



Revista Mexicana de Ciencias

Geológicas

ISSN: 1026-8774

rmcg@geociencias.unam.mx

Universidad Nacional Autónoma de  
México  
México

Pérez-Quezadas, Juan; Cortés-Silva, Alejandra; Salas-Ortega, María del Rocío; Araguás-Araguás, Luis; Morales-Puente, Pedro; Carrillo-Chávez, Alejandro

Evidencias hidrogeoquímicas e isotópicas sobre el origen del agua subterránea en la  
cuenca hidrográfica Río Actopan, Estado de Veracruz

Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 34, núm. 1, marzo, 2017, pp. 25-37

Universidad Nacional Autónoma de México

Querétaro, México

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=57250506003>

- ▶ Cómo citar el artículo
- ▶ Número completo
- ▶ Más información del artículo
- ▶ Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal  
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

# Evidencias hidrogeoquímicas e isotópicas sobre el origen del agua subterránea en la cuenca hidrográfica Río Actopan, Estado de Veracruz

Juan Pérez-Quezadas<sup>1,\*</sup>, Alejandra Cortés-Silva<sup>2</sup>, María del Rocío Salas-Ortega<sup>3</sup>, Luis Araguás-Araguás<sup>4</sup>, Pedro Morales-Puente<sup>5</sup> y Alejandro Carrillo-Chávez<sup>6</sup>

<sup>1</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Boulevard Juriquilla 3001, C.P. 76230 Querétaro, México.

<sup>2</sup> Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Circuito de la Investigación Científica, Delegación Coyoacán, C.P. 04510 Ciudad de México, México.

<sup>3</sup> Centro de Ciencias de la Tierra, Universidad Veracruzana, Francisco J. Moreno 207, Colonia Emiliano Zapata, Xalapa, C.P. 91090 Veracruz, México.

<sup>4</sup> Isotope Hydrology Section, International Atomic Energy Agency, Vienna International Centre, PO Box 100, 1400 Vienna, Austria.

<sup>5</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Circuito de la Investigación Científica, Delegación Coyoacán, C.P. 04510 Ciudad de México, México.

<sup>6</sup> Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Boulevard Juriquilla 3001, C.P. 76230 Querétaro, México.

\* [pquezadas\\_1@hotmail.com](mailto:pquezadas_1@hotmail.com)

## RESUMEN

Se interpretan datos fisicoquímicos, químicos e isotópicos de aguas de manantiales, pozos y ríos de la cuenca del río Actopan, centro de Veracruz, con el propósito de determinar el origen y circulación del agua subterránea. Algunos manantiales presentan temperaturas entre 9.6 °C y 18.3 °C con conductividad eléctrica menor a 150 µS/cm, sugiriendo un origen de recarga local. Una temperatura de agua subterránea de 38.2 °C y una conductividad eléctrica de 1542 µS/cm, 48 mg/L de Cl<sup>-</sup> y 721 mg/L de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> se asocian con flujo profundo e interacción con calcita, dolomita y yeso o anhidrita. Concentraciones de NO<sub>3</sub><sup>-</sup>>10 mg/L permiten identificar fuentes antrópicas. Los resultados isotópicos de hidrógeno y de oxígeno caen en la tendencia de la Línea Mundial de las Aguas Meteóricas ( $\delta^2H = 8 \delta^{18}O + 10$ ), indicando agua originada por las precipitaciones locales. De acuerdo con el gradiente isotópico con respecto a la altitud (Z), ( $\delta^{18}O = -2.1 (Z \text{ km}) - 5.56$ ), se identifican tres tipos de agua: 1) agua evaporada relacionada con la precipitación en temporada seca; 2) agua alineada al gradiente isotópico, recargada durante la temporada de lluvia; 3) agua recargada a cotas ligeramente mayores a su cota teórica de recarga, evidenciando flujo profundo y recarga de agua de río en la planicie costera.

Palabras clave: origen del agua subterránea;  $\delta^2H$ ;  $\delta^{18}O$ ; cuenca del río Actopan; Veracruz; México.

## ABSTRACT

Physical-chemical, chemical and isotopic data of spring water, groundwater and river water from the Actopan basin, central Veracruz were analyzed with the purpose of determining the origin

and flow of groundwater. Spring water temperature between 9.6 °C and 18.3 °C, and low electrical conductivity (<150 µS/cm) suggest local recharge. Groundwater temperature of 38.2 °C and electrical conductivity of 1542 µS/cm, 48 mg/L of Cl<sup>-</sup>, y 721 mg/L of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> are associated to deep flow and rock-water interaction (limestone, dolomite, gypsum/anhydrite). Concentrations of NO<sub>3</sub><sup>-</sup>>10 mg/L allow the identification of anthropogenic sources. Hydrogen and oxygen isotope results fit reasonable well with the Global Meteoric Water Line (GMWL,  $\delta^2H = 8 \delta^{18}O + 10$ ) indicating that their recharge derives from local precipitation. On the basis of the observed isotope gradient with altitude (Z), ( $\delta^{18}O = -2.1 (Z \text{ km}) - 5.56$ ), three main groups of groundwater have been identified: 1) Evaporated water related to the precipitation in the dry season; 2) water, located on the line defined for the regional isotopic gradient, recharged during the rainy season; and 3) water recharged at levels slightly higher than its theoretical value of recharge, showing a component of deep flow and recharge from river water in the coastal plain.

Key words: origin of groundwater;  $\delta^2H$ ;  $\delta^{18}O$ ; Actopan basin; Veracruz; Mexico.

## INTRODUCCIÓN

La disolución de iones en el agua puede ser utilizada para mostrar los procesos que controlan la calidad del agua y son útiles para la evaluación de la relación entre la mineralogía de un acuífero y la composición química del agua subterránea (Appelo y Postma, 2005). Múltiples autores dan testimonio de los procesos hidrogeoquímicos que pueden ocurrir en un acuífero (Hem, 1985; Stumm y Morgan, 1996, Domenico y Schwartz, 1997). También existe un gran número de publicaciones que han complementado los principios teóricos sobre

el uso de los isótopos estables ambientales  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  (p. ej., Craig, 1961; McDowell, 1963; Gonfiantini, 1978; Fritz y Fontes, 1980; Hoefs, 1987; Gat y Gonfiantini, 1981; Kendall y McDonnell, 1998).

La abundancia de los isótopos de oxígeno y de hidrógeno en el ciclo hidrológico, las concentraciones de iones mayores disueltos en agua y el conocimiento del marco hidrogeológico se utilizan de forma conjunta para conceptualizar y definir los patrones de flujo del agua subterránea, así como para identificar los principales mecanismos de recarga y descarga (p. ej. Girmay *et al.*, 2015). Si se integra el concepto de conductividad hidráulica y el agua como agente geológico (Toth, 1999) se pueden generar modelos conceptuales detallados de flujo de agua subterránea a escala de cuenca (Mádl-Szönyi and Toth, 2015). Sin embargo, la conceptualización de sistemas acuíferos anisotrópicos y heterogéneos plantean un reto importante respecto a las investigaciones hidrológicas clásicas (Vallet *et al.*, 2015).

Un ejemplo de sistema anisotrópico y heterogéneo complejo de interés científico es el que define a la cuenca hidrográfica Actopan en Veracruz, la cual debido a su posición geográfica, características topográficas, climáticas y geológicas la convierten en un sistema donde se pueden aplicar y contrastar diversas técnicas hidrogeoquímicas con múltiples alcances, aportando conocimiento científico bajo un enfoque de cuenca hidrográfica y proporcionando conocimiento de impacto social debido a que en la zona los manantiales son la fuente más importante de agua para consumo humano. Específicamente dentro de la cuenca existe escasa investigación relacionada con la utilización de técnicas hidrogeoquímicas e isótopos ambientales, entre la que destacan los trabajos de Salas-Ortega (2010), Goldsmith *et al.* (2011) y Pérez-Quezadas *et al.* (2015).

El objetivo de esta investigación es utilizar la técnica de trazado a través de la pareja isotópica ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ) contenida en las moléculas de agua subterránea y superficial, los parámetros físicos (temperatura, conductividad eléctrica) medidos en campo y la concentración de iones mayores ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) disueltos en agua subterránea, como herramientas enfocadas a evidenciar origen y patrones de flujo de los componentes mayores existentes en el agua subterránea contenida en la cuenca hidrográfica Río Actopan. Los resultados permiten plantear un concepto hidrológico local que permitirá contrastar planes de manejo del agua subterránea.

## ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca hidrográfica Río Actopan se localiza en la parte central del estado de Veracruz, México (Figura 1). Su forma es alargada con una orientación noroeste a sureste (aproximadamente de 90 km de largo). Limita al este con el Golfo de México y al oeste con la Sierra Madre Oriental. El relieve topográfico es variable y se caracteriza por dos áreas principales: un sector inferior plano, situado a lo largo de la costa, y un sector más alto e inclinado, situado en las montañas de la Sierra Madre Oriental (Tejeda *et al.*, 1989). El clima varía de cálido húmedo en la planicie costera, a templado húmedo en la ciudad de Xalapa (Figura 1) con lluvias todo el año, y seco templado en la ciudad de Perote, situada en el borde oriental del altiplano (Figura 1). Los sistemas atmosféricos que afectan al área de estudio a escala regional incluyen las siguientes características: (a) Masas de aire polar que descienden desde Norteamérica en la estación fresca (noviembre a abril). Con la llegada del viento Norte se abate la temperatura (ligeramente en la planicie costera y marcadamente a medida que se asciende en la montaña) aumentando la humedad del ambiente; (b) Durante los meses de verano el clima está regido por la corriente húmeda y cálida de los vientos alisios del Atlántico Tropical, que en ocasiones acarrean tormentas tropicales (Jáuregui, 2004).

El río Actopan nace en las faldas del volcán Cofre de Perote a 3,000 m s.n.m., sigue en dirección noreste a través de 21 km de terreno montañoso, posteriormente cambia su curso hacia el sureste, 15 km aguas abajo afluye por la margen izquierda el río Naolinco, al cual se le une por la margen izquierda el río Acatlán. En esta confluencia el colector cambia su nombre a río Actopan. Aguas abajo afluye por su margen izquierda el arroyo Chalcoya. El río Actopan sigue fluyendo hacia el este-sureste abasteciendo, 10 km abajo, a la zona agrícola de la planicie costera. Por la margen derecha descarga a 50 m s.n.m. el río Ídolos. El río Actopan discurre entre zonas de terrenos cultivados extendiendo su cauce; sigue rumbo al oriente y desemboca en el Golfo de México (Pereyra *et al.*, 2010) (Figura 1). En su trayecto los poblados y ciudades descargan sus aguas tratadas y no tratadas a este sistema.

