



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

Instituto de Ingeniería

Maestría y Doctorado en Ciencias e Ingeniería

**Caracterización isotópica de las aguas naturales en el estado de Baja
California**

Tesis

Para obtener el grado de

Maestro en Ciencias

Presenta

Erick Jonathan Ramírez Del Castillo

Directora de Tesis

Dra. Concepción Carreón Diazconti

Mexicali B.C. Junio de 2018

Agradecimientos

A mi comité de Sinodalías integrado por:

Dr. Jaime Alonso Reyes López

Dr. Jorge Ramirez Hernández

Dr. Rafael Onofre García Cueto

Dra. Jesús Eliana Rodríguez Burgueño

por su disponibilidad, enseñanza y apoyo.

Un especial agradecimiento a la Dra. Concepción Carreón Diazconti, mi directora de tesis, por toda su orientación, apoyo, paciencia y enseñanza.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el financiamiento otorgado.

Al Instituto de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Baja California (UABC) Campus Mexicali por creer en mí.

Al Dr. Thomas Kretschmar y al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo) por permitirme realizar una estancia en el Laboratorio de Análisis Isotópico

A la M.C. Ana Karina Espinoza Villalva por su apoyo en la medición de las muestras isotópicas y enseñanza.

Al M.C. Paulo Gaona y a la M.C. Theresa Frommen, por su disponibilidad en la facilitación de datos isotópicos.

Resumen

A pesar de que existen antecedentes sobre la composición isotópica de las aguas naturales en la península de Baja California, aún no existe una compilación de los datos, sus ni se cuenta con un análisis que permita establecer la condición actual de las aguas naturales para toda la península.

En este estudio se compiló una la base de datos (δD y $\delta^{18}O$), de las aguas naturales en la península de Baja California, conformada de 549 sitios de los cuales 507 corresponden a aguas subterráneas, 32 a superficiales y 10 a la precipitación.

Mediante análisis hidrogeoquímico y estadístico de la base de datos generada, se determinó las fuentes de agua y la variabilidad espacial de la huella isotópica por regiones hidrográficas, de la Península de Baja California.

De los resultados expuestos en la presente investigación y de la evidencia muestral analizada, se puede evidenciar que la composición isotópica (δD y $\delta^{18}O$) de las aguas naturales en la península de Baja California, se ve influenciada principalmente por dos componentes el geotérmico y el antropogénico.

Palabras Clave: Isótopos, deuterio, 18-oxígeno, Mexicali, Baja California.

Índice

Capítulo 1	Introducción.....	6
1.1	Antecedentes.....	7
1.1.1	Isotopía de las aguas naturales en el Valle de Mexicali y sus zonas circundantes.....	8
1.1.2	Sitio de estudio	9
1.2	Objetivo General	12
1.2.1	Objetivos específicos	12
1.3	Justificación.....	12
1.4	Hipótesis	12
Capítulo 2	Marco teórico conceptual	13
2.1	Estándares, proporciones, deltas (δ) y permil (‰) de los isotopos estables.....	13
2.2	Isótopos estables: $\delta^{18}\text{O}$, deuterio (δD) y la línea meteórica global.....	16
2.3	Fraccionamiento isotópico.....	17
2.3.1	Fraccionamiento cinético	17
2.3.2	La destilación Rayleigh	18
2.4	Factores que influyen en la composición isotópica del agua de precipitación	21
2.4.1	Efecto estacional	21
2.4.2	Efecto Continental	21
2.4.3	Efecto de altitud	21
2.4.4	Efecto de latitud	22
2.4.5	Efecto de lluvia	22
2.5	Aguas meteóricas en ambientes áridos y semiáridos.....	23
2.5.1	Efecto de evaporación.....	23
2.6	Fundamentos de la isotopía de las aguas subterráneas en zonas áridas y semiáridas.....	24
Capítulo 3	Metodología.....	25
3.1	Revisión bibliográfica.....	25
3.2	Elaboración de una base de datos isotópicos.....	25
3.3	Trabajo de campo (Pluviómetros).	26

3.3.1	Tipo de muestreo	26
3.3.2	Colección de muestras de agua.	26
3.3.3	Campaña de muestreo	28
3.4	Técnicas analíticas	29
Capítulo 4 Resultados y Discusión		29
4.1	Base de datos isotópicos	29
4.2	Composición isotópica de la precipitación para BC.....	30
4.2.1	Valle de Mexicali.....	31
4.3	Composición isotópica del agua superficial en la península	33
4.3.1	Región hidrológica Río Colorado	34
4.3.2	Región hidrológica Noroeste	35
4.4	Composición isotópica del agua subterránea.....	36
4.4.1	Región RH-RC.....	37
4.4.2	Región RE-NE	41
4.4.3	Región RH-NO	43
4.4.4	Región RH-CE.....	44
4.4.5	Región RH-CO	46
4.4.6	Región RH-SE	47
4.4.7	Región RH-SO.....	49
4.5	Prueba de Kruskal-Wallis.....	50
Capítulo 5 Conclusiones		54
Capítulo 6 Referencias.....		55

Índice de figuras

Figura 1.1	Regiones hidrológicas (RH) en la Península de Baja California.....	11
Figura 2.1	Relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y δD en aguas meteóricas	17
Figura 2.2	Cambios en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia de acuerdo con el modelo de destilación de Rayleigh. (Clark yFritz, 1997)	19
Figura 2.3	Esquema del fraccionamiento del $\delta^{18}\text{O}$ en el ciclo del agua atmosférica.....	20
Figura 2.4	Efecto de altitud en el $\delta^{18}\text{O}$	22

Figura 3.1 Autores de trabajos con datos isotópicos de las aguas naturales en la península de Baja California	25
Figura 4.1 Mapa de ubicación de todos los sitios.	30
Figura 4.2 Mapa de ubicación de las estaciones de colección de aguas meteóricas.....	31
Figura 4.3 Esbozo de la línea de agua meteórica local para la zona de Mexicali.....	33
Figura 4.4 Línea de evaporación de las aguas superficiales para la RH-RC	35
Figura 4.5 Línea de evaporación de las aguas superficiales para la RH-NO.....	36
Figura 4.6 Grafica δD vs. $\delta^{18}O$ del agua subterránea. Agrupación de K-medias (Clusters 1, 2 y 3)	38
Figura 4.7 <i>Diagramas de cajas y bigotes para las aguas subterráneas de la RH-RC.</i>	40

Introducción

“La creciente escasez de agua dulce y limpia se encuentra entre las cuestiones más importantes a las que se enfrenta la civilización en el siglo XXI” (Simonovic, 2002)

Esto principalmente debido a la sobreexplotación, a la contaminación de los mantos acuíferos y a la variación en el régimen de lluvias ante el cambio climático.

El estado de Baja California depende principalmente de dos fuentes de agua para el desarrollo de sus actividades domésticas y económicas, el agua del río Colorado y el agua subterránea. Como parte de un tratado internacional con los Estados Unidos de Norteamérica (Ramírez Hernández, 2006), el río Colorado provee un volumen anual de aproximadamente 1,850 hm³ vía la presa derivadora Morelos (1,677 hm³) y el canal Sánchez Mejorada (172 hm³), en la ciudad de Mexicali. Una parte de esta agua es exportada hacia las ciudades de la costa del Pacífico (4 m³/s) y hay planes de aumentar estas aportaciones para tratar de satisfacer parcialmente las demandas de dicha zona. El resto del agua que arriba a la región mediante este río es distribuida a lo largo del valle de Mexicali a través de una red de canales agrícolas, las tres plantas de tratamiento de agua de Mexicali y 26 sistemas de tratamiento en el valle y San Felipe (CESPM, sitio web). Estos volúmenes de agua fueron estimados en condiciones de precipitación “normal” y pueden ser reducidos cuando se presenten las sequías anticipadas por los modelos de cambio climático (Ramírez Hernández, 2006). Por su parte, el agua subterránea proviene principalmente de acuíferos costeros e intermontanos, los que a su vez dependen de la recarga mediante la infiltración de la precipitación local, la que ha sido estimada para toda la península entre 131 y 189 mm/año (baja), dependiendo de la serie de precipitación seleccionada. Sin embargo, al menos cinco de los acuíferos que sostienen a las actividades económicas predominantes de la región [Guadalupe, Ojos negros, Valle de Mexicali, Maneadero y San Quintín] han sido declarados en condiciones de sobreexplotación (CONAGUA, 2007) e incluso, algunos presentan intrusión marina u otra forma de salinización. Ante la amenaza en la disponibilidad del agua debido a la baja precipitación en una región con un rápido crecimiento urbano, se han discutido diversas opciones de mitigación y adaptación.

Por su parte, la comprensión de los procesos que ocurren cuando las aguas superficiales y las aguas subterráneas se combinan en un sistema hidrológico único resulta altamente significativo para el manejo y la asignación de los recursos hídricos. La dinámica de la interacción agua superficial/agua subterránea es importante tanto en el funcionamiento de los ecosistemas acuáticos como en el transporte de nutrientes y contaminantes, por lo tanto, cuando se logra discernir dichas interacciones, es posible determinar la calidad y cantidad de agua disponible para todos los usos de una región. En este tenor, se han desarrollado una gran variedad de herramientas para determinar la magnitud y la variabilidad, tanto temporal como espacial de dichas interacciones, incluyendo técnicas geofísicas, hidrológicas y geoquímicas, las que generalmente se aplican en combinación. Sin embargo, los componentes superficiales y subterráneos de los sistemas hidrológicos aún no han sido bien comprendidos, en particular en términos de la importancia de los miembros extremos (*end-members*) y la dinámica de su intercambio entre reservorios.

Antecedentes

El mejoramiento en las técnicas de espectroscopia de masas después de la segunda guerra mundial, hizo posible la medición precisa de la abundancia natural de los isótopos ^{18}O y deuterio (D) en las aguas meteóricas. Algunas de las primeras investigaciones en referencia a las variaciones en la proporción de isótopos en el agua fueron hechas por Dansgaard (1953), Epstein y Mayeda (1953) y Friedman (1953), sin embargo, el primer intento por compendiar de manera global la composición isotópica de las aguas provenientes de la precipitación fue realizado por Craig en 1961. Los isótopos estables ^{18}O y D en el agua se han aplicado en la determinación de la dinámica de los procesos hidrológicos en cuencas y en el trazado de las aguas a lo largo del ciclo hidrológico (Kendall y Doctor, 2003), así como en la determinación de la mezcla de aguas con diferentes orígenes dentro de un sistema (e.g., Clark y Fritz, 1997; Glynn y Plummer, 2005).

Localmente, existen estudios previos relacionados con la composición isotópica de las aguas naturales en la península de Baja California. Algunos de ellos son Payne, Quijano y Latorre (1979), Makdisi, Truesdell, Thompson, Coplen y Sanchez R (1982), Ramírez Hernández (1997), Wassenaar, Van Wilgenburg, Larson y Hobson (2009), Kretzschmar y Frommen (2013) y Tamez-Meléndez, Hernández-Antonio, Gaona-Zanella, Ornelas-Soto y Mahlknecht (2016). Los datos más abundantes y, por lo tanto, los que formarán parte de un análisis más detallado son los correspondientes al valle de Mexicali. Las áreas circunvecinas del sureste de California y suroeste

de Arizona, en EE.UU., han sido sujetas a numerosas investigaciones hidrológicas e isotópicas y, dada la similitud de sus condiciones ambientales, se considera que sus características hidrogeológicas e hidrogeoquímicas son extrapolables (Ramírez Hernández, 1997) por lo que se incluyen en el análisis de la zona denominada Valle de Mexicali-Valle Imperial.

Isotopía de las aguas naturales en el Valle de Mexicali y sus zonas circundantes

Agua de precipitación

Estudios previos sobre la composición isotópica de la precipitación en el Valle Imperial-Mexicali han sido realizados por Dansgaard (1964), Coplen (1972) y Friedman, Smith, Gleason, Warden y Harris (1992). El primero estimó los valores isotópicos de precipitación para el valle Imperial-Mexicali en $\delta D = -86\text{‰}$ y $\delta^{18}O = -10.5\text{‰}$, mientras que Coplen los estimó en $\delta D = -60\text{‰}$ y $\delta^{18}O = -7.2\text{‰}$. La diferencia parece estar relacionada con la variación de la temperatura promedio en el valle Imperial-Mexicali, la que en los 1960's fue aproximadamente 5°C menor a la observada en 1972 por Coplen. Por otro lado, en los 1990's la estimación estacional de los valores de deuterio resultó en $\delta D = -56\text{‰}$ para verano y de $\delta D = -78\text{‰}$ para invierno (Friedman et al., 1992).

