre del Sur (3), Límite estatal (4).

La secuencia calcárea del Cretácico Temprano y Tardío, formada por calizas subyacentes discordantemente por dolomías y calizas interestratificadas, cuyo espesor máximo de 1 600 m se adelgaza al poniente y al oriente, forman el acuífero calizo regional de naturaleza semiconfinada, debido a su amplio depósito en forma de bancos submarinos y áreas de afloramiento, además de su ocurrencia plegada, fracturada, fallada, con rasgos de disolución y presencia de manantiales cársticos. Tomando

Figura 2.



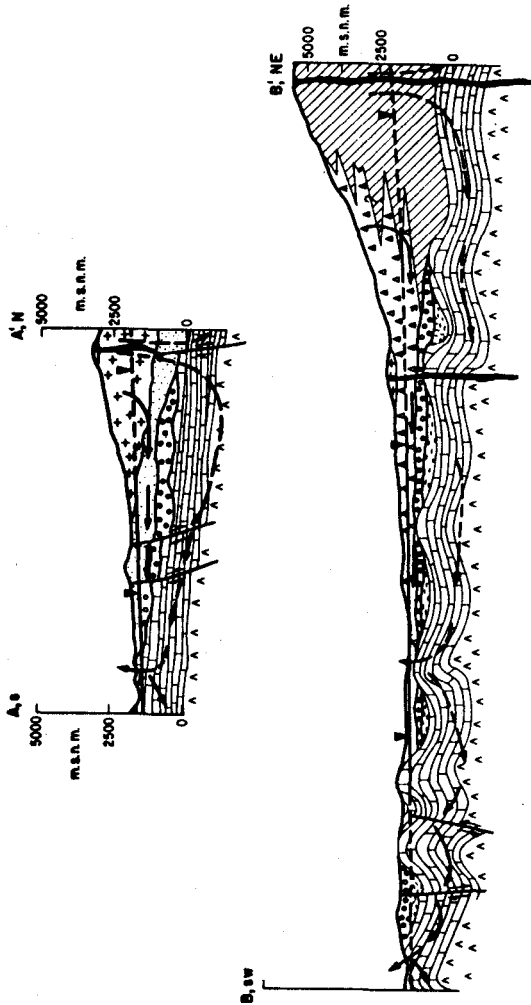


Fig. 2. Mapa y secciones hidrogeológicas generalizadas. Acuífero calizo: calizas y dolomías fracturadas cársticas (12). Acuífero volcánico: lahares y tobas semicompactas (7), andesitas y dacitas fracturadas alteradas con piroclastos no solidificados (8); basaltos vesiculares fracturados brechados con intercalaciones de ceniza y lapilli (2); lahares, tobas y brechas poco compactos (3), andesitas y dacitas fracturadas con intercalaciones de tefra no consolidada (14) y aluvión de distinta granulometría (1). Acuíferos: anhidritas (13), lutitas, limolitas y grauwacas interestratificadas (11), conglomerado compacto y arenas, limos y arcillas (10), ignimbritas y riolitas con fracturas cerradas (9), dioritas y granodioritas con fracturas cerradas (6), discordancia (5), contacto geológico (14), anticlinal (15), anticlinal recostado (16), sinclinal (17), falla normal (18), falla normal lateral derecha (19), volcán (20), como cinerítico (21), pozo profundo (22), muestras de agua de pozo (23), de manantial (24), de lluvia (25) y de escurrimiento, equipotenciales del acuífero volcánico (27), del acuífero calizo (28), nivel estático con línea discontinua inferido (29), dirección de flujo del agua subterránea con línea discontinua inferida (30), curva topográfica (31), línea de sección hidrogeológica (32).

en cuenta la extensa sedimentación en ambiente de plataforma marina, de las anhidritas no aflorantes del Cretácico Temprano, perforadas, con espesor de 900 m en el pozo Ticumán (López-Ramos, 1981) y que subyacen a las unidades calcáreas, probablemente representan el basamento acuitardo regional, aunque pueden adquirir cierta permeabilidad por disolución. Estos depósitos evaporíticos se encuentran interestratificados con las unidades calcáreas en su parte inferior. Considerando el carácter arcilloso de la secuencia flysch marina del Cretácico Tardío, intercalación de lutitas, limolitas y areniscas, con espesores de 1 200 m, podría funcionar en zonas donde no ha sido totalmente erosionada, sinclinales, como acuitardo confinante superior del acuífero calizo.

Existe un depósito de espesor máximo 2 500 m, que se acuña hacia los bordes, el cual representa una molassa continental acumulada en fosas tectónicas durante el Eoceno-Oligoceno, constituída por conglomerados oligomícticos calizos bien compactos, con matriz arcillosa cementada por calcita y óxidos de fierro, que sobreyacen a capas interestratificadas deleznable, de arenas, limos y arcilla, las cuales presentan intercalaciones locales de caliza y yesos lenticulares lacustres, y en la parte superior pocas intercalaciones de lavas, brechas y tobas basálticas. Las características citadas de estos depósitos manifiestan generalmente un acuitardo confinante, pero no se elimina la posibilidad de presentar permeabilidad local por fracturamiento o por desmoronamiento en la facies conglomerática, así como en las rocas volcánicas.