## Geología

Las rocas que conforman el basamento prevolcánico en la zona (Figura 1) se relacionan con la formación Orizaba de edad Albiano-Cenomaniano que consiste de caliza dolomitizada y dolomía con abundantes foraminíferos; le sobreya una secuencia sedimentaria carbonatada del Mesozoico tardío, definida como Formación Guzmanita, (Viniegra-Osorio, 1965) que consiste en depósitos que van desde el Turoniano, que reflejan un ambiente de plataforma externa, hasta el Coniaciano-Santoniano, que representan un ambiente de plataforma interna con lagunas dispersas (Ferket *et al.*, 2003).

En la parte norte de la cuenca se encuentra el campo volcánico Palma Sola (Gómez-Tuena, 2002) perteneciente a la Faja Volcánica Transmexicana. Se identifican varios eventos volcánicos que inician con andesita del Mioceno medio, cubierta concordantemente por potentes flujos piroclásticos densamente soldados que empacan y consolidan fragmentos basálticos y andesíticos. Edades del Mioceno fueron reportadas para esta secuencia por Negendank *et al.* (1985) y López-Infanzón (1991).

Al noroeste, cubriendo discordantemente a las unidades antes descritas, se depositaron toba andesítica y brecha volcánica, constituidas hacia su base por horizontes de apariencia brechada con clastos de andesita y basalto envueltos en una matriz tobácea de composición dacítica y hacia la cima por andesita con intercalaciones delgadas de toba andesítica del Plioceno medio (SGM, 2007).

En la parte central de la cuenca, cubriendo discordantemente a las unidades antes mencionadas, se depositó la ignimbrita El Castillo, a la que se le asigna una edad mínima de Plioceno tardío. Es de composición riolítica con una afinidad calco-alcalina, (Morales-Barrera, 2009).

En el sector sur se aprecia un depósito local de tipo carbonatado y origen continental, conocido como travertino. Se conforma de rocas de estructura masiva, recristalizadas, de composición calcárea y yacen en discordancia angular sobre la secuencia carbonatada del Cretácico (SGM, 2010).

En la parte central de la cuenca se encuentra el campo volcánico monogenético de Xalapa (CVMX), que consta de un grupo de volcanes monogenéticos cuaternarios localizados sobre el flanco este del volcán Cofre de Perote. Este conjunto está conformado por 59 volcanes en un área de 2,400 km<sup>2</sup>. Los flujos de lava asociados presentan una dirección sureste, y están formados principalmente por basalto de olivino, andesita basáltica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno, olivino y andesitas con fenocristales de piroxeno, (Rodríguez *et al.*, 2010).

En la porción sureste se presenta el lahar La Esperanza, constituido por fragmentos redondeados y subredondeados de andesita, riolita, toba riolítica, basalto y andesita basáltica. A lo largo de los ríos principales, así como en los cauces menores se encuentran depósitos de aluvión (SGM, 2014).

Se observa también en la Figura 1 que las direcciones de flujo de agua subterránea en el acuífero granular presentan dirección poniente-

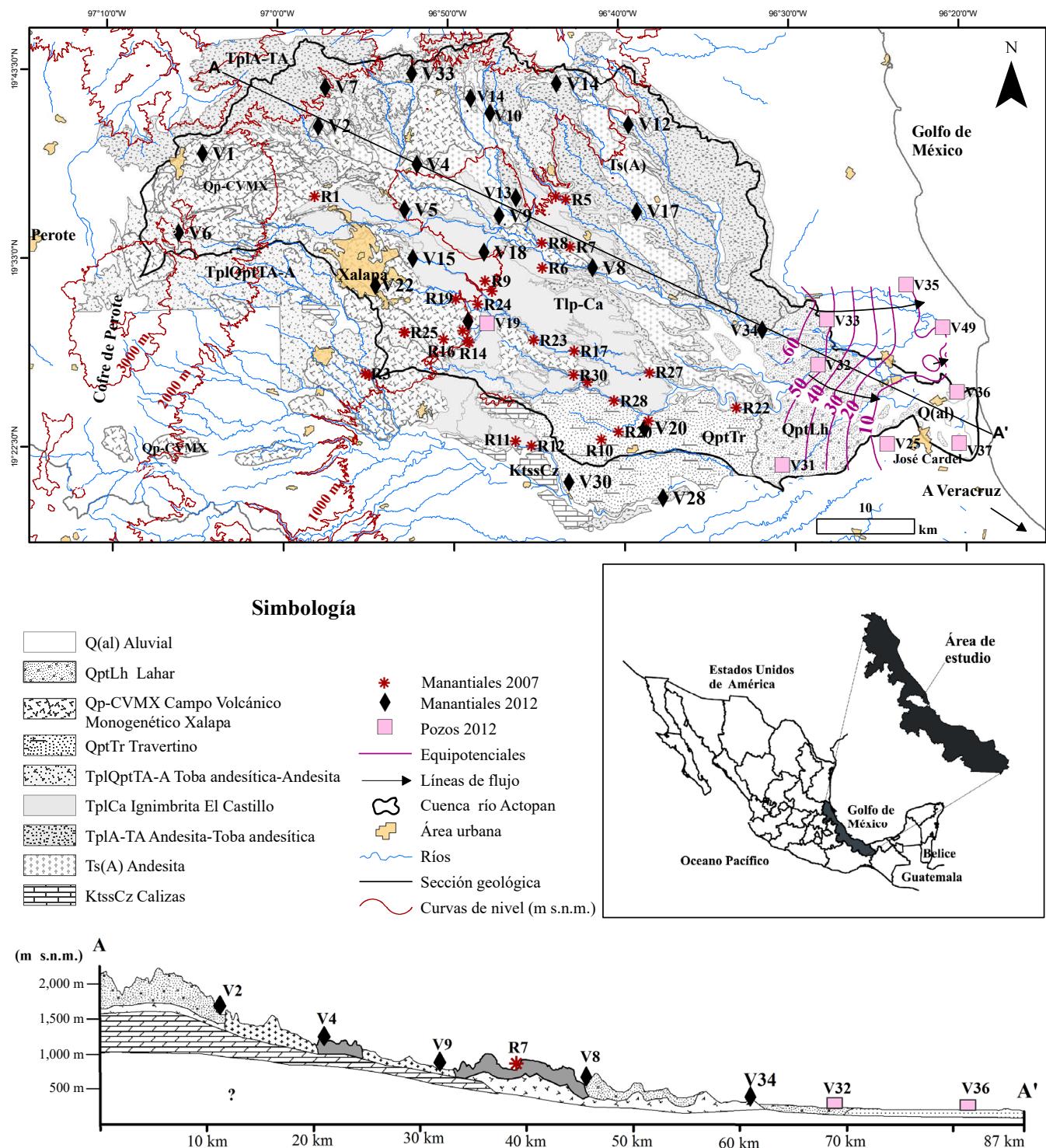


Figura 1. Mapa geológico simplificado y sección transversal (A-A') de la cuenca río Actopan, indicando la ubicación de los sitios de muestreo de agua subterránea durante la temporada seca 2007 y 2012. Modificado de SGM (2007), Morales-Barrera (2009), SGM (2010), Rodríguez *et al.* (2010), SGM (2014) y SGM (2016). En líneas color rosa se muestran las curvas equipotenciales generadas con datos piezométricos proporcionados por CONAGUA. Perpendiculares a estas, se plantean las direcciones del flujo de agua subterránea en el acuífero costero.

oriente, descargando al mar. Las direcciones de flujo fueron determinadas a partir de información piezométrica obtenida y proporcionada por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) correspondiente a una campaña realizada en el año 2012.

## METODOLOGÍA

Se interpretó información geográfica, hidrológica e isotópica de 37 aprovechamientos correspondientes a una campaña de muestreo realizada por este grupo de investigación en el año 2007 (Tabla 1) cuyo objetivo fue realizar un reconocimiento fisicoquímico e isotópico en manantiales. Posteriormente se realizaron diversas campañas de exploración hidrogeológica dentro y fuera de los límites hidrográficos. Se seleccionaron 33 aprovechamientos de agua subterránea (pozos y manantiales) y 12 de ríos para su muestreo y análisis químico e isotópico, así como una muestra de agua de mar para análisis isotópico (Tablas 2, 3 y 4). La selección de aprovechamientos se fundamentó en la identificación de seis unidades hidrogeológicas principales. El agua de mar se muestreó para identificar una posible intrusión marina en la costa. La campaña de muestreo se llevó a cabo durante el mes de mayo del año 2012. Las muestras fueron recolectadas de acuerdo con las normas estandarizadas (Secretaría de Salubridad y Asistencia, 1994) y se colectaron directamente de la descarga de los manantiales y pozos en operación con profundidades de construcción menor a 150 m.

Se colectaron 500 ml de muestra en dos botellas de polietileno de la marca NALGENE® con tapa de rosca (250 ml cada una), las cuales fueron previamente lavadas siguiendo el protocolo estándar, que consiste en remojarlas en  $\text{HN}_3$  al 10%, por 48 horas, después lavar con jabón Extran y enjuagados por triplicado con agua desionizada. Los envases se etiquetaron adecuadamente y se midieron los siguientes parámetros en campo: pH, conductividad eléctrica, sólidos disueltos totales (SDT), temperatura (T) y alcalinidad. Las muestras colectadas en las dos botellas se filtraron con membranas Millipore de 0.45  $\mu\text{m}$ . La primera muestra se acidificó con  $\text{HNO}_3$  ultrapuro para análisis químico de cationes, mientras que la segunda muestra se mantuvo sin acidificación para análisis de aniones. Las muestras se almacenaron y trasladaron al laboratorio en una hielera para mantenerlas a la temperatura adecuada y evitar con ello la propagación de microorganismos dentro de ellas y/o reacciones que pudieran ocurrir (CENAM, 1994; WRRC, 1995).

Se calibraron los sensores de pH, conductividad eléctrica y de alcalinidad. El potenciómetro se calibró con soluciones buffer de pH 4, 7 y 10, el conductivímetro mediante una solución estándar de 1,000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y las mediciones de alcalinidad se determinaron por titulación con un equipo de la Hach Company (2006), el cual fue calibrado con blancos y una solución estándar de laboratorio.

El análisis químico de aniones ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) se llevó a cabo mediante la técnica de cromatografía de iones (HPLC/IC), utilizando un equipo Dionex modelo 2500, calibrado con solución Thermo Dionex Seven Ions Estándar II, material de referencia High Purity IC-1 y de acuerdo con el método 300.1 (EPA, 1997) del Laboratorio de Geoquímica Ambiental del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Campus Juriquilla. En las Tablas 3 y 4 se reporta el % de recuperación del material de referencia. Además de la lectura de blancos, las curvas de calibración fueron preparadas por duplicado con la solución Seven Ions y una muestra de control de laboratorio.