Agua subterránea

En 1979, Payne et al. determinaron el valor isotópico de lo que llamaron el componente "*old colorado river water*" en las aguas subterráneas del valle de Mexicali (Payne et al., 1979). Los valores isotópicamente empobrecidos de $\delta D = -112.10\text{‰}$ y $\delta^{18}O = -14.64\text{‰}$ correlacionaron bien con los reportados por Craig en 1966 para el Lake Mead ($\delta D = -111.5\text{‰}$ y $\delta^{18}O = -14.8\text{‰}$). Otra observación que hace Payne es que algunas muestras de agua subterránea en la Mesa de San Luis, tienen un componente que sugiere origen en la cuenca del río Gila, lo que es corroborado por Makdisi et al. (1982), quien sugiere un componente del río Gila en las aguas del sureste del Valle de Mexicali, donde en algunas partes se da la mezcla con agua del Río Colorado. El agua subterránea en las regiones norte y central del Valle se originan del Río Colorado, el agua subterránea de la región occidental proviene de una mezcla de agua del Río Colorado y salmueras geotérmicas en pozos cercanos al campo geotérmico Cerro Prieto (Makdisi et al., 1982).

Agua del yacimiento geotérmico Cerro Prieto.

En 1981, Truesdel determinó la composición isotópica de las aguas del yacimiento geotérmico Cerro Prieto en $\delta D = -94$ a -98‰ y $\delta^{18}O = -7.3$ a -8.9‰ . Se considera que los valores de D son

muy cercanos a los del río Colorado ($\delta D = -107 \pm 2 \text{ ‰}$) y que las concentraciones de ^{18}O muestran el mismo patrón que el río (cerca de $-15 \pm 0.5 \text{ ‰}$), con una deferencia debida principalmente al intercambio agua-roca de ^{18}O (Lippmann, Truesdell y Frye, 1999).

Agua superficial.

Diversos estudios de la composición isotópica del agua superficial han sido realizados en el Valle de Mexicali y sus inmediaciones (Payne et al., 1979; Peregrina Llanes, 2010; Ramírez Hernández, 1997). En 1966 Craig determinó una línea de evaporación para la región del Salton Sea (Sur de California) usando agua del Río Colorado (Lake Mead) y de canales de irrigación. La pendiente resultante fue de alrededor de 5, muy similar al 5.8 aceptado como indicativo de la concentración evaporativa y el aumento de la salinidad (sólidos disueltos) (Craig, 1966; Fontes, 1980; Setmire, Densmore y Schroeder, 1993). Por otro lado, Payne en 1979 determinó para el valle de Mexicali dos líneas de evaporación, ambas con agua del Río Colorado ($\delta D = -112.10\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = -14.64\text{‰}$). Una de ellas en dirección al dren Wellton-Mohawk ($\delta D = -90.2\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = -11.03\text{‰}$) y la otra hacia la Presa Morelos ($\delta D = -99\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = -12.14\text{‰}$). Ambas resultaron muy cercanas a la pendiente de 5.8 sugerida por Craig, 1966. En 1991 se determinó una concentración isotópica de $\delta D = 5.4\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = -34\text{‰}$ en aguas de drenes para el valle imperial (Schroeder, Setmire y Densmore, 1991) la cual hace relación con la línea de evaporación de Craig, 1966 y las dos líneas sugeridas por Payne, 1979.

Sitio de estudio

El sitio de estudio comprende a la península de Baja California dividida en las siete regiones hidrológicas (RH) definidas por el organismo nacional operador del agua (CONAGUA, 2009). Dichas regiones, que fueron determinadas en función de sus características morfológicas, orográficas e hidrológicas, tomando a la cuenca hidrológica como la unidad básica, se presentan en el mapa de la Figura 1.1. Baja California es una península que se extiende por 1,247 km desde el borde con los Estados Unidos. Cuenta con una extensión territorial de aproximadamente 145,000 km² y se divide, a partir del paralelo 28, en los estados de Baja California (BC) y Baja California Sur (BCS). El clima predominante es muy seco y seco aunque las regiones altas de la sierra de San pedro Martír, la que se eleva hasta 3,050 metros sobre el nivel del mar (msnm), y de la Sierra de La Laguna presentan clima templado subhúmedo y semifrío (INEGI, 2018). La temperatura promedio anual va de los 18 a los 22°C con una máxima superior a los 45° en Mexicali y la mínima

por debajo de 0°C en las mencionadas zonas altas. Las lluvias son muy escasas y se presentan principalmente durante el verano, con un total anual promedio de precipitación por debajo de los 200 mm (INEGI, 2018). En la región noroeste de la península se presentan lluvias de invierno, condición muy particular, ya que en el resto del país las lluvias son en verano. El municipio de Mexicali tiene uno de los registros de precipitación total anual más baja de todo el país por debajo de los 60 mm (SEMARNAT, 2012).

Dada la aridez y la escasa disponibilidad de agua en la península, hay muy pocos poblados de importancia y están localizados principalmente en los extremos norte y sur de la misma. En 2010, se contaron 3,155,070 habitantes en BC, estado que presenta una alta tasa de movilidad, y 712,026 habitantes en BCS (INEGI, 2013).

Una importante proporción del agua que sostiene a la población es subterránea, la que a su vez proviene de la recarga de la precipitación. Existen en la península 88 acuíferos, la mayor parte costeros aluviales, que proveen aproximadamente 1100 hm³/año mediante pozos de bombeo; 15 de ellos se han reportado como sobreexplotados, 10 son afectados por intrusión marina y otros cuatro por salinización de otra índole (SEMARNAT, 2012). Existen también numerosos manantiales de aguas tanto frías como calientes cuyas descargas no son de importancia en la disponibilidad de agua en la región, sin embargo, resultan de suma relevancia para el estudio de las condiciones ambientales de recarga.

El Valle de Mexicali

En la región coexisten cuatro valles: uno, conocido como Imperial que abarca la cuenca del Salton dentro del Estado de California, otro comprende parte de Yuma dentro del esta de Arizona ambos en EE. UU, del lado mexicano se encuentra el valle de San Luis Rio Colorado dentro del estado de Sonora, y otro denominado Valle de Mexicali, dentro del estado de Baja California, el valle de Mexicali abarca la porción sur de la cuenca del Salton lo que es propiamente el delta del río Colorado. (Ramírez Hernández, 1997)

El agua en esta región hidrológica esta principalmente derivada del agua superficial y de la escorrentía subterránea que provee el Río Colorado (Makdisi et al., 1982)

La recarga en los últimos años ha sido mediante los canales superficiales que se originan en la Presa Morelos, otras posibles fuentes de recarga para el valle de Mexicali incluyen: Agua de la

cuenca del río Gila, agua de mar, yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, precipitación local y agua del paleolago Cahuilla. (Ramírez Hernández, 1997)

La composición isotópica del agua de lluvia del Valle de Mexicali puede ser extrapolable con respecto a la de Valle Imperial, esta extrapolación es justificable, dada la cercanía de ambos Valles y sus similitudes climáticas. (Ramírez Hernández, 1997)

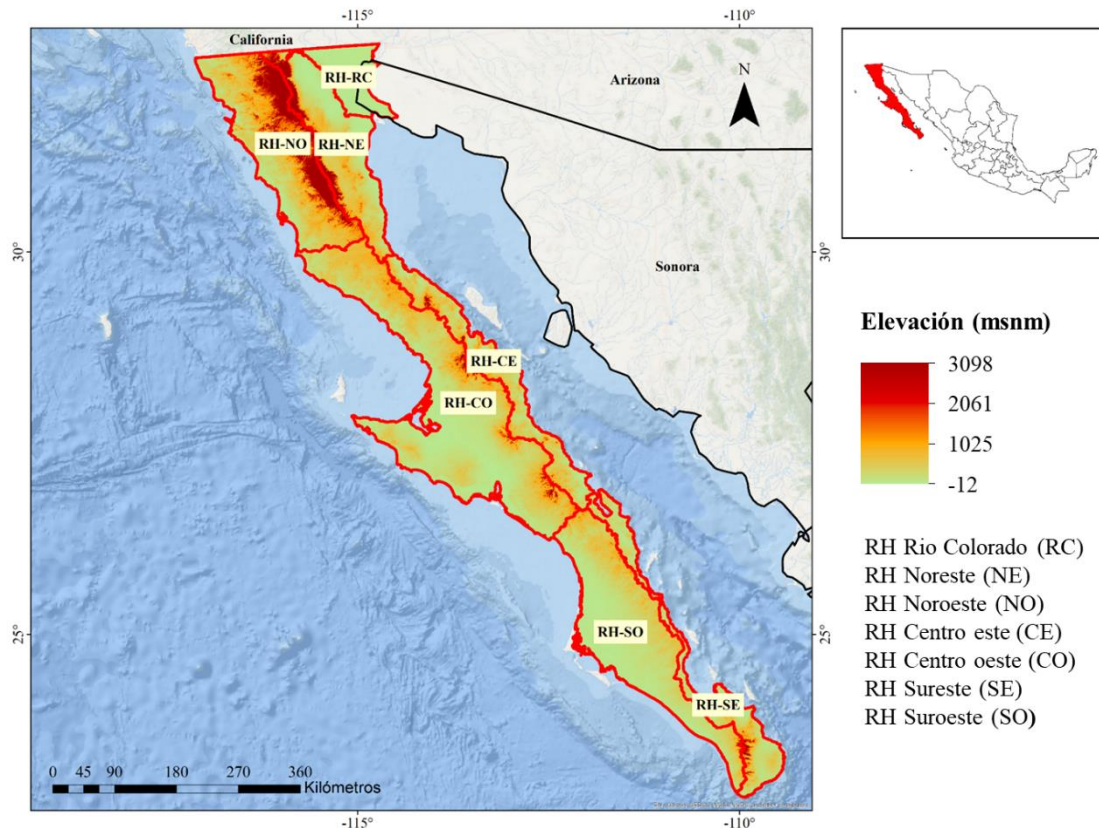


Figura 0.1 Regiones hidrológicas (RH) en la Península de Baja California
(CONAGUA, 2009) la elevación presentada fue extraída del Continuo de Elevaciones Mexicano (CEM) del INEGI (2018) en una resolución de 15 metros.

Objetivo General

El objetivo general de este trabajo es establecer, a partir de información generada en ésta y otras investigaciones, la composición isotópica en ^{18}O y D de las aguas naturales de la península de Baja California y presentar un instrumento que contribuya con la definición de las fuentes de agua y de la variabilidad espacial de la huella isotópica.

Objetivos específicos

- Compilar y generar información isotópica de las aguas naturales en el estado de Baja California y proveer un instrumento que sirva como fundamento para el estudio de las aguas naturales.
- Determinar la distribución espacial de la composición isotópica (^{18}O y D) de las aguas naturales en la península, los factores que la alteran y las posibles fuentes del agua.
- Definir las fuentes de agua y las potenciales interacciones agua superficial-agua subterránea en un acuífero seleccionado (Valle de Mexicali)

Justificación

A pesar de que existen antecedentes sobre la composición isotópica de las aguas naturales en la Baja California, aún no existe una compilación de estos datos ni se cuenta con un análisis de los mismos que permita establecer la composición isotópica actual de las aguas naturales para toda la península.

La compilación y el análisis de datos sobre la composición isotópica ^{18}O y D de las aguas de precipitación, superficial, subterránea y geotérmica de la península permitirá reducir la incertidumbre en la predicción de las interacciones agua superficial/agua subterránea y entender mejor la variabilidad espacial de este intercambio isotópico. En particular, se podrá estimar el origen de los componentes de las aguas y trazar las rutas de flujo más probables.