Las características litológicas, relaciones estratigráficas y distribución de las unidades del Terciario y Cuaternario sugieren que el acuífero superior sea preferentemente de constitución volcánica y probablemente anisotrópico-heterogéneo de tipo libre. Las facies hidrogeológicas permeables formadoras de este acuífero son: lahares, tobas líticas semicompactas de composición andesítica, con paleocanales de gravas y arenas fluviales del Mioceno Tardío, aflorantes en la Sierra de Tepoztlán, con espesores hasta de 1 000 m, que se acuñan al oriente; andesitas y dacitas fracturadas alteradas, con piroclastos asociados del Mioceno Tardío, que afloran en la porción meridional; lahares, tobas cristalinas-líticas y brechas tobáceas, sin compactación, de distinto tamaño de grano, los cuales se intercalan con derrames lávicos fracturados hacia los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl, y se acuñan hacia las llanuras aluviales; flujos lávicos fracturados, vesiculares y cavernosos, con intercalaciones de escoria, lapilli y cenizas de composición principalmente basáltica del Cuaternario, cuyo espesor máximo aflorante de 1 800 m en la sierra Chichinautzin se adelgaza hacia las llanuras aluviales; por último, gravas, arenas, limos y arcillas aluviales con lentes locales de

ceniza y lapilli, con espesores de 30 a 300 m, del Plio-Cuaternario. Es interesante mencionar que el acuífero volcánico se encuentra en algunas áreas en contacto erosional y angular con calizas y dolomías plegadas del Cretácico, por lo que no sería raro suponer una continuidad hidráulica con el acuífero calizo.

Otros acuitardos son ignimbritas y derrames lávicos riolíticos del Oligoceno Tardío, con fracturas cerradas y aflorantes en la porción centromeridional, al igual que los troncos dioríticos y granodiorítico del Mioceno-Tardío, con exfoliación y diaclasas cerradas.

Desafortunadamente no se pudo contar con los cortes litológicos y diseño de pozos de explotación, pero considerando su profundidad promedio de 200 m (SARH, 1981) y el espesor de las unidades litoestratigráficas, se estima que los pozos explotan el acuífero volcánico. Tomando tal consideración, se reinterpretaron las elevaciones del nivel estático reportadas por SARH (*op. cit.*), para configurar las isopiezas de los acuíferos (figura 2). En esta figura se puede observar que las elevaciones en el acuífero volcánico se incrementan hacia las zonas permeables preferentemente por fracturamiento, sierra volcánica Chichinautzin y volcán Popocatepetl. Este comportamiento, junto con la distribución de los parámetros climatológicos, permite plantear la existencia de sistemas de flujo local de agua subterránea recargada en estas zonas volcánicas, con dirección de norte a sur en el Valle de Yautepec, mientras que en el Valle de Cuautla convergen dos direcciones, una norte-sur y otra noreste-suroeste.

Otro aspecto importante es que se detectan cargas hidráulicas mayores que las del acuífero volcánico, en el pozo 84, en manantiales que surgen en calizas y dolomías del Cretácico (65, 79 y 147), en basaltos cuaternarios (68) y en plena llanura aluvial (82, 83). Estas características, en principio, quizá representan descargas de un sistema de flujo regional, relacionado con el acuífero calizo, descargas controladas por anticlinales, en donde el fracturamiento es más intenso por plegamiento, tal y como lo muestra la distribución de los manantiales cársticos, la otra posibilidad es a través de un control por fallas. Bajo estas condiciones, a grandes rasgos se observa que las descargas noreste del acuífero calizo tienen mayor presión hidráulica que las suroeste; en consecuencia, se puede establecer el movimiento del flujo regional en esa dirección. Otro rasgo de relevancia que podría manifestar la continuidad hidráulica del acuífero calizo con el acuífero volcánico es la presencia de flujo horizontal en los manantiales cársticos (67 y 149).

## HIDROGEOQUIMICA

*Química del agua subterránea*

Con la finalidad de obtener otro argumento acerca de las implicaciones hidrogeológicas planteadas anteriormente, el análisis hidroquímico se dirigió a caracterizar físico-químicamente el agua subterránea, para conocer desde un punto de vista geológico el origen de las especies iónicas disueltas, tanto en el acuífero volcánico, como en especial en las posibles zonas de descarga del acuífero calizo. Los resultados físico-químicos (Tabla 1) se graficaron (figura 3) considerando que tuvieran menos