El análisis químico de cationes ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ ) se realizó mediante la técnica de Espectrometría de Emisión Óptica con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-OES) con un equipo Thermo Elemental modelo iCAP 6500 Duo, calibrado con el material de refe-

rencia estándar NIST 1643E, y aplicando el método 200.7 de la EPA (EPA, 1994), durante los cuales también se leyeron blancos. El equipo está disponible en el Laboratorio de Geoquímica Ambiental del Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla.

La determinación de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  en las muestras de agua se realizó utilizando un Gas Bench II acoplado a un espectrómetro de masas de isótopos estables Thermo Finnigan MAT 253 del Laboratorio de Isótopos Estables (LIE) del Instituto de Geología de la UNAM. Esta técnica está basada en el procedimiento de Epstein y Mayeda (1953) y actualizada para realizar la medida por el método de flujo continuo (Gehre *et al.*, 2004). Las muestras de agua fueron filtradas previamente, utilizando una membrana con un tamaño de poro de 0.2  $\mu\text{m}$ ; cada muestra se inyectó ocho veces, observando que el promedio de estos resultados se encontrara dentro de los límites internacionales marcados por el Organismo Internacional de Energía Atómica, OIEA, siendo de 0.2 ‰ para  $^{18}\text{O}$  y 2.0 ‰ para  $^2\text{H}$ . Adicionalmente y con el fin de estimar la precisión y exactitud de la medida del conjunto de muestras se inyectó entre cada 6 muestras un estándar. Los resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  fueron normalizados en la escala VSMOW y SLAP, respectivamente, de acuerdo con Coplen (1988).

## RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

### Exploración hidrogeológica

La permeabilidad de las unidades geológicas presentes en la zona es altamente heterogénea. Las rocas cuaternarias volcánicas pertenecientes al CVMX presentan desde grandes tubos de lava hasta pequeñas fracturas. Los caudales de los manantiales localizados en estas rocas regularmente son altos; se estima que van desde decenas de L/s hasta algunos  $\text{m}^3/\text{s}$ . Un caso especial se encuentra localizado en el centro de la cuenca, donde se infiltra el agua superficial y subterránea en coladas de lava, cuya descarga da origen al río Actopan. Por otra parte, las rocas ignimbriticas presentan un ligero grado de fracturamiento; los escasos manantiales que afloran en esta unidad presentan bajo caudal, estimándose descargas desde 5 L/s hasta pequeños aportes de 0.25 L/s.

Las tobas andesíticas presentan en ocasiones algunas decenas de metros de espesor y regularmente se encuentran aflorando. Aparecen desde una elevación de 1,000 m s.n.m. hasta los límites de la cuenca a 3,000 m s.n.m., cubriendo prácticamente todo el sector NW. Su granulometría arcillo-arenosa y espesor condiciona la infiltración vertical hacia las rocas subyacentes debido a su probable baja permeabilidad vertical. Las pendientes pronunciadas (y su baja permeabilidad vertical) en las partes altas favorecen flujos subsuperficiales, descargando en manantiales con caudales de algunos L/s.

En la roca andesítica localizada al norte del área de estudio, la presencia de manantiales es casi nula debido a la alta concentración de fracturas que propician la infiltración del agua meteórica. Esto se observa principalmente en la zona NE, que corresponde al campo volcánico Palma Sola.

Finalmente, la roca caliza presenta cierto grado de karstificación. Su permeabilidad se puede asociar con cavidades, que van desde cavernas hasta pequeños conductos de disolución y fracturas. En la caliza afloran los manantiales V28 y V30 (Tabla 2). Los pozos se distribuyen preferencialmente en la planicie costera, con profundidades menores a 150 m, lo que hace suponer que no se extrae agua directamente de esta roca. Estos pozos se encuentran extrayendo agua en la unidad compuesta de gravas y arenas, y hacia la costa de los depósitos aren-arcillosos. La transmisividad de esta unidad se encuentra en el rango de 1 a  $95 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  (CONAGUA, 2002).

Una cantidad importante de manantiales se encuentra en la proxi-

Tabla 1. Resultados isotópicos y parámetros de campo correspondientes a muestras tomadas en manantiales durante la temporada seca 2007.  
CE: Conductividad eléctrica.

Clave	Fecha	Longitud W	Latitud N	Elevación (m s.n.m.)	pH	T (°C)	CE ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Exceso de deuterio (‰)
R1	2007	96°57'56.3"	19°36'15.0"	1,550		17.7	65	-46.1	-7.3	7.9
R2	2007	96°54'51.9"	19°26'15.3"	1,054		19.0		-44.7	-8.0	18.4
R3	2007	96°55'07.0"	19°26'20.1"	1,054		22.8		-44.2	-6.8	9.1
R4	2007	96°43'47.6"	19°36'05.3"	692		22.5	150	-48.5	-7.5	9.3
R5	2007	96°43'12.6"	19°35'54.6"	726		24.0	360	-52.0	-7.7	6.5
R6	2007	96°44'37.8"	19°32'05.8"	483		23.0	235	-52.0	-7.9	5.9
R7	2007	96°42'59.3"	19°33'15.8"	510		23.0	222	-53.5	-8.2	10.2
R8	2007	96°44'37.9"	19°33'30.0"	488		24.0	320	-52.5	-8.0	5.4
R9	2007	96°47'59.4"	19°31'25.0"	1,034	6.7	21.5	225	-49.0	-7.8	10.9
R10	2007	96°41'18.8"	19°22'30.5"	440		25.0	600	-45.7	-7.1	8.2
R11	2007	96°46'20.4"	19°22'29.2"	614		18.0	600	-44.7	-7.4	9.1
R12	2007	96°45'25.3"	19°22'12.2"	544		23.5	55	-45.7	-7.3	11.3
R13	2007	96°42'04.1"	19°25'42.4"	392	7.9	26.0	455	-45.1	-7.0	7.9
R14	2007	96°48'58.9"	19°28'00.4"	962	6.2	19.0	95	-44.5	-7.5	18.9
R15	2007	96°49'04.9"	19°28'04.6"	980	6.7	19.0	90	-46.5	-7.7	15.1
R16	2007	96°50'28.8"	19°28'11.0"	1,075		18.5	99	-45.9	-7.5	15.6
R17	2007	96°42'49.7"	19°27'27.4"	379	7.6	24.0	170	-47.5	-7.5	14.2
R18	2007	96°47'36.4"	19°30'50.3"	970	5.2	22.0	125	-51.9	-7.9	12.5
R19	2007	96°49'43.9"	19°30'25.3"	1,044	6.8	19.5	110	-48.1	-7.6	16.8
R20	2007	96°40'18.2"	19°22'54.9"	390	7.3	31.0	980	-47.7	-7.5	13.5
R21	2007	96°38'31.2"	19°23'29.4"	342	6.7	26.0	570	-48.1	-7.3	14.6
R22	2007	96°33'21.8"	19°24'10.0"	131	7.1	26.0	580	-45.0	-7.2	14.9
R23	2007	96°45'12.2"	19°28'04.6"	413	7.0	23.0	105	-47.3	-7.6	11.9
R24	2007	96°48'26.2"	19°30'06.7"	960	6.9	20.0	110	-46.7	-7.6	17.7
R25	2007	96°52'46.7"	19°28'36.9"	1,150	6.6	20.5	120	-44.3	-7.3	11.5
R26	2007	96°52'45.9"	19°28'35.8"	1,147	5.9	19.0	120	-44.5	-7.3	17.0
R27	2007	96°38'25.7"	19°26'11.8"	248		24.0	385	-46.8	-7.4	15.1
R28	2007	96°40'31.1"	19°24'39.8"	391	7.0	26.0	435	-49.8	-7.5	15.2
R29	2007	96°49'21.3"	19°28'38.1"	1,024	7.2	20.0	100	-48.9	-7.8	17.9
R30	2007	96°42'52.9"	19°26'05.8"	484	7.3	24.0	290	-46.6	-7.3	15.9
V8	2007	96°41'40.4"	19°32'04.4"	366		20.5	215	-47.0	-7.9	12.5
V15	2007	96°52'13.7"	19°32'42.7"	1,150	6.8	19.0	251	-58.3	-8.9	15.1
V18	2007	96°48'02.1"	19°33'01.7"	809	6.4	21.0	140	-51.2	-7.9	9.0
V20	2007	96°38'46.0"	19°23'06.8"	310	6.8	31.0	1,050	-45.8	-7.2	14.1
V21	2007	96°49'02.0"	19°29'11.0"	1,034	6.6	20.0	145	-45.0	-7.6	16.4
V22	2007	96°54'25.5"	19°31'14.7"	1,277		19.0	250	-55.2	-8.5	16.5
V28	2007	96°37'44.7"	19°19'14.5"	195	7.2	39.5	2,000	-42.7	-7.2	21.9

midad de los lineamientos más importantes que tienen orientación SE-NW, en lugares con pendientes mayores a 45°, descargando a ríos, formando parte importante del flujo superficial. Los manantiales surgen a partir de una elevación de 150 m s.n.m. hasta cercanos a la divisoria de cuenca, a unos 3,000 m s.n.m. aproximadamente. Afloran preferentemente en cuatro unidades: Cretácico (caliza), Neógeno (andesita-toba andesítica), Neógeno (ignimbrita) y Cuaternario (CVMX).

#### Parámetros físicos del agua determinados en campo

En los manantiales, un valor mínimo de temperatura de 13 °C fue medido en el sitio V6, situado a 3,000 m s.n.m., mientras que un valor máximo de 39.5 °C fue registrado en el sitio V28, localizado a una elevación de 195 m s.n.m. (Figura 1, Tabla 3).. La temperatura registrada en los pozos osciló entre 25 °C y 28.6 °C (Tabla 1), mientras que las temperaturas mínima y máxima registradas en aguas superficiales fueron de 14 °C en el sitio V41, localizado a 2,563 m s.n.m., y 32.5 °C en el sitio V46, ubicado a 175 m s.n.m., respectivamente (Tabla 4).

La temperatura media anual (TMA) a 3,100 m s.n.m. es de 9.6 °C, a 1,400 m s.n.m. es de 18.3 °C y a nivel de mar es de 25.6 °C (Hernández-López, 2012). De acuerdo con la Figura 2, se pueden clasificar a los manantiales V30 y V28 como termales debido a que  $T_{\text{agua}} > \text{TMA} + 4$  °C, característica de flujo profundo, y el resto como normales debido a que  $\text{TMA} \leq T_{\text{agua}} \leq \text{TMA} + 4$  °C (Schoeller, 1962); característica de flujos de carácter local o subsuperficial.