Hipótesis

Las características geográficas y ambientales de la península de Baja California dan origen a aguas naturales con huellas isotópicas diversas

Marco teórico conceptual

Los isótopos son variedades de un mismo elemento con el mismo número de protones (Z) pero diferente número de neutrones (N) (Bowen, Wassenaar y Hobson, 2005). Existen en la naturaleza en forma estable, como el 13-carbón y el 36-azufre, e inestables o radiactivos, como el 14-carbono. Estos nucleídos suelen ser representados con la notación A_M , donde M se refiere al símbolo del elemento y A al número másico, que equivale a la suma de protones y neutrones de dicho elemento (Ecuación 1).

$$A=Z+N.$$

Ecuación (1)

Estándares, proporciones, deltas (δ) y permil (‰) de los isotopos estables

Una de las bases de la geoquímica de los isótopos estables es la comparación de conjuntos de datos, la cual demanda la estandarización de las mediciones entre laboratorios. Durante las últimas décadas, se han establecido materiales apropiados como referencias isotópicas internacionalmente reconocidas o estándares. Estos estándares son limitados en cantidad y así no pueden ser usados por los laboratorios de forma rutinaria. Los datos de sus espectrómetros de masas (resultados) están entonces referenciados a estos materiales reconocidos internacionalmente. Las normas de referencia apropiadas para los isótopos estables del agua se presentan en la Tabla 2.1, la que incluye al isótopo de interés, la relación isotópica medida, su abundancia natural, los estándares de referencia utilizados y las fases más comunes para la medición. El Organismo Internacional de Energía Atómica, (IAEA, por sus siglas en inglés), ha resumido los detalles de calibración para la mayoría de los materiales en el documento técnico IAEA 825, (Gonfiantini, Stichler y Rozanski, 1995)

Las variaciones en el número de neutrones de un elemento proporcionan las diferentes masas (pesos atómicos) de las moléculas y, a su vez, las moléculas con diferencias en masa presentan diferentes tasas de reacción. Esto conduce a la partición isotópica o fraccionamiento descrito por Urey (1947), en el que se hace patente la influencia de procesos que afectan la abundancia relativa de cada isótopo (procesos fraccionadores).

La molécula de agua está formada por dos elementos: hidrógeno y oxígeno. El hidrógeno se presenta en la naturaleza bajo la forma de dos isótopos estables, el protio (^1H) y el deuterio (^2H), cuya abundancia en la naturaleza es de 99.9844 % y 0.0156 %, respectivamente (Way, 1948), y uno radiactivo, el tritio (^3H). Por su parte, el oxígeno posee tres isótopos estables: ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O , con abundancias de 99.762 %, 0.0379 % y 0.200, respectivamente (Garlick, 1969). Los isótopos ambientales estables son medidos como la proporción de los dos isótopos más abundantes de un elemento dado. Para el oxígeno es la proporción $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, la que resulta en aproximadamente 0.00204, mientras que la relación de isótopos de hidrógeno es de aproximadamente 0.000156. Los procesos fraccionadores modificarán estas tasas ligeramente, pero las variaciones se observan sólo en la quinta o sexta cifra decimal.

Medir la proporción o la abundancia absoluta de isótopos no es una práctica común. Dado que el interés principal es el de comparar las variaciones en las concentraciones de los isótopos estables en lugar de su abundancia absoluta, el método analítico usual es la medición de la relación aparente mediante espectrometría de masas. Las variaciones operacionales pueden resultar en desviaciones entre la relación aparente y la relación real, lo que se soluciona midiendo una referencia conocida (el estándar) en el mismo equipo al mismo tiempo. Las concentraciones isotópicas son entonces expresadas como la diferencia entre las relaciones medidas en la muestra y en la referencia sobre la relación medida en la referencia. Matemáticamente, el error (m) entre las proporciones aparente y verdadera es cancelado (ecuación 2 y 3). Esto se expresa usando la notación delta (δ):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{muestra}} = \left[\frac{m(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}} - m(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{referencia}}}{m(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{referencia}}} \right] \quad \text{Ecuación (2)}$$

Ya que el proceso de fraccionamiento no imparte grandes variaciones en la concentración de isótopos, los valores δ son expresados como partes por mil o permil (‰) de diferencia a partir de la referencia. Esta ecuación se vuelve más familiar:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{muestra}} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{referencia}}} - 1 \right] \cdot 1000\text{‰}_{\text{VSMOW}} \quad \text{Ecuación (3)}$$

Tabla 0.1 Estándares de referencia para los isótopos estables del agua (Clark y Fritz, 1997)

Isótopos	Relación medida	% abundancia natural	Referencia (tasa de abundancia)	Fases comúnmente medidas
^2H	$^2\text{H}/^1\text{H}$	0.015	VSMOW ($1.5575 \cdot 10^{-4}$)	H_2O , CH_2O , CH_4 , H_2 , OH^- en minerales
^{18}O	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	0.204	VSMOW ($2.0052 \cdot 10^{-3}$) VPDB ($2.0672 \cdot 10^{-3}$)	H_2O , CH_2O , CO_2 , sulfatos, NO_3^- , en carbonatos, silicatos y OH^- minerales

VSMOW, es el nombre de la referencia usada en este ejemplo (Tabla 2.1) y se denomina Estándar de la Media del Agua Oceánica de Viena, por sus siglas en inglés. Craig, en 1961, introdujo el primer Estándar de la Media del Agua Oceánica, (SMOW, por sus siglas en inglés) como estándar para las mediciones de ^{18}O y ^2H en el agua. El SMOW corresponde a agua hipotética, que de hecho nunca existió como una muestra de agua real. Las relaciones isotópicas de SMOW fueron compiladas tomando un promedio ponderado de las mediciones de la relación de isótopos de diferentes muestras de agua de mar disponibles en ese momento (Horibe y Kobayakawa, 1960). Su composición isotópica se definió en términos de NBS-1 (Mohler, 1960), una muestra de agua del río Potomac, y catalogada por la antigua Oficina Nacional de Normas de Estados Unidos (NBS, por sus siglas en inglés). Craig definió el SMOW de la siguiente forma:

$$\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{SMOW}} = 1.008 \quad \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{NBS-1}} = (1993.4 \pm 2.5) \cdot 10^{-6} \quad \text{Ecuación (4)}$$

$$\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{SMOW}} = 1.008 \quad \left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{NBS-1}} = (158 \pm 2) \cdot 10^{-6} \quad \text{Ecuación (5)}$$

Posteriormente, la IAEA preparó agua estándar modificada para tener una composición isotópica cercana a la SMOW, dando como resultado el estándar VSMOW. Las relaciones VSMOW son:

$$\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{VSMOW}} = (2005.2 \pm 0.45) \cdot 10^{-6} \quad (\text{Baertschi, 1976}) \quad \text{Ecuación (6)}$$

$$\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{VSMOW}} = (155.76 \pm 0.05) \cdot 10^{-6} \quad (\text{Hagemann, Nief y Roth, 1970})$$

Ecuación (7)

VSMOW ha sido la referencia aceptada internacionalmente para ^{18}O y ^2H en el agua durante décadas. Cualquier diferencia entre VSMOW y SMOW refleja la incertidumbre de las mediciones de abundancia absoluta (Aggarwal, Froehlich y Gat, 2005).

Isótopos estables: $\delta^{18}\text{O}$, deuterio (δD) y la línea meteórica global

La relación entre el fraccionamiento isotópico y la temperatura fue descubierta por Harold Urey en 1947 (Ecuación 8) (Urey, 1947). En 1961 Harmon Craig observó que los isótopos de oxígeno e hidrógeno en el agua dulce se fraccionan de manera predecible (ecuación 9); él advirtió la predictibilidad y la correlación entre estas dos componentes (temperatura y fraccionamiento) sentando así las bases de la hidrología isotópica (Craig, 1961).

$$Q = \sigma m^{3/2} \sum e^{-E/kT} \quad \text{Ecuación (8)}$$

Donde Q= fuerza de unión o energía de disociación (kJ/mol), T= temperatura termodinámica (K), E= estado de energía (J/mol), σ = valor de simetría, K= constante de Boltzman = 1.38×10^{-23} (J/K) y m= masa (kg).

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18} + 10\text{‰}_{\text{SMOW}} \quad \text{Ecuación (9)}$$

Las observaciones de Craig, relativas a la relación entre la temperatura y la proporción de isótopos en las aguas meteóricas, lo llevaron a desarrollar la Figura 2.1, en la que definió la línea de agua meteórica global (GMWL, por sus siglas en inglés). La pendiente de la GMWL de ocho se vincula a las relaciones entre los factores de fraccionamiento, la menor diferencia es causada por un efecto de fraccionamiento cinético durante la evaporación; la intersección de +10 es principalmente el resultado de la falta de equilibrio isotópico durante la evaporación (Ferronsky y Polyakov, 2012). Unos años más tarde, Dansgaard, (1964) Estableció una relación lineal entre la temperatura y el $\delta^{18}\text{O}$ (Ecuación 10).

$$\delta^{18}\text{O} = 0.695 T (^{\circ}\text{C})_{\text{anual}} - 13.6 \text{‰}_{\text{SMOW}} \quad \text{Ecuación (10)}$$

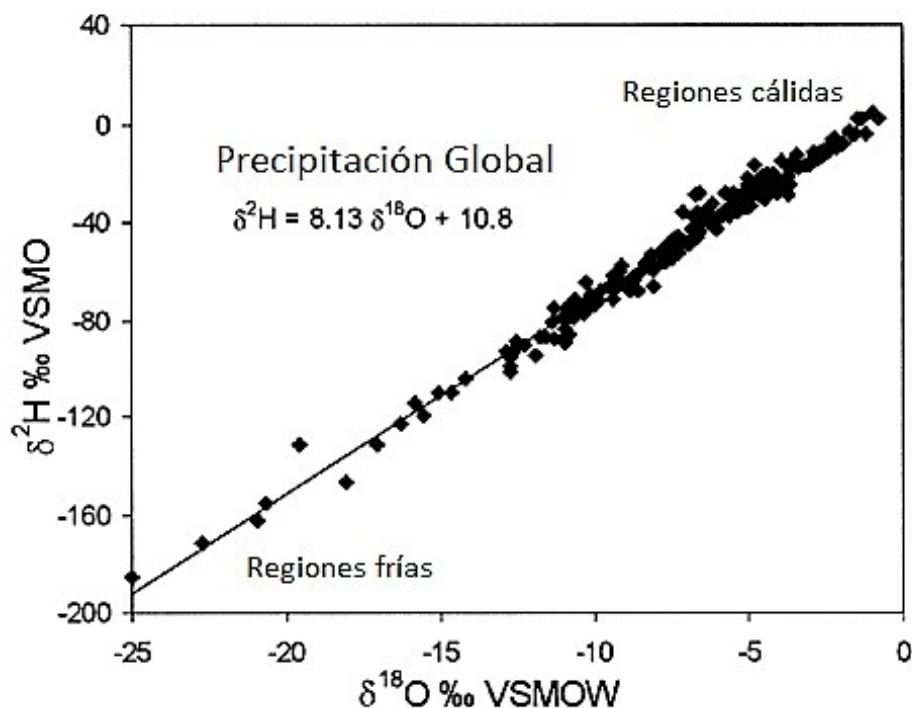


Figura 0.1 Relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y δD en aguas meteóricas
 [Clark y Fritz (1997) compilado de Rozanski, Araguás-Araguás y Gonfiantini (1993)]

Fraccionamiento isotópico

El término fraccionamiento isotópico denota una situación que resulta en un cambio en la abundancia relativa de isótopos. Las alteraciones observadas en la abundancia isotópica dentro del ciclo hidrológico, la que varía en $\pm 50\text{‰}$ para el ^{18}O y de $+300\text{‰}$ hasta -500‰ en el caso del D, son el resultado de procesos fraccionadores dentro del sistema. Los procesos de transformación entre las fases hielo, líquido y vapor, todos sujetos a cambio en la temperatura y energía del sistema, son los más reconocidos dentro de este ciclo (Gat, 2010).

Fraccionamiento cinético

Los procesos químicos, físicos y biológicos se pueden ver como reacciones de equilibrio reversibles o como reacciones cinéticas unidireccionales irreversibles. La lluvia es generalmente descrita como un proceso de fraccionamiento en equilibrio (Cappa, Hendricks, DePaolo y Cohen, 2003). En sistemas sin equilibrio químico e isotópico, las reacciones isotópicas pueden ser

unidireccionales si los productos de reacción se aíslan físicamente de los reactivos. Las velocidades de reacción dependen de la relación entre las masas de los isótopos y de sus energías vibratorias y, por tal razón, este tipo de fraccionamiento se denomina cinético (Kendall, Caldwell y McDonnell, 1998). El exceso de deuterio ($d = \delta D - 8 * \delta^{18}O$) en la precipitación es considerado como el resultado de fraccionamiento cinético.