TABLA 1: RESULTADOS FISICO-QUIMICOS DEL AGUA SUBTERRANEA

No.IGF	STD mg/l	CE LL/mhos	PH	T°C	T°C (SiO <sub>2</sub> )	Alc. T CaCO <sub>3</sub> mg/l	Ca <sup>++</sup> mg/l	Mg <sup>++</sup> mg/l	Na <sup>+</sup> mg/l	K <sup>+</sup> mg/l	Cl <sup>-</sup> mg/l	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/l	SO <sub>4</sub> <sup>=</sup> mg/l	SI tot.	SI dol.	SI yes.	SI anhi.
62.	422+	764	6.1	22.8			62+	43+	12+	43+	28+	220	67+	+	+	+	+
65.	1491	2130	7.3	25.5	124.0+		652	142	65.7	7.6	46.3	719	1737	+1.1	+1.8	0.0	+0.1
67.			6.3	21.5			77.2	71.8	15.1	4.2	26.8	390.4	148.5	-0.9	-1.6	-1.5	-1.6
68.	2927	3180	6.05	27	123.9+	756+	540	154	74.9	27.9	127.8	866.8	1085	1.3	+2.2	-0.2	-0.3
71+	324+	284	6.1	23.4		128+	16	31	29		40	185	19				
72+	196	280	6.9	24			46	48	20.4		22	290	58				
73.	308	440	6.4	21.7			28.4	31.8	21.4	5	7	280	14.3	-1.2	-2.2	-2.6	-2.8
74.	250	300	6.4	20		323	11.9	26.1	18.5	3.3	2.9	221	7.6	-1.7	-2.8	-3.5	-3.5
78.	955	1250	7.2	23.1		274+	180	58.8	29.1	12.9	18.7	328.8	377	-0.3	+0.4	-0.9	-1.0
80.	362	292	6.8	18.8		178+	14.4	26.4	17.8	8.5	3.5	194.3	2.4	-1.3	-2.0	-3.8	-3.9
82.	1575	2250	7.1	24.1			297	84.3	69.7	7.3	48.3	202	642				
83.	2807	3000	6.06	26.3	123.6+	81+	488	138.2	88.5	25.8	91	798	1110	+1.1	+1.7	-0.2	-0.3
84.	2205	3150	7.3	24.7			623	133	57.7	7.5	42	215	1400	+1.1	+1.7	-0.2	-0.3
85.	210	300	6.8	18.4			16.4	2.6	19.5	3.4	1	148	4.9				
86.	210	300	6.9	24			20.4	18.3	26.9	4.2	3.7	249	5.9	-1.0	-1.8	-3.2	-3.3
87.	205	198	7.7	6		104+	10.2	8.5	5.4	1.8	0.7	76.5	38.6				
83.	181	230	6	18			11.3	15.6	17.8	3.2	2.6	181	14.9				
88.	147	210	6.5	23.7			8.2	12	19	3.2	1.1	133	1.5	-0.7	-1.0	-4.1	-4.2
146.	413	540	7.9	15			10.2	13.4	1.6	2.6	9.3	50.9	16.1				
147.	1374	1680	6.6	32.5		200+	207	60	54	11	25	283	505	-0.1	-0.1	-0.5	-0.5
148.	202	172	6.4	18.8		196	10.2	21.1	12	7	4.8	120	3.3				
148.	608	670	7.7	21.5			78.8	41.6	18.8	4.2	22.2	382.8	131.5				
193+			6.9	19		288+	40	39	15	22	10	24	59				

PH medido en campo, + alcalinidad de campo,

SI = índice de saturación, \* datos de SARH. (1981);  
 datos de CAVM (1988), x temperatura por geotermómetro  
 de (SiO<sub>2</sub>). (Prol, 1985)

de 5% de error analítico.

En el acuífero volcánico predomina la facies hidrogeoquímica HCO<sub>3</sub>-Mg con bajas salinidades y temperaturas; en otros casos (muestras 85, 86, 92 y 96) no hay cationes dominantes, tal vez producido por un ligero incremento en la concentración disuelta de Na+K. Usualmente, las bajas concentraciones de sólidos totales disueltos con este tipo de facies son consecuencia de la lenta reacción de silicoaluminatos



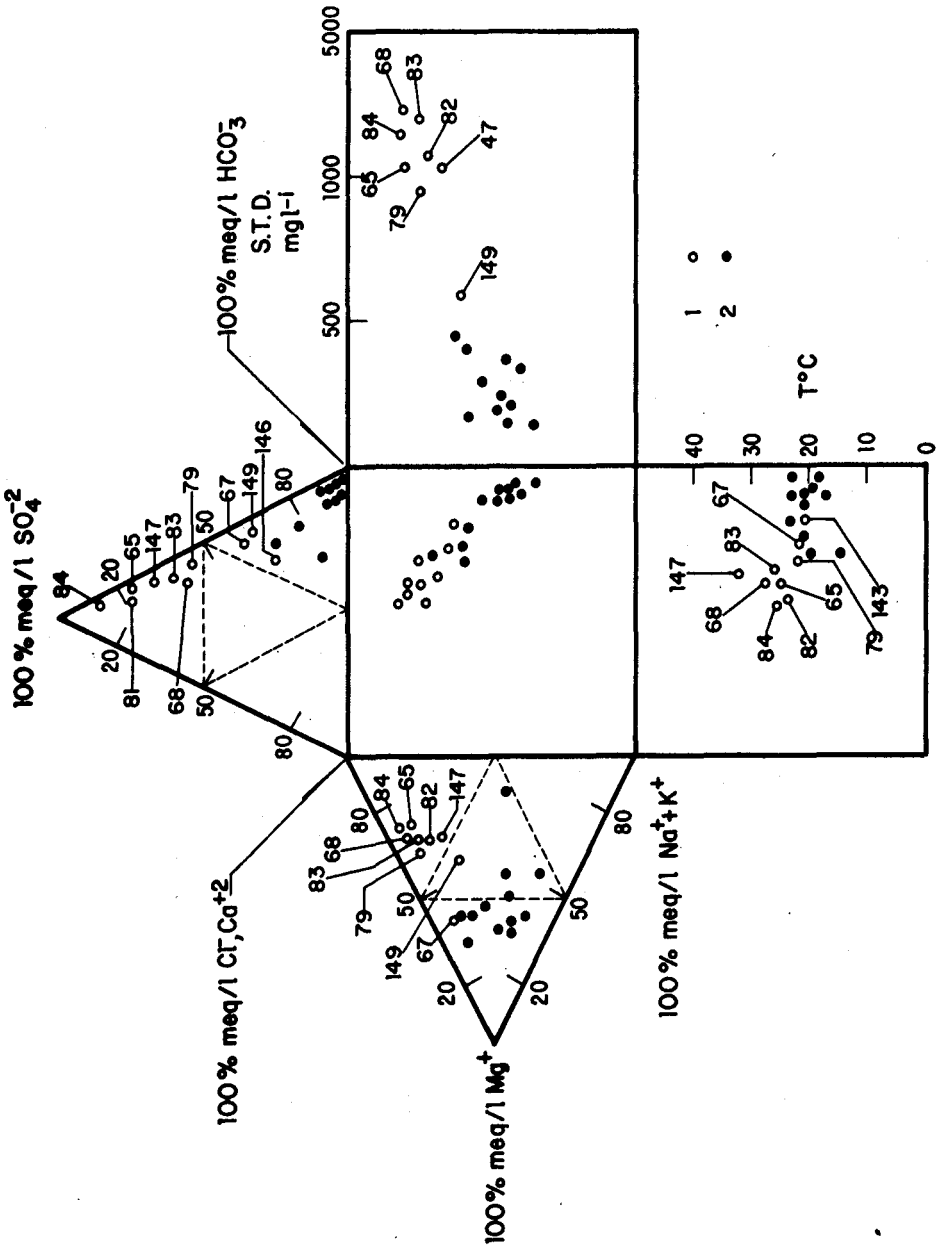


Fig. 3. Composición físico-química del agua subterránea. Acuífero volcánico (1), descarga del acuífero calizo (2).