El registro de la conductividad eléctrica específica más baja se obtuvo en la muestra del manantial R12 (Tabla 1), con un valor de 55  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , y la mayor de 2,000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en el manantial termal V28 (Tabla 3). En los pozos la conductividad varía de 142  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en el sitio V19 a 890  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en V36 (Tabla 4); este último es un pozo con una distancia menor a 1,000 m al río Actopan y 2,000 m de distancia al mar. La conductividad eléctrica menor en agua superficial se registró en la muestra V43 con 45  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Tabla 4), y la más alta en la muestra V44 con 555  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Tabla 1). El patrón que sigue la conductividad permite plantear una diferencia importante en el proceso de mineralización del agua.

Tabla 2. Localización y caracterización de manantiales muestreados durante la campaña 2012 por tipo formación geológica en la que afloran.

Clave	Afloramiento	Longitud W	Latitud N	Elevación (m s.n.m.)
V1	Cuaternario, volcánicas	97°04'30.9"	19°38'42.3"	2,309
V2	Plioceno, andesita-toba andesítica	96°57'40.9"	19°40'09.5"	1,698
V4	Cuaternario, volcánicas	96°51'55.7"	19°37'57.4"	1,171
V5	Cuaternario, volcánicas	96°52'39.9"	19°35'27.0"	950
V6	Cuaternario, volcánicas	97°05'57.5"	19°34'18.4"	3,000
V7	Plioceno, andesita-toba andesítica	96°57'14.8"	19°42'19.4"	1,528
V8	Cuaternario, volcánicas	96°41'40.4"	19°32'04.4"	366
V9	Cuaternario, volcánicas	96°47'08.0"	19°35'02.0"	822
V10	Plioceno, andesita-toba andesítica	96°47'34.7"	19°40'45.9"	1,246
V11	Plioceno, andesita-toba andesítica	96°48'42.7"	19°41'35.9"	1,371
V12	Plioceno, andesita-toba andesítica	96°39'28.0"	19°40'01.6"	600
V13	Plioceno Ignimbrita	96°46'07.5"	19°36'00.7"	775
V14	Plioceno, andesita-toba andesítica	96°43'39.9"	19°42'20.9"	1,450
V15	Cuaternario, volcánicas	96°52'13.7"	19°32'42.7"	1,150
V17	Plioceno, andesita-toba andesítica	96°39'03.6"	19°35'11.2"	417
V18	Plioceno, ignimbrita	97°48'02.1"	19°33'01.7"	809
V20	Cuaternario, travertino	96°38'46.0"	19°23'06.8"	310
V21	Cuaternario, volcánicas	96°49'02.0"	19°29'11.0"	1,034
V22	Cuaternario, volcánicas	96°54'25.5"	19°31'14.7"	1,277
V28	Cretácico, calizas	96°37'44.7"	19°19'14.5"	195
V30	Cretácico, calizas	96°43'13.7"	19°20'10.8"	381
V33	Plioceno, andesita-toba andesítica	96°52'08.6"	19°38'42.3"	1,806
V34	Cuaternario, aluvial	97°31'46.3"	19°28'29.5"	112

### Iones mayores del agua

De un total de 44 análisis de iones mayores, el 68 % presentan balance de carga iónica  $\leq 10\%$ , lo cual corresponde a muestras de agua de 13 manantiales, 9 pozos y 8 ríos (Tablas 3 y 4). Los balances de carga mayores que 10 % podrían estar afectados por errores analíticos en la determinación de la concentración o a especies iónicas que tienen niveles significativos de concentración y no se incluyeron en el análisis de las muestras (Freeze y Cherry, 1979). Son admisibles balances de carga de 30 % para conductividades eléctricas alrededor de 50  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , 10 % para 200  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , 8 % para 500  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y 4 % para  $>2,000 \mu\text{S}/\text{cm}$  (Custodio y Llamas, 2001); por tal motivo en el diagrama de Piper (Back, 1961), se clasifican solamente las aguas subterráneas de manantiales y pozos con balance de cargas  $\leq 10\%$  (Figura 3). Se aprecia la existencia de cuatro facies hidrogeoquímicas del agua subterránea. El 86 % corresponde a la facie  $\text{HCO}_3^-$  (en los sitios V15 y V36 el  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{Cl}^-$  como segundo anión dominante), dos sitios corresponden a la facies  $\text{SO}_4^{2-}-\text{HCO}_3^-$  (V28, V30) y en el sitio V22 domina la facie  $\text{NO}_3^--\text{HCO}_3^--\text{Cl}^--\text{SO}_4^{2-}$ . De acuerdo con los cationes, 15 sitios son de tipo Ca-Mg, tres Ca-Na, tres Na-Ca y uno Na-Mg (Figura 3).

En los manantiales cercanos a los límites de cuenca, en la parte NW, con altitudes superiores a los 2,000 m s.n.m., el contenido promedio de sólidos disueltos totales (SDT) es de 100 mg/L mientras que el medido en las partes intermedias y bajas mostró valores mayores a 500 mg/L. La concentración de  $\text{Cl}^-$  en manantiales presenta valores desde 1.2 mg/L en las partes altas hasta 48 mg/L en el sitio V28 y 143 mg/L en el sitio V36, mientras que la concentración del anión  $\text{NO}_3^-$  varía desde 0.2 mg/L hasta 132 mg/L (Tabla 3). Prácticamente todos los pozos (excepto V19) y 12 manantiales presentan un contenido de  $\text{NO}_3^- \geq 10 \text{ mg/L}$ , característica que resulta del impacto de actividades antrópicas. La relación iónica  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$  y la concentración de  $\text{NO}_3^-$  (meq/L) plantean la existencia de fuentes que aumentan la concentración de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{NO}_3^-$  presentes en la mayoría de aprovechamientos (Figura 4).

### Isótopos estables del agua: $^{18}\text{O}$ y $^2\text{H}$

Las relaciones isotópicas de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , expresadas en desviación en ‰ respecto al patrón VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water),  $\delta^{18}\text{O}$ , obtenidas en muestras colectadas en 38 manantiales en el año 2007, presentan un rango de variación desde -8.9 ‰ hasta -6.8 ‰, es decir 2.1 ‰ de diferencia (Tabla 1). Las obtenidas en manantiales variaron desde -9.5 ‰ (a una cota de 2,309 m s.n.m.) hasta -7.8 ‰ (en la cota 112 m s.n.m.) (Tabla 3). En el caso de pozos varían desde -7.5 hasta -5.6 ‰ y las obtenidas en agua superficial variaron desde -9.3 ‰ en la parte más alta de la cuenca hasta -5.2 ‰ en la parte más baja de la misma (Tabla 4); es decir el rango de variación es aproximadamente el doble (4 ‰) con respecto a los valores del agua subterránea, lo cual refleja procesos de fraccionamiento con diferente intensidad. En el año 2012 se repitió el muestreo para análisis isotópico de siete manantiales (V8, V15, V18, V20, V21, V22 y V28), incluidos en la campaña de 2007 y se midieron prácticamente los mismos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ , de acuerdo con la incertidumbre analítica (Tablas 1 y 3).

La Figura 5 muestra una comparación entre la Línea Mundial de las Aguas Meteóricas (LMAM) (Craig, 1961), la Línea Local de las Aguas Meteóricas (LLAM) (Pérez-Quezadas *et al.*, 2015) y los datos isotópicos correspondientes a manantiales, pozos, aguas superficiales y agua de mar del Golfo de México. Se observa que todos los resultados de agua continental se encuentran en la tendencia de la LLAM (dentro del rango de variación del exceso de deuterio ( $d_{\text{ex}}$ ) en lluvia, entre 17.4 ‰ y 7.0 ‰) y por consecuencia dentro de la LMAM, lo que sugiere que su origen es meteórico y que las aguas no han sufrido algún proceso de fraccionamiento importante que haya modificado su composición isotópica desde la precipitación hasta formar el agua subterránea.

### Características isotópicas del agua superficial

El sitio V50 recoge agua superficial de la parte norte y noroeste de la cuenca, de elevaciones superiores a 2,000 m s.n.m. Los sitios V47 y V40 (aguas abajo) reciben escurrimiento proveniente de la ciudad de Xalapa, la cual consume 1,750 L/s, de los cuales poco más de 1,000 L/s son conducidos desde la presa Huitzilapan localizada a 2,000 m s.n.m. (PRONACOSE, 2016). Es probable que la firma isotópica dominante (Figura 6) que presentan los dos sitios corresponda al agua recargada en aquellas elevaciones, empobrecida en isótopos estables con respecto a la LMAM. De igual forma, el sitio V44, localizado a 5 km de distancia

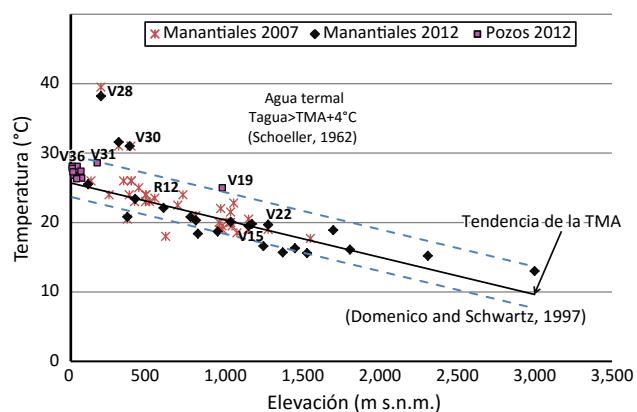


Figura 2. Temperaturas medidas en agua subterránea durante las campañas de muestreo de 2007 y 2012, comparadas con la línea de tendencia generada por la temperatura media anual (TMA). Se plantean dos líneas auxiliares que representan la posible variación de la temperatura del agua subterránea registrada entre los primeros 10 a 20 m de acuerdo con Domenico y Schwartz (1997) y la clasificación de agua termal con base en  $T_{\text{agua}} > \text{TMA} + 4^\circ\text{C}$  de acuerdo con Schoeller (1962).

Tabla 3. Resultados isotópicos, químicos y parámetros de campo correspondientes a muestras tomadas en manantiales durante la temporada seca 2012.