La magnitud del fraccionamiento cinético depende de las rutas y tasas de reacción y de las energías relativas de los enlaces rotos o creados durante las mismas. Como regla general, los enlaces entre los isótopos más livianos se rompen más fácilmente que los enlaces equivalentes de isótopos más pesados. Por lo tanto, los isótopos livianos reaccionan más rápido y se concentran en los productos, haciendo que los reactivos residuales se enriquezcan en los isótopos pesados. Por el contrario, las reacciones de equilibrio reversibles pueden producir productos más pesados o más ligeros que los reactivos originales. (Kendall et al., 1998)

En los sistemas hidrológicos el proceso más importante es el fraccionamiento isotópico entre vapor y líquido durante la evaporación y la condensación. La presión del vapor es mayor para los isótopos más ligeros y menor para los isótopos más pesados, en este caso D y ^{18}O . Cuando el agua líquida y el vapor de agua están en equilibrio, el vapor es isotópicamente más ligero con respecto a D/H y $^{18}O/^{16}O$, por lo tanto, el vapor de agua en la atmósfera es isotópicamente más ligero que el agua en el océano. Si la evaporación es rápida, el fraccionamiento entre el líquido y el vapor es mayor que el valor de equilibrio (Dansgaard, 1964).

La destilación Rayleigh

La relación D y ^{18}O en las aguas meteóricas se produce a partir del fraccionamiento que ocurre durante la condensación de las masas de vapor. Sin embargo, es la destilación Rayleigh (destilación fraccionada de una mezcla de líquidos) a lo largo del proceso de precipitación la responsable de la partición de D y ^{18}O entre regiones frías y calientes (Clark y Fritz, 1997). Mientras que una masa de aire sigue una trayectoria desde la fuente del vapor hacia mayores latitudes y sobre los continentes, ésta se enfría y va perdiendo su vapor en forma de lluvia a lo largo del camino. Mientras tanto, dentro de la nube el fraccionamiento en equilibrio entre el vapor y la fase condensada particiona de manera preferencial al D y al ^{18}O entre ambas fases. Es decir, a lo largo de la trayectoria de las masas de aire, el proceso de precipitación “destila” los isótopos “pesados”

del vapor mientras que éste se vuelve progresivamente más “empobrecido” en su contenido de D y ^{18}O , de acuerdo con el modelo de destilación de Rayleigh mostrado en el Figura 2.2. El vapor se vuelve progresivamente más empobrecido a la vez que la lluvia isotópicamente enriquecida se va formando y desprendiendo de las decrecientes masas de vapor por lo que el vapor residual se torna isotópicamente empobrecido (Clark yFritz, 1997), como se ilustra en la Figura 2.3.

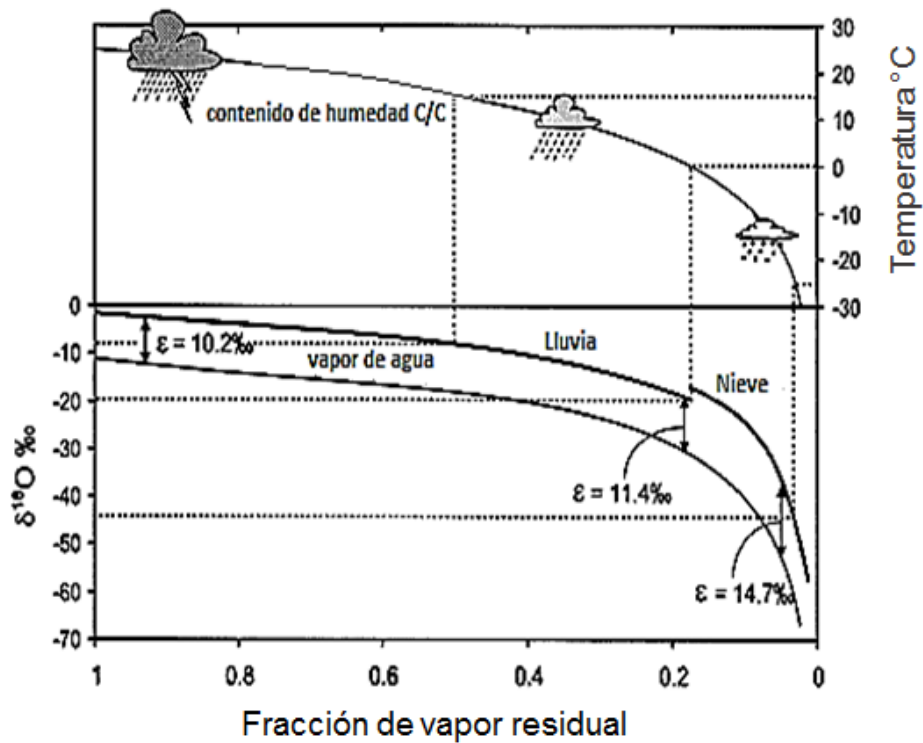


Figura 0.2 Cambios en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia de acuerdo con el modelo de destilación de Rayleigh. (Clark yFritz, 1997)

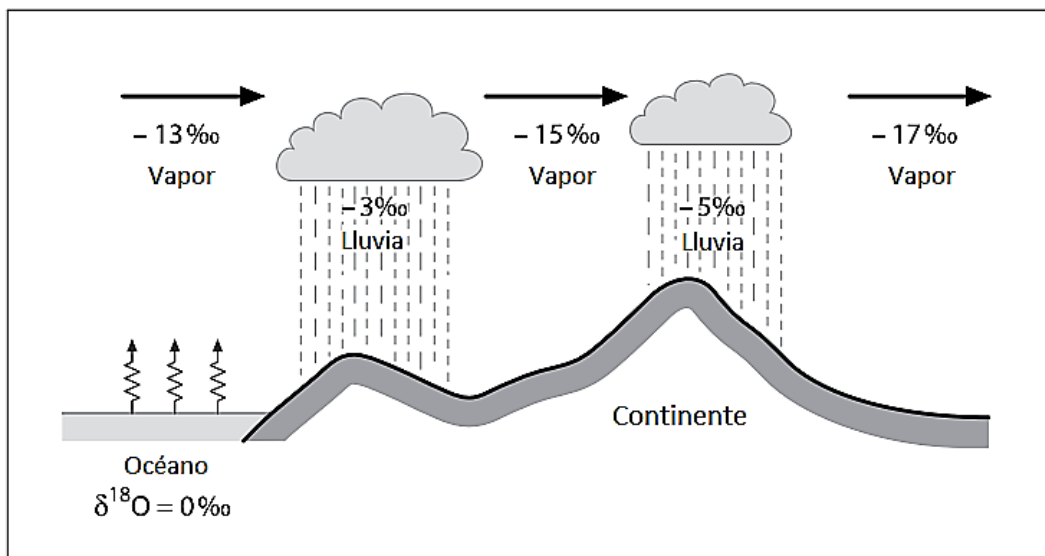


Figura 0.3 Esquema del fraccionamiento del $\delta^{18}\text{O}$ en el ciclo del agua atmosférica
(Siegenthaler, 1979)

A partir de la ecuación de Rayleigh se pueden ver los efectos de una destilación fraccionada de líquido (Kendall et al., 1998). Se trata de una relación exponencial que describe la participación isotópica entre dos reservorios cuando uno de ellos decrece en tamaño. Las condiciones que deben cumplirse para describir los procesos de fraccionamiento isotópico son: (1) Un material es eliminado continuamente desde un sistema que contiene moléculas de dos o más especies isotópicas, (2) el fraccionamiento se describe como factor α y (3) α no cambia durante el proceso. Bajo estas condiciones la evolución de la composición isotópica del material residual sería:

$$(R / R_0) = (X_1 / X_{1^0})^{\alpha - 1} \quad \text{Ecuación (11)}$$

Donde R = relación isotópica en el reactante, R_0 = relación inicial, X_1 = concentración o cantidad del isótopo más abundante (ligero) y X_{1^0} = concentración inicial. Puesto que la concentración de $X_1 \gg X_h$ (concentración del isótopo pesado), X_1 es aproximadamente igual a la cantidad original de material en la fase. Por lo tanto, si $f = X_1/X_{1^0}$ = fracción del material residual, entonces:

$$R = R_0 f^{(\alpha - 1)} \quad \text{Ecuación (12)}$$

O bien, expresado en unidades δ :

$$\delta \sim \delta_0 f^{(\alpha - 1)} \quad \text{Ecuación (13)}$$

Factores que influyen en la composición isotópica del agua de precipitación

Los efectos más importantes en la variación de la composición isotópica del agua de precipitación, en los que también se haya estrechamente relacionados los del vapor de agua, son principalmente los siguientes:

Efecto estacional.

Efecto continental.

Efecto altitud.

Efecto latitud.

Efecto de lluvia.

Efecto estacional

Este efecto está relacionado con las fluctuaciones estacionales que se observan en el contenido de isótopos estables en el agua de precipitación, esto fue por primera vez observado por Riesenfeld y Chang (1936) quienes encontraron que la precipitación del invierno estaba más empobrecida en isótopos pesados (D , ^{18}O) en comparación con la de los meses de verano, esto se atribuye a los contrastes que existen entre las estaciones climáticas.

Efecto Continental

En el interior del continente los contenidos isotópicos medios de precipitación son normalmente más bajos que en las localidades próximas a la costa (Dansgaard, 1964). La explicación a este fenómeno es que las nubes van descargando los isótopos pesados en las primeras precipitaciones, y conforme se introducen en el interior del continente quedan empobrecidas en isótopos pesados (Figura 2.3).

Efecto de altitud

En las regiones con marcado relieve topográfico las temperaturas más bajas son típicamente consistentes con mayores altitudes. La precipitación dentro de la región más fría se verá disminuida en isótopos pesados cuando se compara con las muestras de lluvia cercanas a las elevaciones más bajas (Figura 2.4). Aplicando este criterio, Es posible determinar las elevaciones (y las zonas) de recarga (Bortolami, Ricci, Susella y Zuppi, 1979)

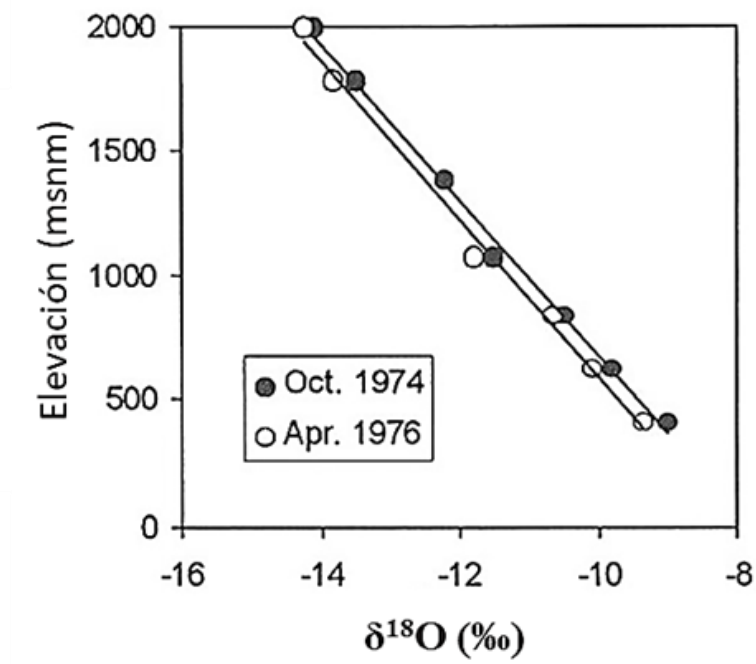


Figura 0.4 Efecto de altitud en el $\delta^{18}\text{O}$.

A medida que aumenta la elevación, el $\delta^{18}\text{O}$ disminuye [Clark y Fritz (1997), tomada de Bortolami et al. (1979)].

Efecto de latitud

Las concentraciones de isótopos estables en el agua de precipitación son menores a altas latitudes (Dansgaard, 1964). Este hecho se debe a las sucesivas descargas de las nubes. Cada una de las descargas produce un empobrecimiento en isótopos pesados en el vapor residual; como esto se repite durante el transporte de las masas de humedad desde los trópicos a los polos, conforme aumenta la latitud disminuirá la concentración de isótopos pesados en la precipitación.