(Pace, 1979), en este caso, de plagioclasas y ferromagnesianos. Este contenido químico indica que las aguas subterráneas someras circulan esencialmente por las rocas volcánicas que componen las zonas de recarga y forman parte del acuífero volcánico.

En el diagrama de la figura 3 se observa un patrón de mezcla que siguen las aguas subterráneas de las supuestas zonas de descarga del acuífero calizo. Esta tendencia se comprueba por manifestarse en diferentes composiciones químicas; por una parte, facies  $\text{SO}_4\text{-Ca}$  con altas salinidades y temperaturas, sobresaturadas con respecto a carbonatos (dolomita y calcita); otras facies, a pesar de ser  $\text{SO}_4\text{-Ca}$ , presentan salinidades y temperaturas menores que las anteriores. La hipótesis de mezcla es apoyada por datos de temperatura a profundidad, obtenidos usando sílice como geotermómetro (Prol y Juárez, 1985), los cuales son alrededor de  $124^\circ\text{C}$  y difieren considerablemente de la temperatura de descarga.

Con base en los datos anteriores, se apoya la existencia de un flujo regional termal relacionado con las calizas y dolomías acuíferas, flujo que se mezcla en las zonas de descarga con aguas subterráneas someras; ahora bien, las grandes concentraciones de sulfatos pueden indicar una circulación de este flujo regional a través de las anhidritas del Cretácico, intercaladas en la parte inferior con el acuífero calizo. Otro aspecto que llama la atención es que la química de los manantiales cársticos de flujo horizontal es totalmente diferente. Estas aguas presentan bajas salinidades y temperaturas, no están saturadas con respecto a carbonatos y son del tipo  $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ . Esta diferencia química apoya la idea de que estas aguas son parte de un flujo local, influenciado por el acuífero volcánico. Las interpretaciones anteriores se deben tomar con reserva, porque realmente no se dispone de datos para conocer la evolución geoquímica desde las áreas de recarga a las zonas de descarga del acuífero calizo.

### *Isótopos estables (O-18 y D)*

Estos isótopos ambientales se utilizaron como trazadores con la intención de obtener mayores antecedentes sobre el origen del agua subterránea y las posibilidades de interconexión entre el acuífero volcánico y el calizo. Los análisis isotópicos se reportaron con respecto al patrón internacional SMOW (Standard Mean Ocean Water), con un error analítico de  $\pm 0.2\text{‰}$  para el oxígeno-18 y de  $-2.0\text{‰}$  para el deuterio. Los resultados se muestran en la Tabla 2 y se graficaron (figura 4) usando como referencia la línea meteórica mundial y la línea meteórica local de la sierra de las Cruces (Cortés and Farvolden, 1988).