Clave	Fecha	Longitud	Latitud	Elevación (m.s.n.m.)	pH	T (°C)	CE (µS/cm)	Na <sup>+</sup> (mg/L)	K <sup>+</sup> (mg/L)	Ca <sup>2+</sup> (mg/L)	Mg <sup>2+</sup> (mg/L)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	Balance de cargas (%) (‰)	δ <sup>2</sup> H (‰)	δ <sup>18</sup> O (‰)	Exceso de deuterio (‰)
V1	07/05/2012	97°04'30.9"	19°38'42.3"	2,309	6.8	15.2	73	-	-	-	-	-	-	-	-	-65.3	-9.5	11.1	
V2	08/05/2012	96°57'40.9"	19°40'09.5"	1,698	7.1	18.9	232	-	-	-	-	-	-	-	-	-49.8	-7.8	12.8	
V4	09/05/2012	96°51'55.7"	19°37'57.4"	1,171	6.9	19.8	208	8.92	4.82	18.66	9.29	99	8.01	5.58	29.30	-4	-42.9	-6.9	12.1
V5	09/05/2012	96°52'39.9"	19°35'27.0"	950	6.8	18.7	147	8.48	4.36	13.45	5.86	73	2.73	3.38	10.37	4	-45.5	-7.2	12.1
V6	11/05/2012	97°05'57.5"	19°34'18.4"	3,000	5.7	13.0	264	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-76.4	-10.8	9.8
V7	12/05/2012	96°57"14.8"	19°42'19.4"	1,528	7.2	15.6	102	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-56.4	-8.7	13.1
V8	12/05/2012	96°41'40.4"	19°32'04.4"	366	7.2	20.8	234	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-50.7	-7.6	10.2
V9	14/05/2012	96°47'08.0"	19°35'02.0"	822	7.4	18.4	129	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-51.5	-8.1	13.2
V10	14/05/2012	96°47'34.7"	19°40'45.9"	1,246	7.9	16.6	99	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-53.5	-8.4	13.5
V11	14/05/2012	96°48'42.7"	19°41'35.9"	1,371	7.4	15.7	83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-54.5	-8.6	13.9
V12	15/05/2012	96°39'28.0"	19°40'01.6"	600	7.6	22.1	168	7.99	2.67	14.08	7.56	92	3.76	4.52	4.17	-1	-47.5	-7.8	14.7
V13	16/05/2012	96°46'07.5"	19°36'00.7"	775	7.2	20.8	165	10.07	4.81	12.42	6.02	84	2.24	3.93	4.67	2	-52.2	-8.2	13.2
V14	16/05/2012	96°43'39.9"	19°42'20.9"	1,450	6.9	16.3	74	4.68	2.04	5.82	2.38	39	1.75	2.06	5.46	-5	-47.6	-8.0	16.4
V15	17/05/2012	96°52'13.7"	19°32'42.7"	1,150	7.0	19.5	316	21.97	6.37	23.28	8.16	65	30.67	22.09	62.57	-6	-59.3	-9.2	14.2
V17	17/05/2012	96°39'03.6"	19°35'11.2"	417	7.1	23.4	524	21.43	5.08	59.00	16.68	248	26.45	10.50	2.38	4	-46.4	-7.2	11.3
V18	18/05/2012	97°48'02.1"	19°33'01.7"	809	6.8	20.3	157	11.43	3.78	9.82	5.93	71	5.14	5.81	10.76	-1	-52.5	-8.0	11.4
V20	18/05/2012	96°38'46.0"	19°23'06.8"	310	7.6	31.6	930	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-46.9	-7.3	11.4
V21	18/05/2012	96°49'02.0"	19°29'11.0"	1,034	6.8	20.1	180	9.16	2.83	13.85	7.62	83	10.16	6.94	12.01	-5	-47.4	-7.6	13.6
V22	19/05/2012	96°54'25.5"	19°31'14.7"	1,277	6.6	19.7	377	30.31	9.20	24.43	7.60	55	33.98	27.01	71.76	-2	-55.0	-8.4	12.1
V28	25/05/2012	96°37'44.7"	19°19'14.5"	195	7.0	38.2	1542	34.95	15.41	222.20	59.61	285	721.40	48.06	1.15	-8	-45.1	-7.1	11.6
V30	25/05/2012	96°43'13.7"	19°20'10.8"	381	7.3	31.0	965	26.79	8.63	140.36	32.28	262	279.75	34.64	6.75	-1	-46.7	-7.2	11.1
V33	09/05/2012	96°52'08.6"	19°38'42.3"	1,806	6.7	16.1	107	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-49.3	-7.9	14.1
V34	29/05/2012	97°31'46.3"	19°28'29.5"	112	7.2	25.5	374	14.98	3.57	45.51	13.01	183	21.07	8.28	6.65	4	-50.2	-7.8	11.9
L.D.					0.0596	0.0074	0.0063	0.0024											
L.C.					0.1987	0.0247	0.0210	0.0080								0.3755	0.0751	0.2503	
Rec. %					98	102	99	99								97	103	102	
Control																			

CE: Conductividad eléctrica; L.D: límite de detección; L.C.: Límite de cuantificación; Rec. %: % de recuperación en patrones de referencia certificados; Control: % de recuperación en muestras de control del laboratorio; y (-): Eliminado por presentar balance de cargas > 10 %.

Tabla 4. Resultados isotópicos, químicos y parámetros de campo correspondientes a muestras tomadas en pozos y aguas superficiales durante la temporada seca 2012. M corresponde a agua de mar.

Clave	Fecha	Longitud	Latitud	Elevación (m s.n.m.)	pH	T (°C)	CE (μS/ cm)	Na <sup>+</sup> (mg/L)	K <sup>+</sup> (mg/L)	Ca <sup>2+</sup> (mg/L)	Mg <sup>2+</sup> (mg/L)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	Balance de cargas (%) (%)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Exceso de deuterio (‰)	
<i>Pozos</i>																			
V19	18/05/2012	96°49'04.9"	19°28'04.6"	980	7.7	25.0	142	15.54	5.40	6.86	3.77	76	1.82	2.64	1.45	3	-45.5	-7.4	13.5
V25	22/05/2012	96°24'32.4"	19°22'03.5"	41	8.2	28.1	467	30.36	7.43	40.92	18.95	216	8.87	16.76	18.14	7	-42.5	-6.7	10.9
V31	28/05/2012	96°30'43.0"	19°20'56.6"	171	7.9	28.6	782	74.14	13.46	44.05	37.86	362	21.94	50.98	43.20	2	-41.0	-6.1	7.8
V32	28/05/2012	96°28'32.1"	19°26'30.3"	66	7.6	27.4	593	47.35	6.53	71.18	12.22	338	13.79	10.22	12.18	4	-45.6	-6.8	9.0
V33	29/05/2012	96°27'58.6"	19°29'01.4"	71	7.7	26.4	480	21.95	3.68	53.59	15.82	212	18.64	15.04	12.14	6	-48.5	-7.5	11.2
V35	29/05/2012	96°23'17.8"	19°30'52.1"	20	7.4	26.8	573	30.91	2.73	62.64	23.44	314	20.59	12.29	9.60	3	-43.0	-6.6	10.2
V36	30/05/2012	96°20'23.6"	19°24'52.0"	10	7.8	28.1	890	64.24	20.06	60.42	26.27	251	22.14	143.42	9.90	-2	-44.0	-6.8	10.2
V37	30/05/2012	96°20'19.7"	19°22'01.9"	10	7.4	27.8	583	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-36.4	-5.6	8.7
V38	30/05/2012	96°25'46.1"	19°06'46.8"	38	7.4	26.3	476	14.09	3.46	66.03	15.07	222	21.35	7.90	14.07	7	-47.7	-7.2	10.3
V49	29/05/2012	96°21'11.3"	19°28'28.8"	14	7.4	27.3	622	26.25	4.42	84.82	20.04	287	15.63	17.81	18.02	10	-39.0	-6.1	9.5
<i>Agua superficial</i>																			
V39	12/05/2012	96°52'40.8"	19°37'14.6"	1,000	9.2	29.8	430	33.96	16.16	43.41	10.11	140	19.29	41.47	31.55	6	-23.5	-4.13	9.6
V40	12/05/2012	96°31'24.4"	19°24'08.2"	148	8.5	29.8	455	34.23	9.95	46.81	9.61	173	32.37	27.78	31.60	1	-48.1	-7.2	9.7
V41	11/05/2012	97°03'59.5"	19°33'35.2"	2,563	6.9	14.0	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-61.7	-9.3	12.9
V42	17/05/2012	96°51'24.9"	19°34'40.5"	923	8.2	19.7	264	16.70	7.28	36.12	4.01	101	17.74	10.48	19.46	7	-13.3	-3.5	15.0
V43	19/05/2012	96°54'38.4"	19°34'27.1"	1,382	20.0	450	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-39.1	-6.6	13.6
V44	21/05/2012	96°23'07.2"	19°25'24.0"	10	8.3	27.7	555	27.21	7.46	72.56	17.03	267	25.96	15.58	12.60	7	-44.8	-6.8	10.0
V45	23/05/2012	96°39'20.7"	19°24'07.3"	276	9.3	28.5	454	12.91	4.12	39.39	11.91	188	20.60	5.38	8.84	-3	-29.1	-4.7	8.6
V46	23/05/2012	96°33'53.6"	19°30'18.5"	175	9	32.5	493	27.27	3.10	42.62	23.81	242	17.02	14.27	1.67	6	-36.7	-5.4	6.3
V47	23/05/2012	96°36'52.0"	19°25'28.2"	212	8.5	28.6	383	33.30	10.31	30.76	8.20	105	28.63	26.96	40.98	2	-50.1	-8.2	15.5
V48	30/05/2012	96°25'44.9"	19°30'28.4"	407	8	28.8	501	22.98	2.01	55.40	23.24	235	18.71	10.56	7.37	10	-45.1	-6.9	10.3
V50	23/05/2012	96°28'09.5"	19°28'09.5"	68	9	28.5	316	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-49.6	-8.	14.1
V73	21/05/2012	96°19'20.3"	19°26'09.1"	6	8.2	28.2	529	16.10	3.33	64.35	17.17	260	11.91	17.99	7.04	3	-32.5	-5.2	9.2
<i>Agua de mar</i>																			
M	21/05/2012	96°19'14.0"	19°25'06.3"	0	8.6	28.3	52,800	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6.6	.8	0.2
L.D.							0.0596	0.0074	0.0063	0.0024									
L.C.							0.1987	0.0247	0.0210	0.0080						0.3755	0.0751	0.2503	
Rec. %							98	102	99	99						97	103	102	
Control																			

CE: Conductividad eléctrica; L.D.: límite de cuantificación; L.C.: límite de detección; Rec. %: % de recuperación en patrones de referencia certificados; Control: % de recuperación en muestras de control del laboratorio; y (-): Eliminado por presentar balance de cargas > 10 %.