Efecto de lluvia

Este efecto no se basa principalmente en un gradiente de temperatura, sino más bien en la progresión de una tormenta. La masa de vapor (ej., nube) se va enfriando adiabáticamente y, cuando éste excede su punto de rocío, la precipitación ocurre. Durante el curso de la tormenta, la composición isotópica de la fase líquida (ej., precipitación) será empobrecida en isótopos pesados. Por lo tanto, el efecto por lluvia, puede ser descrito usando el modelo de destilación de Rayleigh (Clark y Fritz, 1997).

Aguas meteóricas en ambientes áridos y semiáridos

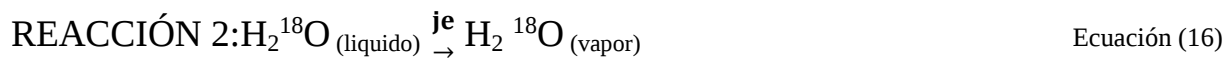
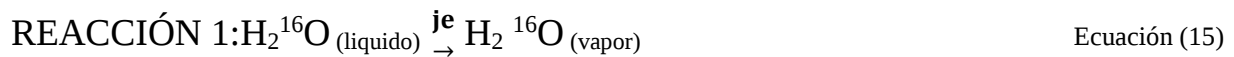
En regiones con una evaporación significativa, las aguas de origen meteórico pueden tener composiciones isotópicas bastante inusuales. Para el caso simple en el que la composición isotópica del agua de evaporación está en equilibrio isotópico con el vapor de agua, se aplica la siguiente relación (Criss, 1999):

$$\frac{d\delta D}{d\delta^{18}O} \cong \frac{(1-1/\alpha^0_{\text{evap,D}})(1000+\delta D_w)}{(1-1/\alpha^0_{\text{evap,O}})(1000+\delta^{18}O_w)} \quad \text{Ecuación (14)}$$

En esta ecuación, δD_w y $\delta^{18}O_w$ son los deltas iniciales del agua antes de la evaporación, y α^0_{evap} es el factor de fraccionamiento entre el agua y el vapor a cero humedad. A 20°C, los valores de α^0_{evap} son 1.0260 y 1.094 para los isótopos de oxígeno e hidrógeno, respectivamente. Cuando la humedad cambia, o la composición isotópica del agua cambia en respuesta a los efectos Rayleigh, las ecuaciones se vuelven sustancialmente más complicadas (Criss, 1999). Los efectos de la evaporación se observan comúnmente en lagos y ríos en ambientes semiáridos.

Efecto de evaporación

Los datos de isótopos estables también se pueden usar para determinar el grado de evaporación que una muestra de agua ha experimentado. La evaporación ocurrirá dependiendo de la temperatura, la humedad y el tiempo que tarda el agua en infiltrarse hasta un punto en el que ya no es afectada por las temperaturas elevadas. Dicha evaporación es reconocida por un enriquecimiento en la molécula $H_2^{18}O$, el cual puede ser explicado por la diferencia de presión de vapor entre ^{18}O y ^{16}O , como se ilustra en las Ecuaciones 15 y 16, en donde j_e = Flujo evaporativo (Clark y Fritz, 1997).



Este aumento de la presión de vapor lleva al enriquecimiento de ^{16}O en la fase de vapor y al enriquecimiento de ^{18}O en la fase líquida. En una gráfica δD vs. $\delta^{18}O$ como la de la Figura 2.1, la pendiente resultante de la regresión lineal de los datos $\delta D/\delta^{18}O$ para las aguas en regiones áridas es de ~ 5 , en fuerte contraste con la pendiente de 8.13 para la GMWL, y similar a la de evaporación

de las aguas dulces, la que es el resultado de la combinación de fraccionamiento en equilibrio y cinético (Merlivat y Jouzel, 1979).

Fundamentos de la isotopía de las aguas subterráneas en zonas áridas

Son dos los fundamentos en los que se basa la interpretación de la composición isotópica de las aguas subterráneas en zonas áridas y semiáridas. Primero, es aceptado que la concentración isotópica de un acuífero tiende, a largo plazo (años o décadas), a reflejar la composición promedio de la precipitación que le da origen, incluso cuando ésta varía significativamente de un año a otro (Jasechko et al., 2014; Wassenaar et al., 2009). Segundo, las zonas áridas y semiáridas son altamente sensibles a las variaciones en sus condiciones ambientales por lo que los cambios en los regímenes de precipitación pueden observarse en la composición isotópica de las aguas subterráneas (Foley, Coe, Scheffer y Wang, 2003; Narisma, Foley, Licker y Ramankutty, 2007).

Metodología

Revisión bibliográfica.

El primer paso que se realizó fue una revisión bibliográfica exhaustiva con la finalidad de compilar los documentos relacionados con la evaluación isotópica de las aguas naturales en la Península de Baja California. Se encontraron 17 autores de artículos científicos y tesis de licenciatura y posgrado que hasta ese momento habían generado varias decenas de datos isotópicos de las aguas continentales, específicamente las subterráneas y las superficiales, y unos cuantos datos de cuantificación isotópica de las aguas de la precipitación. Las referencias de los autores encontrados se enlistan en la Figura 3.1.

Barragán et al. (2001)	Payne et al. (1979)
Birkle et al. (2016)	Peregrina Llanes (2010)
Carreon-Diazconti, oral com.	Portugal et al. (2000)
Frommen (2011)	Ramírez Hernández (1997)
Lara Valenzuela (2011)	Rosales Ramírez (2012)
Makdisi et al. (1982)	Tamez-Meléndez et al. (2016)
Meza Camacho (2015)	Thomas Zúñiga (2010)
Palomares Ramírez (2011)	Truesdell et al. (1981)
	Wassenaar et al. (2009)

Figura 0.1 Autores de trabajos con datos isotópicos de las aguas naturales en la península de Baja California

Elaboración de una base de datos isotópicos

Los datos obtenidos se organizaron en una hoja de cálculo del programa Excel para servir como base de datos isotópicos para este y otros esfuerzos de investigación. Dicha base de datos contiene un número identificador (ID) para cada sitio muestreado, un nombre para cada sitio según la nomenclatura utilizada por los autores originales, el tipo de agua, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD , el cálculo de exceso de deuterio (d-excess), el apellido del primer autor, las coordenadas geográficas

(GS84), cuando estuvieron disponibles o fueron referenciables, y el año de generación de los datos. Con esta base de datos se realizaron los análisis hidrogeoquímico y estadístico de la información y se generaron mapas diversos.

Trabajo de campo (Pluviómetros).

Parte de los objetivos de esta investigación incluye la generación de datos de isotopos estables de la precipitación de la zona de Mexicali, Baja California. Para ello se instalaron dos pluviómetros con la intención de coleccionar muestras de agua de lluvia. Uno se colocó en las instalaciones del Instituto de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Baja California, en el municipio de Mexicali, región hidrográfica Río Colorado (RH-RC), junto a una estación universitaria de medición de parámetros climatológicos ubicada en el techo del edificio principal. A éste se le denomina pluviómetro Mexicali. El segundo se instaló en la estación climatológica de CONAGUA el Hongo número 101, en el municipio de Tecate, Baja California, región hidrográfica Noroeste (RH-NO). Éste se reconoce con el nombre de pluviómetro El Hongo.

Tipo de muestreo

El tipo de muestreo que se llevará a cabo es del tipo no probabilístico, donde la elección de los elementos no depende de la probabilidad sino de las causas relacionadas con las características de la investigación o de quien establece la muestra. “Aquí el procedimiento no es mecánico, ni con base en fórmulas de probabilidad, sino que depende del proceso de toma de decisiones de una persona o de un grupo de personas. Desde el enfoque cuantitativo y para determinado diseño, la utilidad de una muestra no probabilística reside no tanto en una “representatividad” de elementos, sino en una cuidadosa y controlada elección de sujetos con ciertas características definidas” (Cantoni, 2009).

Colección de muestras de agua.

La recolección de muestras de agua de lluvia para el análisis isotópico generalmente se lleva a cabo bajo las siguientes condiciones: Una muestra de 30 ml en botella de vidrio ámbar (con sello de cono invertido, libre de burbujas para el análisis de 18-oxígeno y deuterio. Todas las muestras se deben tomar por duplicado (respaldo) como medida precautoria. Además, todas las botellas deberán ser selladas con parafilm y/o cinta aislante para evitar el intercambio con la atmosfera.

Procedimiento técnico para el muestreo de precipitación para análisis isotópicos

Para obtener datos isotópicos de precipitación fiables es indispensable observar el procedimiento establecido por la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA, por sus siglas en inglés) en cooperación con la Organización Meteorológica Mundial (WMO, por sus siglas en inglés) (IAEA-WMO, 2004). Los puntos que a continuación se presentan describen los pasos de dicho procedimiento utilizados en este trabajo para la colección de muestras de lluvia:

Cada muestra debe representar la precipitación integrada de un período de un mes, a partir del primer día del mes hasta el último del mismo. En el caso de las zonas áridas y semiáridas, en las que la lluvia es escasa, las muestras no probabilísticas son consideradas suficientemente representativas.

Los frascos provistos por el IAEA tienen un volumen de 50 ml para el análisis de isótopos estables. Cuando solo se disponga de cantidades menores (por ejemplo, debido a que la precipitación haya sido escasa), se debe enviar de todos modos el agua recogida al laboratorio encargado de los análisis isotópicos. Debido al avance en las técnicas analíticas, la mayor parte de los laboratorios reconocidos recomienda muestras de 30 ml.

El agua de lluvia se recoge en un pluviómetro normal, haciéndose una lectura del volumen recogido y vaciándose el pluviómetro tan pronto como sea posible después de cada precipitación, de ser factible, o cada mañana. Después de la lectura del pluviómetro se debe verter la precipitación en un recipiente acumulador, para los casos de muestras compuestas, de plástico de 5 litros con un buen tapón para evitar la evaporación. En el caso de muestras no probabilísticas no se acumula la lluvia de varios días. La evaporación modifica la composición isotópica del agua y, por lo tanto, se deben tomar todas las precauciones posibles para evitarla.

Es absolutamente indispensable transferir el agua después de cada precipitación, o cada día, y secar cada vez el colector del pluviómetro con un trapo limpio y seco antes de volver a instalarlo en la posición de recolección.

Si el agua de lluvia debe permanecer varios días en el colector del pluviómetro (que puede consistir sencillamente en una botella de plástico con un embudo) antes de transferirlo a un recipiente hermético, es necesario poner aceite de parafina medicinal, que se adquiere fácilmente en una farmacia, en el recipiente colector del pluviómetro, para impedir la evaporación. La película

flotante de parafina sobre el agua debe tener un espesor de 0.5 cm aproximadamente. El agua de lluvia con el aceite de parafina se puede transferir periódicamente al recipiente acumulador o, en el caso de las muestras puntuales colectadas para este trabajo, a las botellas de vidrio ámbar después de la separación física del aceite.

Las operaciones descritas en los párrafos 3 a 5 se deben efectuar lo más rápidamente posible a fin de reducir el tiempo durante el cual la muestra quede expuesta a la atmósfera y corra por lo tanto el riesgo de evaporación.

Si se utiliza el aceite de parafina medicinal y no se lo puede separar del agua en el lugar de la recogida, ésta separación se hará en el laboratorio encargado del análisis isotópico. En tal caso, se tratará de minimizar la cantidad de aceite presente en el frasco cerciorándose de que la cantidad de agua enviada excede en gran medida a la del aceite.

Se marcará claramente la información relativa a la estación de observación, a la fecha y a la cantidad de la precipitación total. Los frascos se marcarán inmediatamente después de llenados.