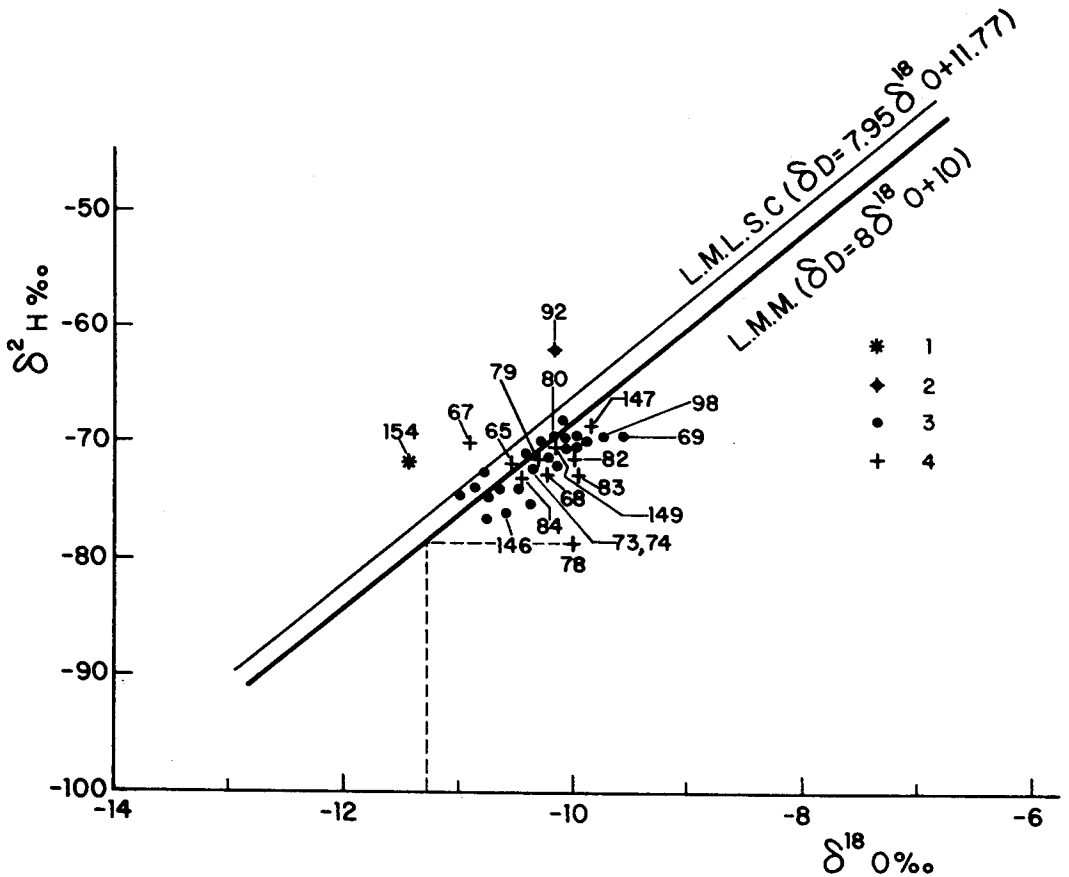


Fig. 4. Contenido de O-18 y D del agua de lluvia (1), de escurrimiento superficial (2), del acuífero volcánico (3) y del acuífero calizo (4). Línea Meteorítica de la Sierra de las Cruces (L.M.L.S.C.). Línea Meteorítica Mundial (L.M.M.)

En esta figura se aprecia que la mayor parte de las aguas subterráneas se ubican en la línea meteórica y no muestran efectos apreciables de evaporación. La variación en el contenido de D y O-18 en el acuífero volcánico podría atribuirse al efecto de altitud sobre la variación isotópica del agua de precipitación (Craig, 1961). Las aguas más empobrecidas isotópicamente se encuentran en el sector poniente (valle de Yau-tepec), lo cual estaría relacionado con una mayor altitud de afloramiento de las rocas

TABLA II: RESULTADOS ISOTOPICOS Y EDAD DEL AGUA SUBTERRANEA

No. I.G.F.	SH-2 ‰ SMOW *	SO-18 ‰ SMOW *	U.T. *	S-34 ‰ SO <sub>4</sub> (C.D.T.)	SO-18 ‰ SO <sub>4</sub> SMOW	SO-18 ‰ (PDB)	δC-13 ‰ DIC (PDB)	C-14 pmc DIC	Edad años
52	-72	-10.3		-9.7					
57	-73	-10.0							
58	-73	-10.1							
60	-75	-11.1							
61	-72	-10.4							
62	-74	-10.9							
63	-71	-10.2							
64	-77	-10.7							
65	-73	-10.5		16.0	15.5				
67	-70	-10.9		16.6	16.8				
68	-72	-10.2		16.8	14.7		-5.8	5	13700+
69	-69	-9.5							
70	-69	-10.0							
71	-71	-10.1							
72	-74	-10.5							
73	-71	-10.2							
74	-71	-10.3	2.9±0.8						
79	-71	-10.2	7.4±0.6	15.63	14.2		-6.1	46	MODERNA
80	-71	-10.3	<0.8	10.0			-7.4	18	5200+
82	-71	-10.0	0.9±0.1						<40
83	-72	-10.0	<0.8	16.0	15.5		-5.4	4	15200+
84	-73	-10.5	<0.8						<40
85	-75	-10.7	2.2±0.6						>40
86	-75	-10.4	<0.8						<40
92	-62	-10.2		5.94	2.4				
93	-70	-10.1							
98	-70	-9.7							
146	-71	-10.5							
147	-69	-9.9	25±0.8	15.4	15.7		-7.7	58	MODERNA
148	-69	-10.7							
149	-71	-10.3							
154	-72	-11.4							
155(.)							-10.3	69	MODERNA
156(y)		-14.1		16.1					
157(c)						-6.5	2.6		
158(x)						-10.4	0.12		

\* Datos de CAVM (1988)

Yeso continental del Eoceno-Oligoceno (y), Caliza marina del Cretácico Tardío (c), Conteniendo Radón (.), Edades corregidas (+), Caliza lacustre (x)

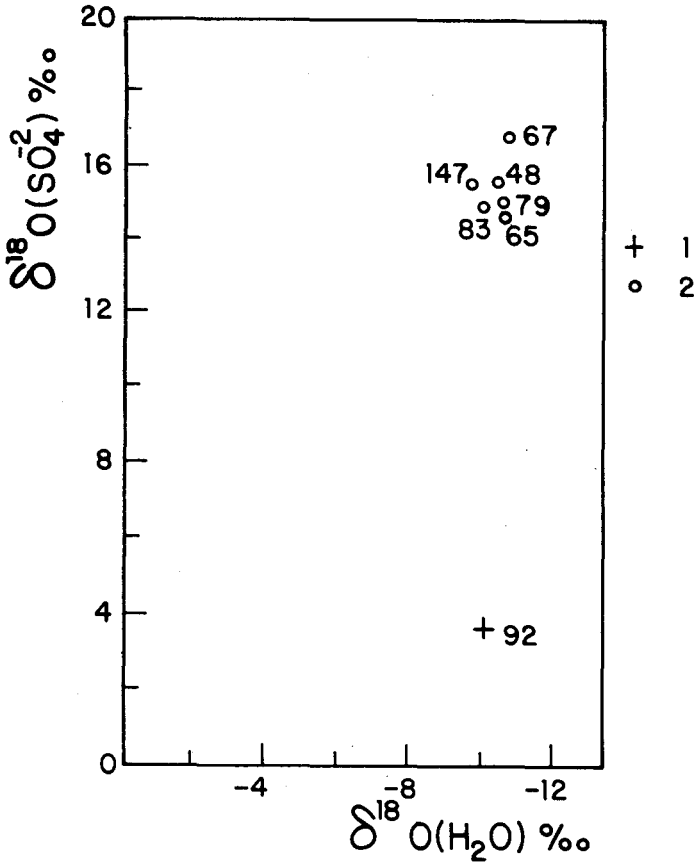


Fig. 5. Composición de O-18 del agua subterránea y de los sulfatos disueltos. E scorrimiento superficial (1) y acuífero calizo (2).

volcánicas permeables de la sierra Chichinautzin en ese sector; por el contrario, las aguas más enriquecidas se presentan en la porción oriental (noreste de Cuautla), ligadas a una menor altitud de la sierra en este sector. Esta relación concuerda claramente con la dirección de flujo del agua subterránea.