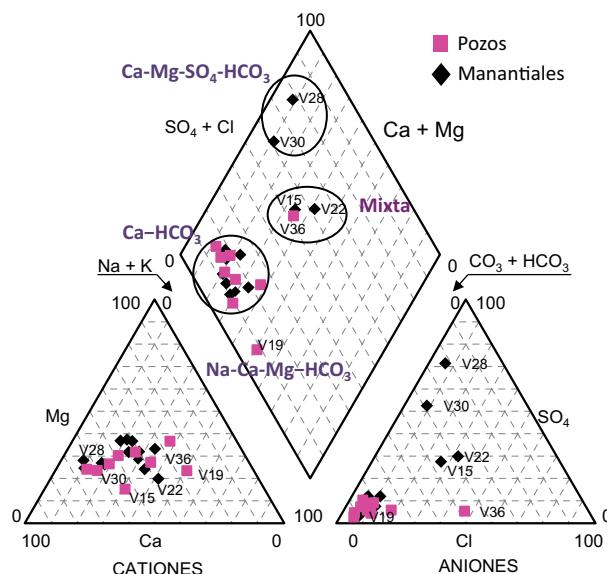


Figura 3. Diagrama de Piper que muestra la clasificación hidrogeoquímica de muestras de agua de manantiales y pozos con balance de carga  $\leq 10\%$ . Las elipses encierran tres diferentes familias  $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ ,  $\text{Ca}-\text{Mg}-\text{SO}_4-\text{HCO}_3$  y Mixta. También se aprecia una muestra con características  $\text{Na}-\text{HCO}_3$ .

al mar, corresponde al río Actopan, el cual recoge agua escurrida en toda la cuenca. Su firma isotópica dominante presenta características de agua que no precipitó localmente, sino de alturas mayores a su posición geográfica (Figura 6).

#### Características isotópicas del agua subterránea

En la Figura 7 se compara la firma isotópica del agua subterránea contra el gradiente isotópico. Se plantean tres grupos que corresponden a (1) agua subterránea originada por eventos de lluvia enriquecida en isótopos estables, (2) agua recargada en la temporada de lluvias y (3) agua recargada a cotas topográficas mayores a su cota de descarga. Esta observación permite identificar la existencia de una componente de flujo subterráneo que se origina a cotas topográficas superiores, con diferencias de altitud entre recarga y descarga mayores a 500 m.

Para el caso de los pozos se observa la existencia de dos grupos: en algunos casos se extrae agua propia de la temporada de lluvia y en el otro grupo, se capta agua con firma isotópica originada a mayor cota topográfica que la cota del brocal, particularmente en los puntos de agua localizados en la planicie costera, es decir, en zona de riego intenso.

En resumen, las Figuras 6 y 7 muestran la respuesta de las aguas superficiales y subterráneas a las variaciones estacionales en la composición isotópica de la precipitación. Este comportamiento se manifiesta tanto en el escurrimiento en ríos como en manantiales y pozos, el cual podría ser de horas o días en las fuentes superficiales y de días, meses o años en los manantiales y pozos (Mook, 2002).

## DISCUSIÓN

Al final de la temporada seca del año 2007 llevamos a cabo una campaña de muestreo de puntos de agua para análisis isotópico ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ ) y medición de parámetros de campo (geoposicionamiento, temperatura, conductividad eléctrica y pH) únicamente en manantiales. Las cotas topográficas registradas de los 37 sitios de descarga estuvieron comprendidas entre los 1,550 y los 131 m s.n.m. (Tabla 1).

Los resultados preliminares se asociaron con agua recargada localmente, lo que Goldsmith, *et al.* (2011) relacionaron con las variaciones climáticas anuales.

A nivel de cuenca hidrográfica, en este caso la que conforma el río Actopan, se calculó en el año 2012 que a 3,100 m s.n.m. la temperatura de flujos locales podría aumentar hasta unos 10.8 °C; a 1,400 m s.n.m. hasta unos 20.3 °C, y a nivel de mar, hasta 27.6 °C, debido a que la temperatura del agua registrada entre los primeros 10 a 20 m de profundidad suele variar entre 1 y 2 °C con respecto a la TMA local y en función de las variaciones estacionales (Domenico y Schwartz, 1997). Durante los meses de mayo y junio, a 3,100 m s.n.m., la TMA es de 11.5 °C y la amplitud térmica de 3.9 °C, para Xalapa 20.9 °C y una amplitud térmica de 6.4 °C, la TMA para la costa es de 28.1 °C y amplitud térmica de 6.2 °C (Hernández-López, 2012). Debido a lo anterior, en la Figura 2 se plantea la existencia de un aporte termal, siendo mayoritario en el sitio V28 y en menor medida en el sitio V30.

González-García y Olguín-Quiñones (1992) reportan que el gradiente geotérmico para la cuenca de Burgos es de 26 °C/km, para la cuenca Tampico Misantla de 25 a 30 °C/km y para la cuenca de Veracruz de 20 a 24 °C/km, siendo éstas prácticamente zonas no geotérmicas ó hidrotermales. Una línea de flujo que pudiera representar a la descarga en el manantial V28 bajo un gradiente geotérmico de 20 °C/km debió recorrer una profundidad ligeramente inferior a 1,000 m para poder alcanzar la temperatura de 38.5 °C. Para un gradiente de 30 °C/km sólo debió alcanzar algo menos de 500 m de profundidad. Regularmente un manantial se presenta en la intersección entre el nivel freático y nivel topográfico y es una mezcla de dos o más líneas de flujo, por lo que la temperatura registrada indica que la mezcla presenta características de agua que circuló entre 500 m y 1,000 m de profundidad entre cota de recarga y descarga. Esta característica sugiere la presencia de una componente de flujo profundo (Custodio y Llamas, 2001), que debió infiltrarse a altitudes aproximadas de 1,000 m s.n.m donde la precipitación también es superior a 1,000 mm/año.

Los aprovechamientos con temperatura y conductividad eléctrica bajas corresponden a descargas de agua relacionadas con flujos locales, de circulación rápida, asociados con acuíferos colgados. Esta situación indica que se trata de agua que permaneció poco tiempo en contacto con la roca y el gradiente geotérmico no provocó un aumento considerable de la temperatura del agua. Parte de esa agua podría estar recargando al acuífero calizo, que al parecer presenta una extensión regional. Los manantiales V28 y V30 descargan en el contacto entre el

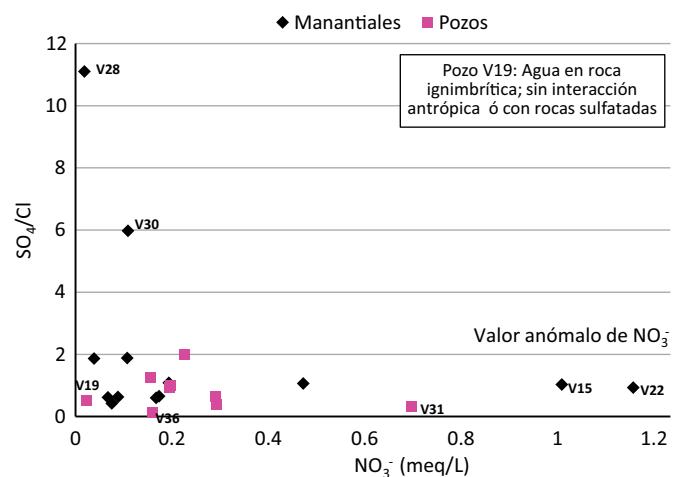


Figura 4. Relación entre la concentración de  $\text{NO}_3^-$  (meq/L) frente a la relación iónica  $\text{SO}_4/\text{Cl}$  (meq/L) en los manantiales y pozos con balance de carga  $\leq 10\%$ .

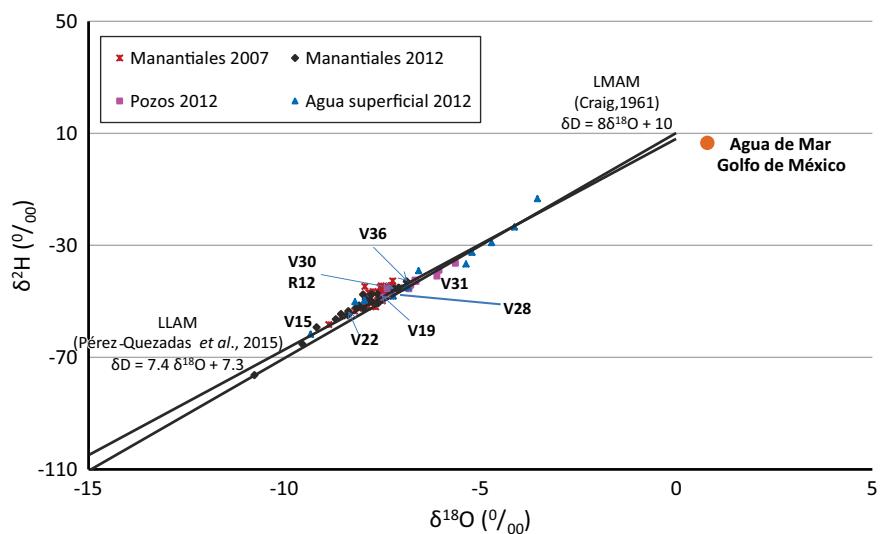


Figura 5. Comparación isotópica entre diferentes aprovechamientos con respecto a la Línea Mundial de las Aguas Meteóricas (LMAM; Craig, 1961) y la Línea Local de las Aguas Meteóricas (LLAM; Pérez-Quezadas et al., 2015).

travertino y la caliza a una altura aproximada de 200 m s.n.m. lo que sugiere disolución de caliza que aumenta la conductividad eléctrica. Probablemente estos manantiales son las últimas manifestaciones termales que dieron origen al travertino debido al gradiente geotérmico local y disolución de caliza por el CO<sub>2</sub> añadido, ya que sobre la caliza no se depositó SiO<sub>2</sub> (asociado a fuertes gradientes geotérmicos) sino travertino.

En el caso de los pozos con una conductividad más elevada (mayor que 500 µS/cm) y temperatura cercana a la TMA local, se plantea la posibilidad de la existencia de una componente de origen antrópico que de acuerdo con las concentraciones de iones con balance de carga ≤ 10 % conforman cuatro facies hidrogeoquímicas. El agua de tipo Ca-HCO<sub>3</sub> se asocia con manantiales localizados en las partes altas,

en lava del CVMX y toba andesítica, y con pozos localizados en el relleno granular de la planicie costera, formando parte de la recarga al acuífero calizo que evoluciona a la facie Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>. Esta última es característica de agua que interaccionó con calcita y dolomita, debido a su alto porcentaje de magnesio, probablemente en dolomías que subyacen a la caliza, lo que hace suponer la existencia de un flujo intermedio (Toth, 1999).