Campaña de muestreo

Se colectaron nueve muestras de precipitación, seis en el pluviómetro El Hongo y tres en el pluviómetro Mexicali, en el periodo de febrero a septiembre del 2017. Dichas muestras representan a los días de precipitación significativa de cada uno de los sitios. En la ciudad de Mexicali ocurrieron cuatro eventos de precipitación de los cuales no se colectó muestra alguna debido a la limitada magnitud y/o extensión de los fenómenos. En la estación El Hongo esto ocurrió solo en una ocasión. Los parámetros de muestreo se presentan en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. Condiciones de muestreo del agua de lluvia

ID	Longitud WGS 1984	Latitud WGS 1984	Fecha de evento	Precipitación mm	Temperatura bulbo húmedo °C
El Hongo 01	-116.304	32.515	18-Feb-17	17.1	2.0
El Hongo 02			27-Feb-17	57.5	3.0
El Hongo 03			22-Mar-17	5.7	4.5
El Hongo 04			08-May-17	16.0	2.0
El Hongo 05			08-Jul-17	2.3	23.0
El Hongo 06			03-Ago-17	24.1	19.0
Mexicali 01	-115.444	32.631	04-Ago-17	1.7	35.0
Mexicali 02			08-Sep-17	2.8	30.0
Mexicali 03			09-Sep-17	6.09	28.0

Técnicas analíticas

Las muestras fueron analizadas en las instalaciones del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMieGeo) del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), en el laboratorio de análisis isotópico, con el analizador isotópico de agua Picarro L2130-i, un instrumento basado en la tecnología Cavity ring-down spectroscopy, CRDS por sus siglas en inglés, capaz de medir simultáneamente las proporciones de deuterio y 18-oxígeno a partir de muestras de agua. Los valores δ son reportados con respecto al estándar internacional VSMOW. La precisión reportada para este instrumento es de 0.025‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y de 0.1‰ para el δD .

Resultados y Discusión

Base de datos isotópicos

La información compilada en la base de datos se presenta en el apéndice A. Esta base contiene los datos isotópicos (δD y $\delta^{18}\text{O}$) de un total de 549 sitios de los cuales 507 corresponden a aguas subterráneas, 32 a superficiales y 10 a la precipitación (Figura 4.1). Esta clasificación será utilizada en el análisis de datos que se presenta a continuación.

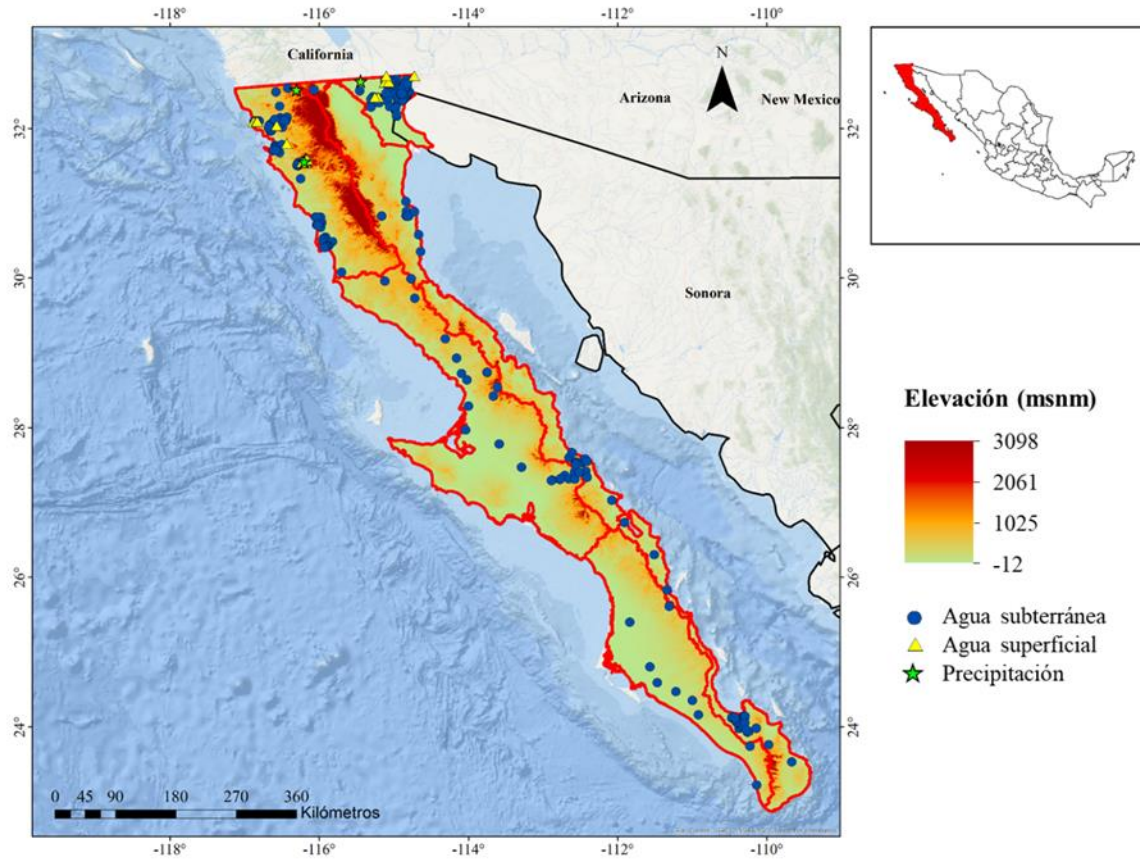


Figura 0.1 Mapa de ubicación de todos los sitios.

Composición isotópica de la precipitación para BC

Hasta el momento del desarrollo de esta tesis, solo había un valor disponible sobre la composición isotópica de la precipitación en la península. Thomas Zúñiga (2010) encontró que la precipitación en el valle de Santo Tomás, hacia la costa del Pacífico en BC, contiene $\delta D = -19\%$ y $\delta^{18}O = -4.2\%$. Por otro lado, durante esta investigación se generaron datos isotópicos de 9 muestras de agua de lluvia para el área de Mexicali, seis en El Hongo y tres en la ciudad de Mexicali (Figura 4.2). Dado que las zonas circundantes cuentan con datos isotópicos de precipitación (Figura 4.2), es posible intentar el esbozo de la línea de agua meteórica local (LAML) para la región.

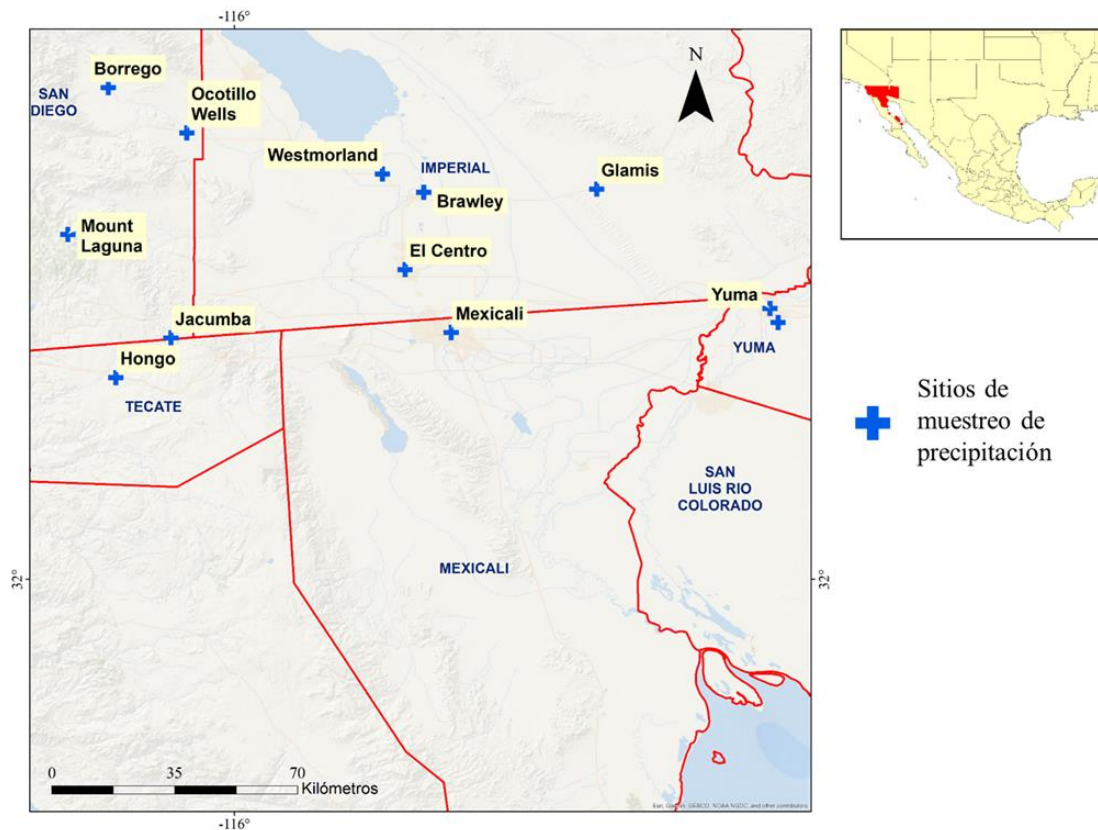


Figura 0.2 Mapa de ubicación de las estaciones de colección de aguas meteóricas

Zona de Mexicali

Los datos de precipitación y de la composición isotópica de las muestras de la zona de Mexicali se presentan en la Tabla 4.1. Las aguas más empobrecidas en ambos isótopos (p. ej., $\delta D = -74.98\text{‰}$ y $\delta^{18}O = -10.92\text{‰}$) corresponden a muestras tomadas durante el invierno en el sitio más elevado (960 msnm) mientras que las aguas isotópicamente enriquecidas (p. ej., $\delta D = -17.67\text{‰}$ y $\delta^{18}O = -3.02\text{‰}$) se obtuvieron a partir de muestras de agua de primavera en El Hongo y de verano en Mexicali. Además, dos de las muestras colectadas en el sitio El Hongo muestran un exceso de deuterio, lo que regularmente está relacionado con las condiciones de humedad en las masas de vapor que dan origen a la precipitación. Sin embargo, la dispersión en los datos, incluida la marcada diferencia en días consecutivos en Mexicali (muestras 02 y 03), ha sido explicada por Coplen (1972) como el resultado de los diversos grados de evaporación durante las etapas iniciales

de la precipitación, lo cual es habitual en las regiones desérticas donde las tormentas aisladas (lluvias convectivas) son comunes, en el caso del sitio El Hongo este fenómeno no se presenta. Los eventos de precipitación más pequeños (lloviznas), tienden a ser enriquecidos en D y ^{18}O . Este mismo efecto es observado por Friedman et al. (1992), quien indica que la precipitación que ocurre en el sureste de California pasa por una evaporación significativa en su trayecto de la nube al suelo, lo cual es inevitable en este clima árido.

El promedio de la composición isotópica del agua de precipitación de un sitio dado se obtiene al compensar los valores de ^{18}O y D por la cantidad de lluvia en cada evento, lo que resulta en el valor ponderado total de cada estación. Para la ponderación se usó la metodología aplicada por Friedman et al. (1992)

$$\text{Valor ponderado} = \left(\frac{\text{precipitación evento}}{\text{precipitación total}} \right) (\text{fracción isotópica del evento})$$

Los resultados de dicha ponderación se observan en la Tabla 4.1. De estos cálculos se desprende que el promedio de la composición isotópica de la precipitación durante el periodo Febrero-Septiembre de 2017 para el sitio El Hongo (n=6) es de $\delta\text{D} = -61.9\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = -9.3\text{‰}$ mientras que para el caso del sitio Mexicali (n=3) es de $\delta\text{D} = -30.5\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = -4.6\text{‰}$.

Tabla 4.1 Precipitación en la zona de Mexicali: Composición isotópica y ponderación por muestra y por sitio

La línea de agua meteórica local (LAML)

El trazado de una LAML requiere de años y hasta décadas de datos completos, por lo que en este trabajo solo se da inicio al bosquejo de dicha línea. En la Figura 4.3 se observan los valores isotópicos (δD y $\delta^{18}\text{O}$) de la precipitación local (Tabla 4.1) y de las zonas circunvecinas (Coplen, 1972; Friedman et al., 1992). La Figura incluye las líneas de agua meteórica creadas para dichas zonas y el resultado de la regresión de los datos generados para los sitios Mexicali y El Hongo (LAML).

El ajuste regresivo de todos los datos isotópicos incluidos en la Figura 4.3 (zona de Mexicali y áreas circunvecinas) da como resultado una línea de agua meteórica regional cercana a la del sur de California/Arizona (S-CA/AZ), con la ecuación es $\delta\text{D} = 6.8 \delta^{18}\text{O} - 3.8$ ($r^2=0.82$). Sin embargo, los datos generados hasta el momento para la zona de Mexicali (LAML) presentan una línea de

regresión completamente diferente, ajustada a la ecuación $\delta D = 7.4 \delta^{18}O + 6.7$ ($r^2=0.94$). Dadas la divergencia de los datos provenientes de varios autores y, muy probablemente, generados en condiciones disimiles, resulta conveniente limitarse al análisis de los datos colectados en este trabajo para esbozar una LAML para el periodo Febrero-Septiembre 2018. La pendiente de 7.4 es muy cercana a la de la GMWL y señala la moderada influencia de procesos evaporativos. Se teoriza que, con el futuro incremento en el número de datos, la dispersión y la pendiente también aumentarían y la LAML de la zona de Mexicali se acercaría a la actual S-CA/AZ.