Los datos de lluvias de que se dispone para caracterizar isotópicamente el agua de recarga en las grandes altitudes del volcán Popocatepetl son un promedio de la precipitación caída durante Agosto-Septiembre, 1987 y Noviembre, 1987 a Julio, 1988 a una altitud de 3 950 m.s.n.m. (Cortés *et al.*, en este volumen). Estos valores isotópi-

cos fueron de  $-11.4\text{‰}$  y  $-12.1\text{‰}$  y  $-72\text{‰}$  y  $-86\text{‰}$ , para O-18 y D, respectivamente. Los otros datos (O-18 =  $-10.6\text{‰}$ , D =  $-71\text{‰}$ ) son del manantial (146), que surge en el contacto del suelo con depósitos piroclásticos del Cuaternario, al cual, en función del relieve topográfico circunvecino, se le propone una recarga local del orden de 3 000 m.s.n.m.

En el acuífero volcánico no se observan aguas que tengan valores isotópicos similares al agua de la zona alta del volcán Popocatepetl, sino, por el contrario, el contenido isotópico (muestras 73, 74 y 80) es parecido al del manantial (146), siendo más enriquecida en los aprovechamientos (69 y 98). Este comportamiento isotópico podría indicar que la principal área de recarga en la zona del volcán Popocatepetl estaría localizada a altitudes menores de 3 900 m.s.n.m.

La composición isotópica del acuífero calizo en zonas de flujo subterráneo local (67 y 149) es parecida a la del acuífero volcánico.

#### *Isótopos de oxígeno y azufre de sulfatos disueltos*

En el presente estudio, estos isótopos se aplicaron con el propósito de conocer la fuente de suministro y significado hidrogeológico de los sulfatos disueltos, particularmente las altas concentraciones en las descargas del acuífero calizo. Los resultados del agua subterránea (Tabla 2) fueron referidos al patrón de la troilita (FeS) del meteorito del Cañón del Diablo (C.D.T.). También y con fines de comparación, se hizo el análisis en una muestra de yeso continental presente en forma lenticular en el acuitardo del Eoceno-Oligoceno, ya que se piensa que estos sulfatos continentales son reprecipitados de la disolución de anhidritas marinas del Cretácico, no aflorantes.

En las figuras 5 y 6 se puede observar que las aguas subterráneas del acuífero calizo con altas concentraciones de sulfato disuelto, se agrupan con valores enriquecidos que fluctúan alrededor de  $+16\text{‰}$  para  $\delta^{34}\text{S-SO}_4$  y de  $+14.2$  a  $+16.8\text{‰}$  para  $\delta^{18}\text{O-SO}_4$ , pero con la característica de que en la descarga del flujo subterráneo local del manantial cárstico (67), la concentración de sulfatos es menor. Estos valores son típicos de evaporitas marinas del Cretácico (Krouse, in Fritz and Fontes, 1980) y son similares a los contenidos de S-34 y O-18 del yeso continental del acuitardo que sobreyace al acuífero calizo. En el acuífero volcánico y en el escurrimiento superficial (92) proveniente del deshielo y de los manantiales de la sierra volcánica Nevada, la concentración de sulfatos es menor y los valores isotópicos son más empobrecidos,

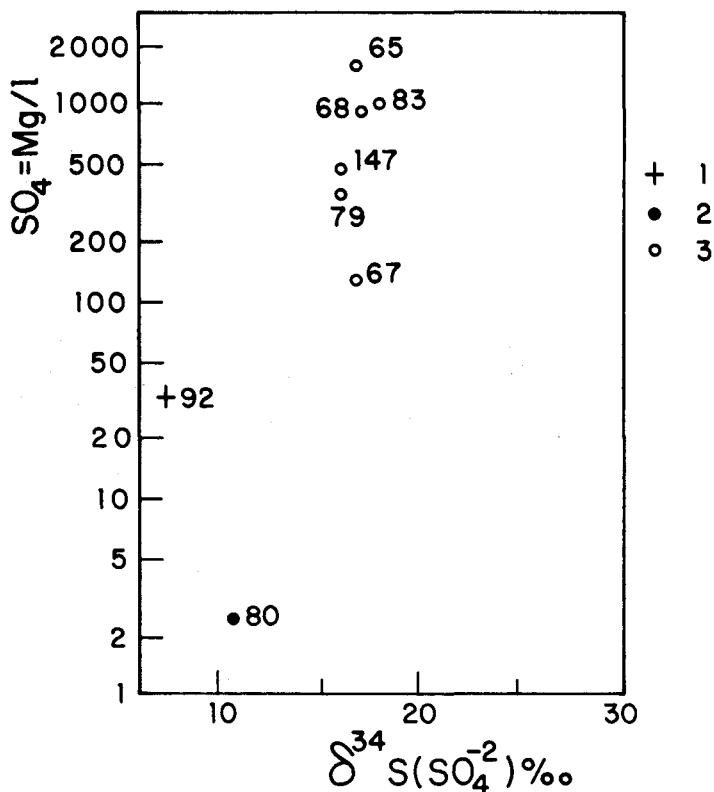


Fig. 6. Concentración de S-34 y sulfatos disueltos del agua subterránea. Escorrimento superficial (1), acuífero volcánico (2) y acuífero calizo (3).