En los pozos aparecen Na<sup>+</sup> y Mg<sup>2+</sup> en proporciones significativas, lo que se podría asociar con intercambio iónico Ca<sup>2+</sup>-Na<sup>+</sup> en el material arcilloso o con la interacción con fuentes antrópicas debido a que se encuentra en la facie mixta. El aumento gradual en el contenido de Cl<sup>-</sup>, desde 10 mg/L hasta 48 mg/L, en muestras con bajo contenido de NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, podría fortalecer la idea de una componente de flujo interme-

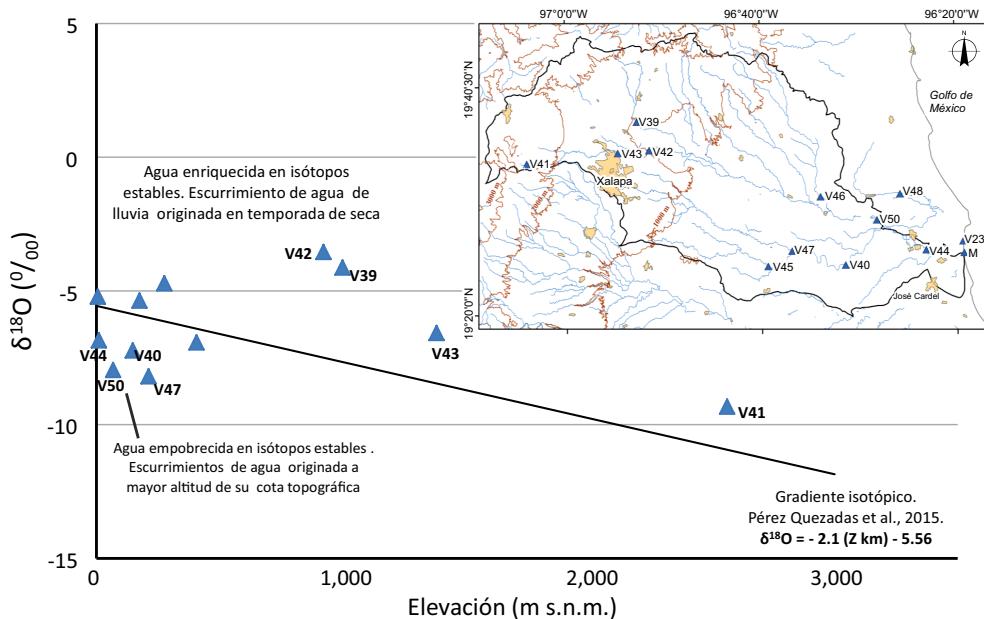


Figura 6. Firma isotópica registrada en agua superficial de 12 sitios de la cuenca Río Actopan, comparada contra el gradiente isotópico del agua meteórica (línea recta) (Pérez-Quezadas et al., 2015). En el mapa se muestra la localización de los sitios de colecta.

dio interceptada en la roca caliza. También se observan a través de la relación iónica  $\text{SO}_4/\text{Cl}$  valores hasta dos órdenes de magnitud mayores a 0.11. Segundo Custodio y Llamas (2001), valores entre 0.2 y 0.4 son característicos de agua continental; mientras que valores de 0.11 son asociados con agua marina, fuentes de  $\text{SO}_4^{2-}$  regularmente relacionadas con flujo profundo, disolución de yeso o anhidrita y antrópicas como la agricultura y riego con agua superficial con contenidos importantes de este ión, tal es el caso del sitio V28 donde el contenido de  $\text{SO}_4^{2-}$  alcanza los 721 mg/L.

De acuerdo con las Normales Climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional, (SMN, 2016), para la región que comprende la zona de estudio, la precipitación es mayor a 1,000 mm/año y en temporada de seca la precipitación se encuentra entre 200 y 300 mm. Los resultados isotópicos de agua superficial comparados con el gradiente isotópico ( $\delta^{18}\text{O} = -2.1 (\text{Z km}) - 5.56$ , donde Z corresponde a la altitud; Pérez-Quezadas *et al.*, 2015) plantean que por los sitios V41, V43, V39 y V42, localizados a cota topográfica mayor a 900 m s.n.m., escurre agua enriquecida en isótopos estables con respecto al gradiente isotópico. La firma isotópica podría corresponder a eventos de precipitación/escorrentía propia de la temporada seca que origina agua más enriquecida en isótopos estables que la que se presenta en temporada de lluvia (WISER, 2015).

La firma isotópica de los manantiales refleja en la mayoría de los casos una cota de recarga próxima, implicando líneas de flujo someras y de circulación rápida, lo que es consistente con los elevados gradientes piezométricos de las zonas alta e intermedia de la cuenca Río Actopan. El agua termal no presenta indicios de intercambio isotópico líquido-vapor o con los minerales de las rocas debido a que no existe desplazamiento isotópico (enriquecimiento) de  $\delta^{18}\text{O}$ , descartando un origen geotérmico o hidrotermal y fortaleciendo su origen meteórico a cotas topográficas mayores que su cota de descarga.

En el caso de las aguas subterráneas captadas en pozos situados en la planicie costera se observa que los valores isotópicos son más empobrecidos que los esperados a esa cota, lo que confirma que su recarga deriva o bien de la infiltración de los ríos o de componentes de flujo originadas a cotas más elevadas (Figura 7).

## CONCLUSIONES

Dentro de la cuenca hidrográfica Río Actopan, localizada en la parte central del Estado de Veracruz, Golfo de México, se identifica puntualmente un aporte de agua subterránea termal que como mínimo circuló a 500 m de profundidad posterior a la recarga.

El agua de tipo Ca-HCO<sub>3</sub>, correspondiente a circulación somera, evoluciona a facie mixta, característica de agua que interaccionó con fuentes antrópicas.

La recarga al acuífero calizo de agua de lluvia local y la originada a mayor cota topográfica evoluciona a facie Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>, característica de agua que interaccionó con dolomía, la cual subyace a la caliza.

La relación iónica  $\text{SO}_4/\text{Cl}$  mayor que 0.4 se asocia a fuentes de yeso que pudieran estar presentes entre la caliza y caliza-dolomía.

La concentración de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> permite identificar 12 manantiales situados en los límites urbanos, además de siete pozos que descargan agua de origen meteórico mezclada con componente de origen antrópico, lo que indica la rápida respuesta del medio a la recarga característica del medio granular y lavas del CVMX.

El agua descargada a través de manantiales, pozos y ríos sigue la tendencia de la Línea Mundial de Aguas Meteóricas y la Línea Local de Aguas Meteóricas, indicando agua de origen meteórico que no ha sufrido procesos importantes de fraccionamiento isotópico posteriores a la precipitación. De acuerdo con el gradiente isotópico, se observan tres grupos de agua: (1) agua descargando a través de manantiales y agua superficial en ríos enriquecidas isotópicamente, relacionadas con la precipitación en temporada seca; (2) agua de manantiales, pozos y superficial alineadas al gradiente; recargadas con agua en temporada de lluvia; y (3) agua de manantiales, pozos y agua superficial recargada a cotas ligeramente mayores a su cota teórica de recarga, lo que implica un flujo profundo y agua superficial recargando la planicie costera y descargando a través de pozos.

Los isótopos ambientales son consistentes con los parámetros fisicoquímicos e iones mayores en relación al origen meteórico contemporáneo del agua subterránea y sus posteriores procesos de circulación profunda, mezcla de agua ocurrida a diferentes altitudes e interacción antrópica. Por lo anterior, el modelo conceptual queda

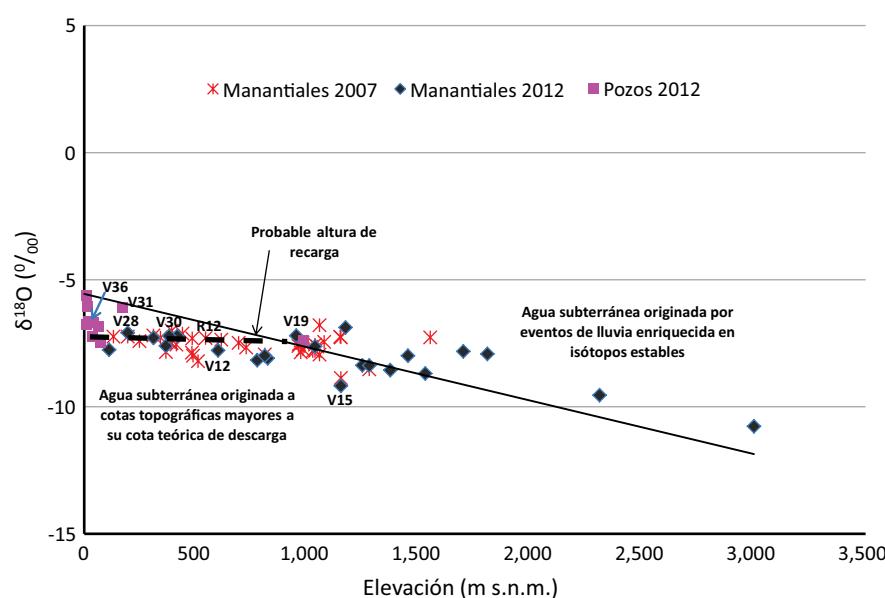


Figura 7. Firma isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$ ) registrada en manantiales y pozos, comparada contra el gradiente isotópico del agua meteórica (línea recta), según Pérez-Quezadas *et al.* (2015).

descrito como un sistema dominado por la presencia de flujos subterráneos someros y circulación rápida, con cortas distancias entre la recarga y la descarga, y en muchos casos mostrando contaminación de las aguas (fundamentalmente indicada por la concentración del ion  $\text{NO}_3^-$ ) en las zonas próximas a las áreas urbanas. Sin embargo, se ha puesto de manifiesto la presencia de flujo profundo a través de un componente termal descargando en manantiales localizados en la parte media/baja de la cuenca con cotas entre recarga/descarga mayores a 500 m de diferencia.

Se contrastaron diversas técnicas hidrogeoquímicas con múltiples alcances; aportando conocimiento científico sobre su aplicación en sistemas heterogéneos complejos, profundizando en el funcionamiento hidrológico local bajo un enfoque de cuenca hidrográfica y aportando a las inquietudes sociales.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo de beca otorgada al primer autor de esta investigación; al Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) por el Proyecto de Colaboración Técnica, PCT, MEX7010 del cual se desprenden parte de esta investigación; a Juan Cervantes Pérez por su colaboración en el PCT; a Edith Cienfuegos Alvarado y Francisco Otero Trujano del Laboratorios de Isótopos Ligeros del Instituto de Geología, UNAM y a María Carolina Muñoz Torres del Laboratorio de Geoquímica Ambiental del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, por la calidad de datos obtenidos; a Patricia Morales Canales y J.D. Martínez Gómez por su apoyo en la revisión de estilo. Agradecemos a la Comisión Nacional del Agua, Organismo de Cuenca Golfo Centro, por su apoyo para acceder a la información generada en la zona. Especial agradecimiento a todas las personas que amablemente participaron en el muestreo de los aprovechamientos. También queremos expresar nuestro agradecimiento a los revisores de este trabajo y al editor por su tiempo y atinadas correcciones y sugerencias para mejorar la calidad de este manuscrito.