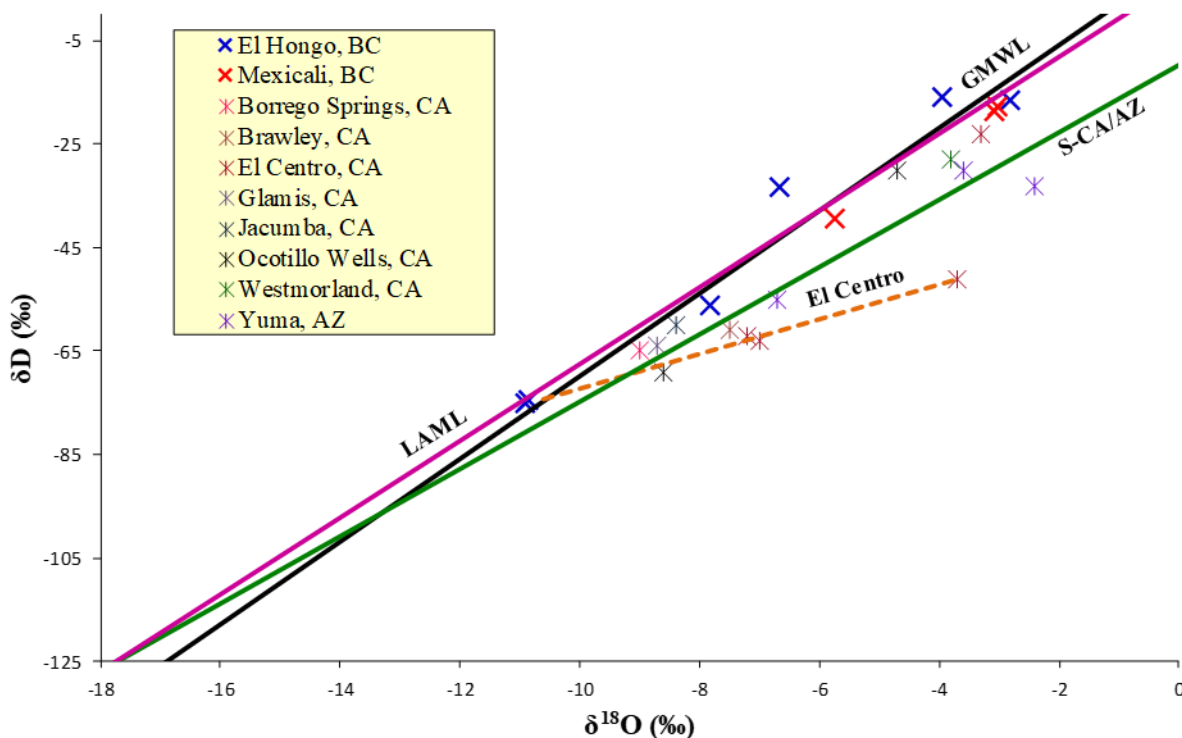


Figura 0.3 Esbozo de la línea de agua meteórica local para la zona de Mexicali.
 Incluye los datos y las LAM generadas por Coplen (1972) [$\delta D = 3.5 \delta^{18}O - 38$] y Friedman et al. (1992) [$\delta D = 6.5 \delta^{18}O - 9.7$], así como la GMWL.

Composición isotópica del agua superficial en la península

La información compilada en la base de datos isotópicos (δD y $\delta^{18}O$) incluye tan solo 32 sitios de agua superficial (Apéndice A) localizados en dos regiones hidrológicas, RH-RC (Payne et al., 1979; Peregrina Llanes, 2010; Ramírez Hernández, 1997) y RH-NO (Frommen, 2011; Lara Valenzuela, 2011; Thomas Zúñiga, 2010). La información de cada una se presentará y discutirá por separado.

Región hidrológica Río Colorado

En esta región se cuenta con los valores de la composición isotópica de 5 canales de distribución, 14 drenes agrícolas y otro tipo de cuerpos de agua superficial y 4 muestras de agua de la Presa derivadora Morelos (Figura 4.1). El agua de esta última proviene directamente del río Colorado y su composición de isotopos estables varía desde -95.7‰ a -100.50‰ en δD y de -11.75‰ hasta -12.27‰ en $\delta^{18}O$.

La influencia del río Colorado se observa en el contenido de D y de ^{18}O del resto de las aguas superficiales en la región (Figura 4.4). El agua de los canales, la que también proviene de ese río, exhibe la misma composición, sin embargo, la muestra proveniente del canal Sánchez mejorada y algunas muestras de otras aguas superficiales (Wellton-Mohawk, humedal de Santa Clara, etc.), colectadas en el extremo este de la RH y en la zona del CGCP, reflejan una tendencia más enriquecida ($\delta D \sim -87‰$ y $\delta^{18}O \sim -10.9‰$). En general, el agua de los drenes, la que suelen provenir del retorno de riego con diversos grados de mezcla con agua de diversos orígenes antropógenos, presenta una dispersión mayor en su contenido de isotopos (Figura 4.4).

Un caso excepcional se presenta en la Mesa de San Luis (Mesa Arenosa). Muestras indefinidas de agua superficial y de humedales extintos derivados de las antiguas infiltraciones del canal Todo Americano, el que lleva agua del río Colorado hacia el valle Imperial, USA, presentaron δD y $\delta^{18}O$ de entre -54 y -70‰ y de entre -3.8 y -6.6‰, respectivamente (Peregrina Llanes, 2010), lo que indica un alto grado de evaporación.

La regresión de los valores isotópicos del agua de los drenes se ajuste a la ecuación $\delta D = 6.30 \delta^{18}O - 21.6$ ($r^2=0.97$), la que se asemeja a la ecuación desarrollada para el agua de los drenes del valle Imperial ($\delta D = 5.4 \delta^{18}O - 34‰$) (Schroeder et al., 1991), mientras que los valores isotópicos del agua superficial en general se ajustan a la ecuación $\delta D = 6.71 \delta^{18}O - 16.79$ ($r^2=0.92$). Esta línea y su pendiente son entonces las representativas del proceso evaporativo de las aguas superficiales de la RH-RC (Figura 4.4). Las aguas de los humedales extintos también se ajustaban bien a esta línea de evaporación (datos no incluidos).

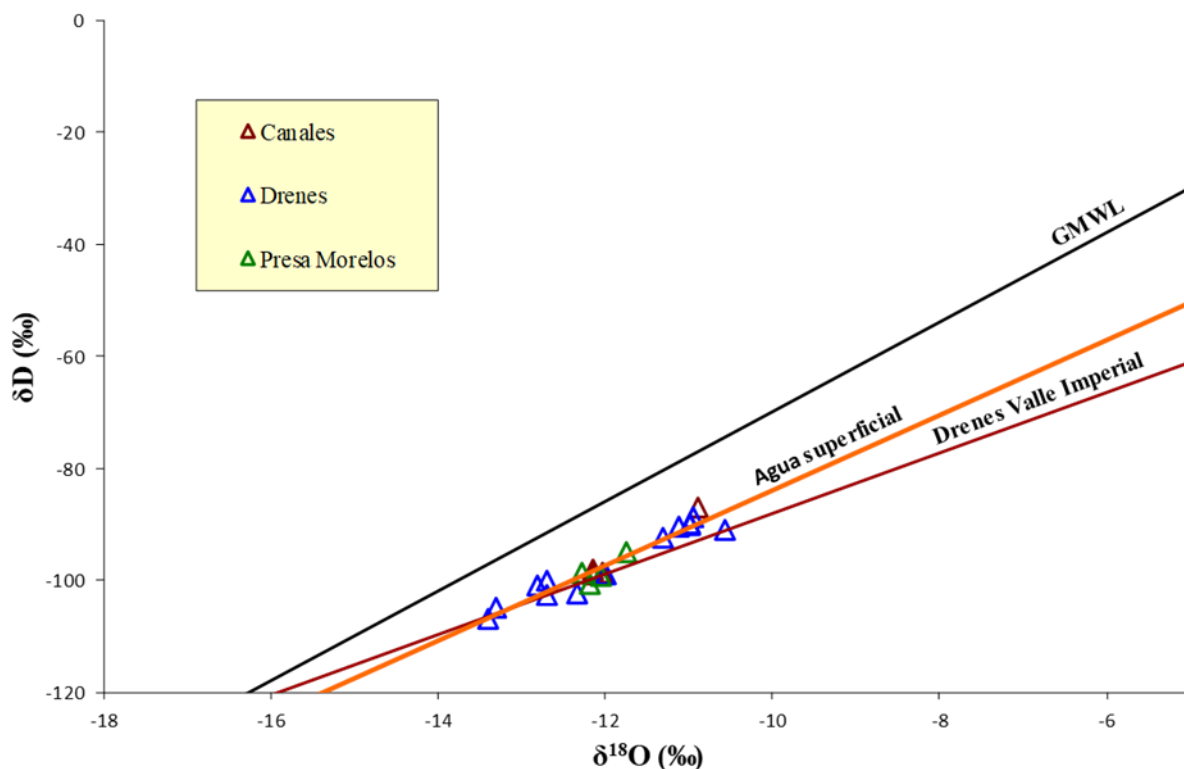


Figura 0.4 Línea de evaporación de las aguas superficiales para la RH-RC
 $[\delta\text{D}=6.71 \delta^{18}\text{O}-16.79; (r^2=0.92)]$. Se incluye la línea de evaporación reportada por Schroeder (1991) para agua de drenes.

Región hidrológica Noroeste

En esta región se recopilaron los valores de la composición isotópica de 5 arroyos, 3 lagunas y 2 estanques (Figura 4.1). Los datos colectados corresponden a zonas con ubicaciones y condiciones ambientales disimiles, es decir, La Misión (lagunas) es un valle agrícola costero mientras que Santo Tomas (arroyos y estanques), San Carlos (arroyo) y El Salto (arroyos) se localizan en el borde de las serranías. A excepción de uno, los arroyos son isotópicamente los más empobrecidos (Figura 4.5), conteniendo hasta -7‰ en $\delta^{18}\text{O}$ y -43‰ en δD corriente arriba de un arroyo, lo que indica su origen en zonas altas y/o frías y posterior evaporación y/o mezcla con agua de otros orígenes (corriente abajo). Por su parte, las lagunas ($\delta^{18}\text{O} = -3.9$ a -4.9‰ y en $\delta\text{D} = -28\text{‰}$ a -32‰) presentan un desplazamiento lateral ($\delta^{18}\text{O}$) de la GMWL representativo del proceso de evaporación, como parece corroborar el dato de precipitación ST. Mientras tanto, la composición isotópica del agua de los estanques no coincide con el agua de la precipitación ni con la línea de

evaporación de las lagunas costeras y, al parecer, ha sido afectada por procesos o mezclas no identificados (posiblemente antropógenos), al igual que el agua de algunos arroyos.

En general, las aguas superficiales en la RH-NO se ajusta a la ecuación $\delta D = 4.58 \delta^{18}O + 12.94$ ($r^2=0.69$) (Figura 4.5), cuya pendiente es solo aceptable en presencia de agua altamente evaporada, como la de origen geotérmico. Dado que no se ha reportado la ocurrencia de agua de altas temperaturas, se sospecha la mezcla con agua isotópicamente alterada por procesos antropógenos indeterminados.