variando respectivamente entre +6 y +10‰ en S-34 y de +2.4‰ en O-18. A primera vista se pensaría que el yeso continental es la fuente de los sulfatos en el acuífero calizo, pero considerando que esta evaporita se encuentra en el acuitardo superior y dada la naturaleza confinante del acuífero calizo con un flujo regional profundo, se postula más bien que la fuente de los sulfatos son las anhidritas marinas del Cretácico. Igualmente, en el manantial 67, que es un reflejo de un flujo local en afloramientos del acuífero calizo, el sulfato estaría relacionado con esta misma fuente evaporítica. Por consiguiente, la baja concentración de sulfatos afirma la existencia de una mezcla de agua del acuífero volcánico con el flujo regional. En consecuencia, aparentemente los yesos continentales del Eoceno-Oligoceno son un repre-

citado de la disolución de las anhidritas marinas del Cretácico.

Los valores empobrecidos de S-34 y O-18 que se observan en aguas del acuífero volcánico y en manantiales de la Sierra Nevada están dentro del rango isotópico del azufre volcánico (Krouse, *op. cit.*). Las posibles fuentes de azufre pueden ser sulfuros y sulfatos de origen volcánico que se encuentran en las áreas de recarga, en la sierra volcánica Chichinautzin y Nevada y en materiales del acuífero.

### *Isótopos de carbono y tritio del agua subterránea*

Carbono-14, carbono-13 y tritio se analizaron conjuntamente, con la finalidad de obtener información del tiempo de residencia del agua subterránea y sobre la posibilidad de mezclas en las áreas de descarga del acuífero calizo. Los resultados (Tabla 2) del isótopo estable C-13 del carbono inorgánico disuelto (DIC) se expresan en unidades de delta ‰, usando como referencia al estándar internacional PDB (Belemmitella americana de la Pee Dee Formation). Para expresar la concentración de C-14, cuyos valores se dan en p.m.c., por ciento de carbono moderno, en el DIC se utilizó como estándar la actividad del ácido oxálico (NBS).

Los valores de tritio en el acuífero volcánico varían entre 2.9 y menos de 0.8 UT. Esto indicaría la existencia de aguas con un tiempo de residencia de menos de 40 años y aguas más antiguas de edad no determinada. En el acuífero calizo, los contenidos de tritio varían entre menos de 0.8 y 25 UT. Los valores más altos se encuentran en manantiales que surgen en afloramientos del acuífero calizo. Esto confirmaría la idea postulada anteriormente de mezcla de las aguas del acuífero calizo con aguas más recientes del acuífero volcánico. Los valores menores de 0.8 UT son un reflejo del flujo profundo del acuífero calizo.

Los valores de C-13 y C-14 obtenidos en el acuífero volcánico son  $-10.3\text{‰}$  y 89 pmc y  $-7.4\text{‰}$  y 18 pmc, en los pozos 155 y 80 respectivamente. El acuífero calizo se caracteriza por valores del orden de  $-5.6\text{‰}$  y 5 pmc. En los manantiales del acuífero cárstico (79 y 147) que están influenciados por un flujo local, los valores de C-13 son ligeramente más enriquecidos, pero el contenido de C-14 es notoriamente más alto.

Para la interpretación de estos datos es necesario discutir algunos aspectos que tienen relación con las posibles fuentes que podrían aportar carbono al carbono inorgá-



nico disuelto. En la zona de recarga de la sierra volcánica Chichinautzin y volcán Popocatepetl, estas fuentes son: CO<sub>2</sub> biogénico producido por respiración de las plantas en la zona radicular y por descomposición de la materia orgánica del suelo en la zona no saturada; carbonatos secundarios que pueden estar presentes en la zona no saturada y en la zona saturada. En el acuífero volcánico, además de la disolución de carbonatos, el DIC puede provenir de la reacción del CO<sub>2</sub> biogénico con silicatos que forman parte del material del acuífero. En el acuífero calizo, la disolución de calcita y dolomita es uno de los procesos que aporta carbono al DIC. La otra fuente que podría aportar carbono al agua subterránea es el CO<sub>2</sub> de origen volcánico. Este proceso ha sido documentado en México, en la zona de San Luis Potosí (Carrillo *et al.*, 1982).

El Carbono-13 es uno de los trazadores que aporta información sobre la evolución química del DIC. El CO<sub>2</sub> biogénico se caracteriza por valores de -24‰ a -22‰ en zonas en que hay predominio de plantas que usan el ciclo fotosintético de Calvin. Esto se puede asumir en las zonas de recarga del área en estudio. Cuando este CO<sub>2</sub> reacciona con carbonatos marinos, que se caracterizan por valores de C-13 alrededor de 0‰, el DIC producido puede evolucionar desde -17‰ a -11‰ en condiciones de equilibrio. Valores más enriquecidos se pueden esperar en sistemas en que hay aporte de CO<sub>2</sub> volcánico (-3‰ a -7‰ en C-13) o aporte de CO<sub>2</sub> producido durante el proceso de metanogénesis. El CO<sub>2</sub> volcánico también se caracteriza por no tener C-14.