## REFERENCIAS

- Appelo, C.A.J., Postma, D., 2005, *Geochemistry, groundwater y pollution*: Amsterdam, The Netherlands, CRC Press, 668 pp.
- Back, W., 1961, Techniques for mapping of hydrochemical facies: U.S. Geological Survey, Professional Paper 424-D, 380-382.
- CENAM (Centro Nacional de Metrología), 1994, Manual de Buenas Prácticas de Laboratorio: Centro Nacional de Metrología, Publicación Técnica CNM-MRD-PT-008, 104 pp.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua), 2002, Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea, Acuífero 3005 Valle de Actopan, Estado de Veracruz, México: México, D.F., Gerencia de Aguas Subterráneas, 20 pp.
- Copley, T.B., 1988, Normalization of oxygen y hydrogen isotope data: Chemical Geology, Isotope Geoscience section, 72 (4), 293-297.
- Craig, H., 1961, Isotopic variations in meteoric waters: *Science*, 133 (3465), 1702-1703.
- Custodio, E., Llamas, M.R., 2001, *Hidrología Subterránea*, Tomo I y II: Barcelona, España, Ediciones Omega, S.A., 2350 pp.
- Domenico, P.A., Schwartz, F.W., 1997, *Physical y chemical hydrogeology*: New York, Wiley y Sons, 2nd edition, 506 pp.
- EPA (Environmental Protection Agency), 1994, *Determination of Metals y Trace Elements in Water y Wastes by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry ICP-AES*, Method 200.7: United States Environmental Protection Agency, 58 pp.
- EPA (Environmental Protection Agency), 1997, *Determination of inorganic anions in drinking water by ion chromatography*, Method 300.1: United States Environmental Protection Agency, 39 pp.
- Epstein, S., Mayeda, T., 1953, Variation of  $\text{O}^{18}$  content of waters from natural sources: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4, 213-224.
- Ferket, H., Ortúñoz-Arzate, S., Roure, F., Swanner, R., 2003, Lithologic control on matrix porosity in shallow-marine Cretaceous reservoir limestones: A study of the Peñuela reservoir outcrop analogue (Cordoba Platform, Southeastern Mexico), in Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico y the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, y plate tectonics*: AAPG Memoir 79, 283-304.
- Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979, *Groundwater*: Prentice-Hall, 604 pp.
- Fritz, P., Fontes, J.-C. (eds.), 1980, *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 1. The Terrestrial Environment, A.: Elsevier, 545 pp.
- Gat, J., Gonfiantini, R., 1981, *Stable Isotope Hydrology, Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*: Technical Reports Series, International Atomic Energy Agency (IAEA), Vienna, Austria, 210 pp.
- Gehre, M.H., Geilmann, J., Richter, R.A., Werner R.A., Bry W.A., 2004, Continuous flow  $^2\text{H}/^1\text{H}$  y  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  analysis of water samples with dual inlet precision: *Rapid Communication in Mass Spectrometry*, 18, 2650-2660.
- Girmay, E., Ayenem, T., Kebede, S., Mulugeta, A., Wohnlich, S., Wisotzky, F., 2015, Conceptual groundwater flow model of the Mekelle Paleozoic-Mesozoic sedimentary outlier y surroundings (northern Ethiopia) using environmental isotopes y dissolved ions: *Hydrogeology Journal*, 23, 649-672.
- Goldsmith, G.R., Muños-Villers L.E., Holwerda F., McDonnell J.J., Asbjornsen H., Dawson T.E., 2011, Stable isotopes reveal linkages among ecohydrological processes in a seasonally dry tropical montane cloud forest: *Ecohydrology*, 5, 779-790, doi: 10.1002/eco.268.
- Gómez-Tuena, A., 2002, Control temporal del magmatismo de subducción en la porción oriental de la Faja Volcánica Transmexicana: Caracterización del manto, componentes en subducción y contaminación cortical: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de doctorado, 118 pp.
- Gonfiantini, R., 1978, Standards for stable isotope measurements in natural compounds: *Nature*, 271, 534-536.
- González-García, R., Holguín-Quiñones, N., 1992, Las rocas generadoras de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Artículo reeditado del 42 (1), 16-30.
- Hach Company, 2006, *Alkalinity, Method 8203, en Digital Titration Model 16900, User Manual, Titration Procedures*: Hach Company, ed. 24, 195 pp.
- Hem, J.D., 1985, *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water*, 3rd edition. U.S. Geological Survey, Water-Supply Paper 2254, 264 pp.
- Hernández-López, C., 2012, Análisis del comportamiento de la temperatura y la precipitación mediante climogramas y tendencias en la zona central de Veracruz: Xalapa, Veracruz, Universidad Veracruzana, Facultad de Instrumentación Electrónica y Ciencias Atmosféricas, Tesis de Licenciatura, 92 pp.
- Hoefs, J., 1987, *Stable Isotope Geochemistry*: Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, 3a ed., 987 pp.
- Mook, W.G. (ed.), 2002, *Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico. Principios y aplicaciones*: Madrid, España, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Guías y Manuales, 1, 596 pp.
- Jáuregui, E., 2004, Contrastes bioclimáticos entre el mar y montaña en la zona central del Estado de Veracruz, México, en: *El clima entre el mar y la montaña: Asociación Española de Climatología y Universidad de Cantabria*, serie A, número 4, Santander, España, 754 pp.
- Kendall, C., McDonnell, J.J., 1998, *Isotope tracers in catchment hydrology*: Amsterdam, The Netherlands, Elsevier, 839 pp.
- López-Infanzón, M., 1991, *Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola Area, central Veracruz, México*: U.S.A., Tulane University, M.S. Thesis, 139 pp.
- Mádl-Szönyi, Tóth, Á., 2015, Basin-scale conceptual groundwater flow model for an unconfined y confined thick carbonate region: *Hydrogeology Journal*, 23, 1359-1380.
- McDowell, C., 1963, *Mass Spectrometry*: New York, McGraw- Hill Book Co., Inc. 639 pp.
- Morales-Barrera, W., 2009, Estudio geológico de un depósito ignimbótico en la región de Xalapa, Veracruz: distribución, estratigrafía, petrografía y

- geoquímica: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de maestría, 143 pp.
- Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Werle, D., 1985, Geological and geochemical investigations on the eastern trans Mexican volcanic belt: *Geofísica Internacional*, 24 (4), 477-575.
- Pereyra-Díaz, D., Pérez-Sesma, J.A.A., Salas-Ortega, M.R., 2010, *Hidrología, en Florescano, E., Ortiz, J. (coords.), Atlas del Patrimonio Natural, Histórico y Cultural de Veracruz, I. Patrimonio Natural: Xalapa, Veracruz, Comisión del Estado de Veracruz para la Conmemoración de la Independencia Nacional y la Revolución Mexicana, 85-122.*
- Pérez-Quezadas, J., Cortés-Silva, A., Inguaggiato, S., Salas-Ortega, M.R., Cervantes-Pérez, J., Heilweil, V.M., 2015, Meteoric isotopic gradient on the windward side of the Sierra Madre Oriental area, Veracruz, México: *Geofísica Internacional*. 54 (3), 267-276.
- PRONACOSE (Programa Nacional Contra la Sequía), 2016, Programas de Medidas Preventivas y de Mitigación de la Sequía en Xalapa y Zona Urbana (en línea), <http://www.pronacose.gob.mx/pronacose14/Contenido/Documentos/PMPMS-ZONA%20METROPOLITANA%20XALAPA.pdf>, consulta: julio de 2016.
- Rodríguez, S.R., Morales-Barrera, W., Layer, P., González-Mercado, E., 2010, A Quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 146-166.
- Salas-Ortega, R., 2010, Estudio geológico e hidrogeoquímico de un sistema de manantiales en la región de Xalapa, Veracruz: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 100 pp.
- SSA (Secretaría de Salubridad y Asistencia), 1994, Norma Oficial Mexicana NOM-014-SSA1-1993, Procedimientos sanitarios para el muestreo de agua para uso y consumo humano en sistemas de abastecimiento de agua públicos y privados: México, SSA, 7 pp.
- Schoeller, H., 1962, *Les eaux souterraines: hydrologie dynamique et chimique; recharge, exploitation et évaluation des ressources*: Paris, Masson et Cie, 642 pp.
- SGM (Servicio Geológico Mexicano), 2007, Carta Geológico-minera Xalapa E14-B27, Veracruz., Escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- SGM (Servicio Geológico Mexicano), 2010, Carta Geológico-minera Coatepec E14-B37, Veracruz-Puebla, Escala 1:50 000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- SGM (Servicio Geológico Mexicano), 2014, Carta Geológico-minera Ciudad Cardel (José Cardel) E14-B38, Veracruz., Escala 1:50 000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- SMN (Servicio Meteorológico Nacional), 2016, Información climatológica ver estado (en línea), <http://smn.cna.gob.mx/es/informacion-climatologica-ver-estado?estado=ver>, consulta: junio de 2016.
- Stumm, W., Morgan, J.J., 1996, *Aquatic Chemistry: Chemical Equilibria and Rates in Natural Waters*: Canada, Wiley Interscience, 3a ed., 1040 pp.
- Tejeda A., Acevedo F., Jáuregui E., 1989, *Atlas Climático del Estado de Veracruz*: Universidad Veracruzana, Colección Textos Universitarios, 150 pp.
- Toth, J., 1999, Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, y manifestations: *Hydrogeology Journal*, 7, 1-14.
- Vallet, A., Bertrand, C., Mudry, J., Bogaard, T., Fabbri, O., Baudement, C., Régert, B., 2015, Contribution of time-related environmental tracing combined with tracer test for characterization of a groundwater conceptual model: a case study at the Séchilienne landslide, western Alps (France): *Hydrogeology Journal*, 23, 17-1779.
- Viniegra-Osorio, 1965, *Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 17, 101-163.
- WISER (Water Isotope System for Data Analysis, Visualization, and Electronic Retrieval), 2015, Monitoring programme (en línea), [http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS\\_resources\\_isohis.html](http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_isohis.html), consulta: Julio de 2015.
- WRRC (Water Resources Research Center), 1995, *Field Manual for Water Quality Sampling*. Arizona, EE. UU., University of Arizona, College of Agriculture. 118 pp.

Manuscrito recibido: noviembre 9, 2015

Manuscrito corregido recibido: diciembre 8, 2016

Manuscrito aceptado: diciembre 31, 2016