Los datos obtenidos en el acuífero volcánico indican aguas modernas en el área del pozo 155. El bajo valor de C-14 en la otra muestra sugiere aguas antiguas. Sin embargo, el valor enriquecido de C-13 indicaría un aporte de CO<sub>2</sub> no biogénico dentro del acuífero. El área en estudio se ha caracterizado por una intensa actividad volcánica en el pasado y en la cual el estratovolcán Popocatepetl todavía está activo. Esto sugiere que la fuente de carbono que afecta la composición isotópica del DIC sería el aporte de CO<sub>2</sub> volcánico. Esto mismo se puede postular para las muestras del acuífero calizo. Lamentablemente, no existen actualmente modelos que se puedan usar para corregir datos de C-14 en áreas afectadas por CO<sub>2</sub> volcánico. Esto indicaría que el C-14 no se puede usar como herramienta para estimar tiempo de residencia del agua subterránea en los valles de Yautepec y Cuautla.

## CONCLUSIONES

La dirección de flujo y la composición isotópica del agua subterránea (O-18 - D) en el acuífero volcánico, comprueban que la recarga de los acuíferos existentes se origina en la sierra volcánica Chichinautzin y en el volcán Popocatépetl.

La estimación de tiempos de residencia para el agua subterránea empleando tritio implica la existencia de recargas modernas (menor de 40 años de infiltración) en algunas áreas del acuífero volcánico y aguas más antiguas de edad indeterminada.

Los altos contenidos de carbonatos y de sulfatos y altas temperaturas observadas en algunos manantiales que afloran en la planicie aluvial son un reflejo del flujo regional del acuífero calizo.

Los altos valores de tritio y C-14, los contenidos relativamente bajos de carbonatos y sulfatos, temperaturas bajas (18°C) y su semejanza isotópica (O-18 y D) con aguas subterráneas someras, demuestran que parte del caudal de algunos manantiales que descargan el acuífero calizo proviene de un flujo local conectado con el acuífero volcánico.

El contenido isotópico original ( $^{18}\text{O}$ , D) del flujo profundo termal, sugiere que éste se origina en el volcán Popocatépetl y en la sierra Chichinautzin.

Los resultados de S-34 indican que la fuente de los sulfatos en el acuífero calizo son las anhidritas del Cretácico. Para el caso del acuífero volcánico, la fuente de los sulfatos es azufre de origen volcánico.

El comportamiento de los isótopos del carbono, C-14 y C-13 indican que el  $\text{CO}_2$  volcánico es una posible fuente de carbono al agua subterránea. Esto implica que C-14 no puede ser usado como herramienta para estimar tiempos de residencia del agua subterránea en el área estudiada.

## AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a I. D. R. C. por el patrocinio de este proyecto; a la C. A. V. M. por el uso de los resultados de O-18, D y químicos correspondientes; al personal del Laboratorio de Isotopía del Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de

Waterloo, Canadá, que realizó los análisis de tritio, azufre y carbono; al personal del laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM por la realización de los análisis químicos; a B. Drimmie por el muestreo de carbono; a I. MacDonald y al Ing. M. Ruiz Vázquez por sus contribuciones y revisión del manuscrito, así como también a M. Zauceda por la captura y edición del presente trabajo.

### BIBLIOGRAFIA

- CARRILLO-RIVERA, J., J. DURAZO and S. GAONA-VIZCAINO, 1982. Isotopic Chemical and Thermal Character of Groundwater Resources in Villa de Reyes, S.L.P., México. Primer Simposio Latinoamericano de Hidrología Isotópica. Bogotá, Colombia.
- Comisión de Aguas del Valle de México (C. A. V. M.), 1987. "Análisis de flujo de aguas subterráneas mediante trazadores isotópicos". Reporte Técnico realizado por el Departamento de Recursos Naturales del I. G. F. de la UNAM, México.
- CORTES, S. A. and B. R. FARVOLDEN, 1988. Hydrologic investigation on Sierra de las Cruces, México. *J. Hydrol.* (in press).
- CRAIG, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters *Science*, 133, 1702.
- FRIES, C., 1970. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Bol. Inst. Geol., UNAM*, 60, 236 pp.
- FRITZ, P. and J. CH. FONTES, 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1, The Terrestrial Environment, A. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam-Oxford-New York.
- HEM, D. J., 1970. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. Geological Survey Water-Supply paper, 1973. United States Government Printing Office, Washington.
- KROUSE, H. R., 1980. Sulphur isotopic in our environment. *In: P. Fritz and J. Ch. Fontes. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1, The Terrestrial Environment, A. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York.*
- LOPEZ-RAMOS, E., 1979. Geología de México. Instituto de Geología, UNAM, Tomo III.
- PACE, T., 1972. Chemical characteristics and equilibrium in natural water-felsic-rock-carbon dioxide system. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 36, 217-240.
- PROL, R. M. y G. JUAREZ, 1985. Silica geotemperature mapping and thermal regime in the Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.*, Special Volume on Mexican Volcanic Belt, Part 2 (Ed. S. P. Verma), Vol. 24, 4, 577-609.

- RAISZ, E., 1964. Land forms of Mexico, map with text, scale: 1:3 000 000, 2d. Edit., Cambridge, Mass.
- SARH, 1981. Estudio Geohidrológico Preliminar de la Zona de Cuautla-Yautepec, Edos. de Morelos y México. Informe realizado por la Compañía ROASA.
- VAZQUEZ-SANCHEZ, E., 1987. Comportamiento hidrogeoquímico del agua subterránea en la zona norte y centro del Estado de Morelos. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. Inédita.
- VERMA, S. P., 1987. Mexican Volcanic Belt: Present state of knowledge and unsolved problems. *Geofís. Int.*, Special Volume on Mexican Volcanic Belt - Part 3B (ed. S. P. Verma), Vol. 26, 2, 309-340.