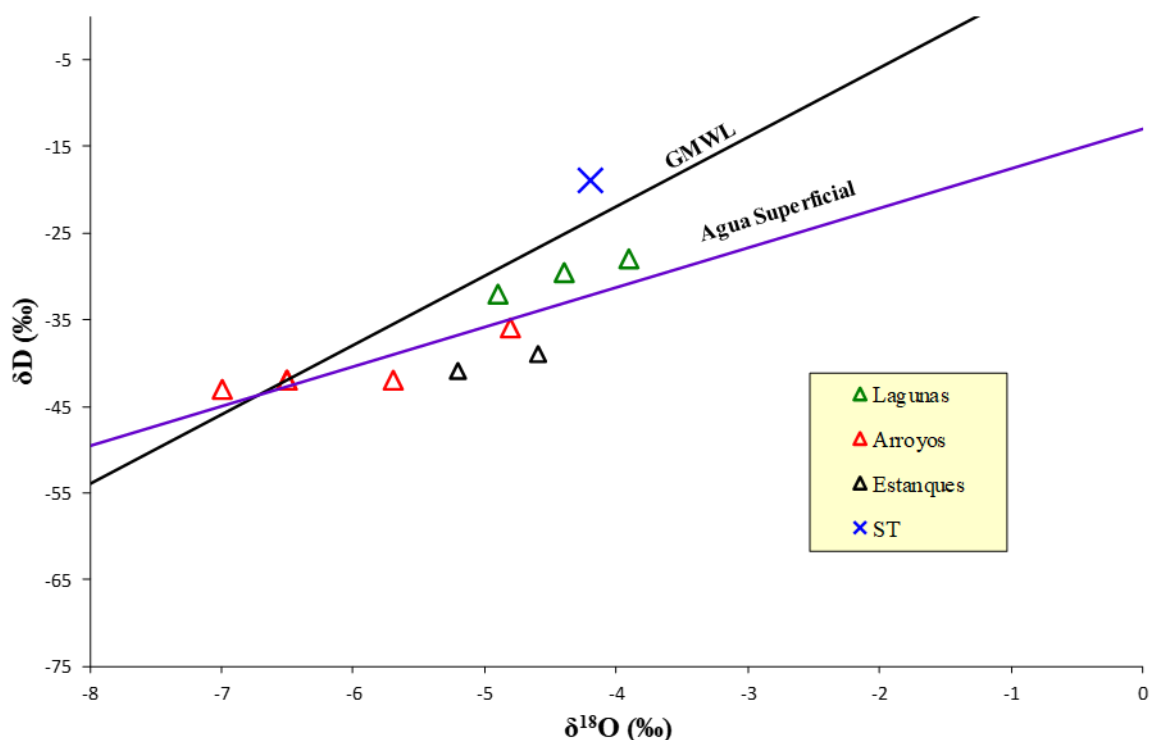


Figura 0.5 Línea de evaporación de las aguas superficiales para la RH-NO
 $[\delta D = 4.58 \delta^{18}O - 12.94; (r^2 = 0.69)]$. Incluye el valor de la precipitación de Santo Tomas reportado por Thomas Zúñiga (2010).

Composición isotópica del agua subterránea

El grueso de los datos isotópicos contenidos en la base, 507 datos (Apéndice A), corresponde a agua subterránea estudiada por diversos autores a partir, principalmente, de pozos de bombeo y algunas norias y, en menor proporción, de manantiales de agua tanto fría como caliente. Esta información será analizada para cada región hidrológica.

Región RH-RC

Son varias las fuentes reconocidas para el agua subterránea en la RH-RC entre ellas se encuentran el agua geotérmica, agua del río Colorado, agua proveniente de la precipitación local y agua del río Gila ((Makdisi et al., 1982; Payne et al., 1979). La identificación de dichas fuentes en las aguas compiladas en la base de datos (Apéndice A) se llevó a cabo utilizando las gráficas tradicionales y métodos estadísticos. En la Figura 4.6 se observa la gráfica de δD y $\delta^{18}O$ que engloba a todas las aguas subterráneas de la región. La ubicación de los sitios de muestreo se ilustra en la Figura 4.1.

Primeramente, los datos isotópicos fueron clasificados, con base en sus similitudes, en tres grandes grupos o clústers, para maximizar la variación relativa, utilizando el método estadístico “Clustering de K medias”. Los grupos quedaron definidos de la siguiente manera: Clúster 1, que incluye a las aguas con valores isotópicos de $\delta D = -114.2$ a -96 ‰ y $\delta^{18}O = -15.1$ a -12 ‰; el Clúster 2 agrupa a las aguas con valores de $\delta D = -99.83$ a -76.7 ‰ y $\delta^{18}O = -12.45$ a -6.96 ‰; finalmente, el Clúster 3 agrupa aguas con valores de $\delta D = -82.9$ a -58 ‰ y $\delta^{18}O = -9.05$ a -4.61 ‰ (Figura 4.6).

Al hacer el agrupamiento, se observa que las aguas del Clúster 1 tienen una composición isotópica similar a la de las aguas del río Colorado. De hecho, la mayor parte de ellas quedan comprendidas entre los valores de la composición del agua de la Presa Morelos (Figura 4.6), que es agua reciente del río Colorado, y los de agua antigua del mismo “old Colorado” identificada por Payne (1972). De esta manera quedan definidos los componentes de agua reciente y de agua antigua proveniente del río Colorado.

Por otro lado, las aguas provenientes del campo geotérmico de Cerro Prieto, parte del Clúster 2, presentan una clara línea de tendencia en su desplazamiento lateral de $\delta^{18}O$ (Figura 4.6). Al hacer el ajuste de sus datos isotópicos, se obtiene dicha línea de tendencia representada por la ecuación $\delta D = 2.11\delta^{18}O - 77.12$, cuya pendiente comprueba su asociación con procesos altamente evaporativos. Se ha teorizado que esta agua tiene su origen en el río Colorado debido a su contenido de deuterio (Lippmann et al., 1999). La extensión de la línea de tendencia hasta el cruce con la GMWL (Fontes, 1980; Meza Camacho, 2015) resulta en $\delta D = -108$ ‰ y $\delta^{18}O = -14.8$ ‰, contenidos muy parecidos a los de las aguas del río Colorado, con lo que se fortalece dicha teoría. El resto del Clúster 2 se interpreta como agua con presencia, en mayor o menor grado, de agua

geotérmica, aunque algunos valores parecen caer fuera de esa clasificación y mucho más cerca de la GMWL. De este modo queda definido el componente geotérmico para las aguas de la región.

El componente de agua de lluvia queda implícito en la GMWL y en los tres datos la Figura 4.6. Es de suponer que en una zona de baja precipitación como la RH-RC, este componente resulte poco significativo, aunque es probable que en periodos pasados su aportación a la recarga fuera mayor. Una observación interesante es la evolución hacia el enriquecimiento con el tiempo de los tres datos de la precipitación local, lo que parece relacionado con el constante incremento de la temperatura (Coplen, 1972) local y con el proceso de cambio climático. Sin embargo, se requiere un mayor número de datos para discutir esta posible relación.

Las aguas del Clúster 3 no presentan una tendencia definida. Para explicarlos se recurrirá a métodos de estadística básica y a las descripciones de los autores originales.

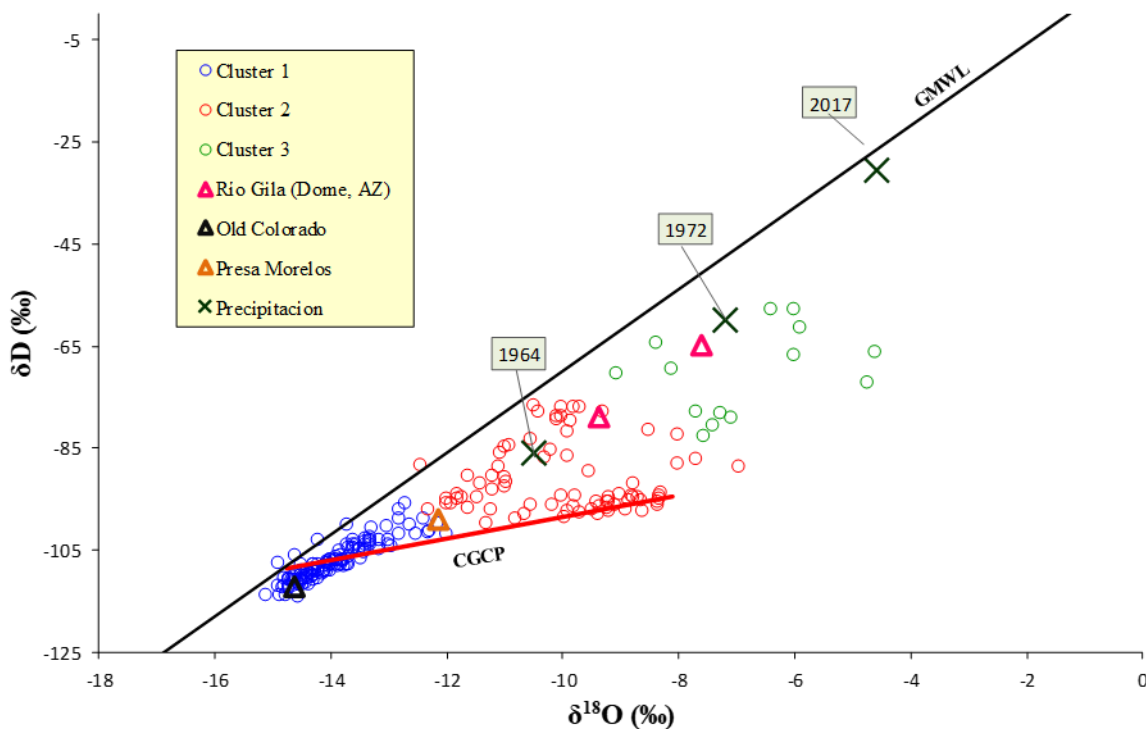
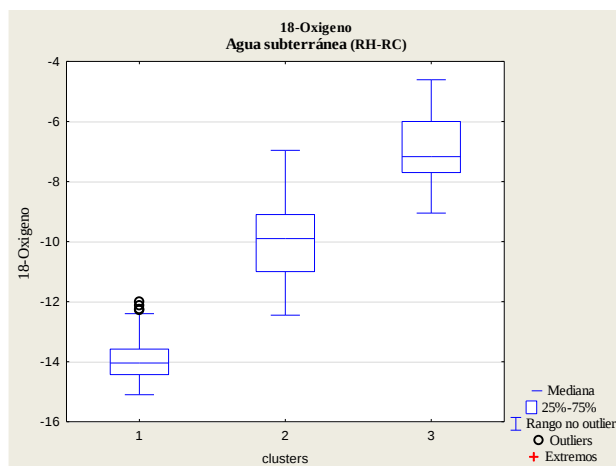


Figura 0.6 Grafica δD vs. $\delta^{18}O$ del agua subterránea. Agrupación de K-medias (Clusters 1, 2 y 3)
[ver texto para explicación], línea de tendencia del agua del CGCP [$\delta D = 2.11\delta^{18}O - 77.12$].

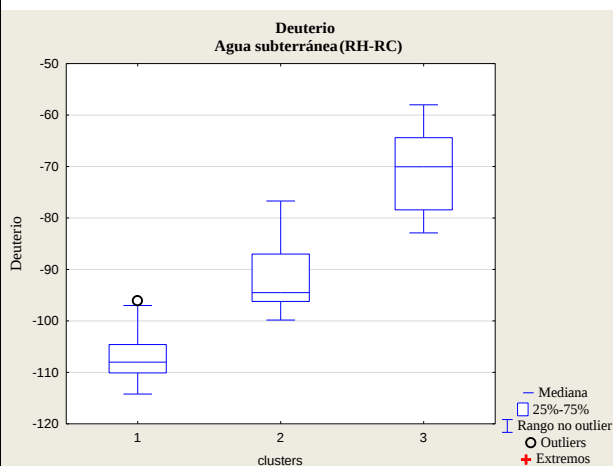
Valores extremos y atípicos (outliers)

Los diagramas de cajas y bigotes de la Figura 4.7 muestran la distribución en cuartiles, los valores medianos, los valores atípicos (coeficiente 1.5) y los valores extremos de los tres clusters (a y b) y del total de las muestras (c y d).

El Clúster 1 es el único que muestra valores atípicos de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 4.7 a). Estos valores corresponden con la composición de ^{18}O del agua reciente del río Colorado y en la Figura 4.6 se ubican exactamente sobre la marca del agua de la Presa Morelos. Los cuatro sitios con esta huella isotópica se localizan en la parte central del valle de Mexicali y pueden estar marcando una ruta de flujo preferencial. Por otro lado, el valor atípico en δD (Figura 4.7 b) se mantiene cerca de la composición del agua reciente del río Colorado y no parece tener influencia de aguas antiguas, aunque podría estar afectado por la precipitación. Las Figuras 4.7 a y b ilustran la tendencia al enriquecimiento de cada clúster.



(a)



(b)

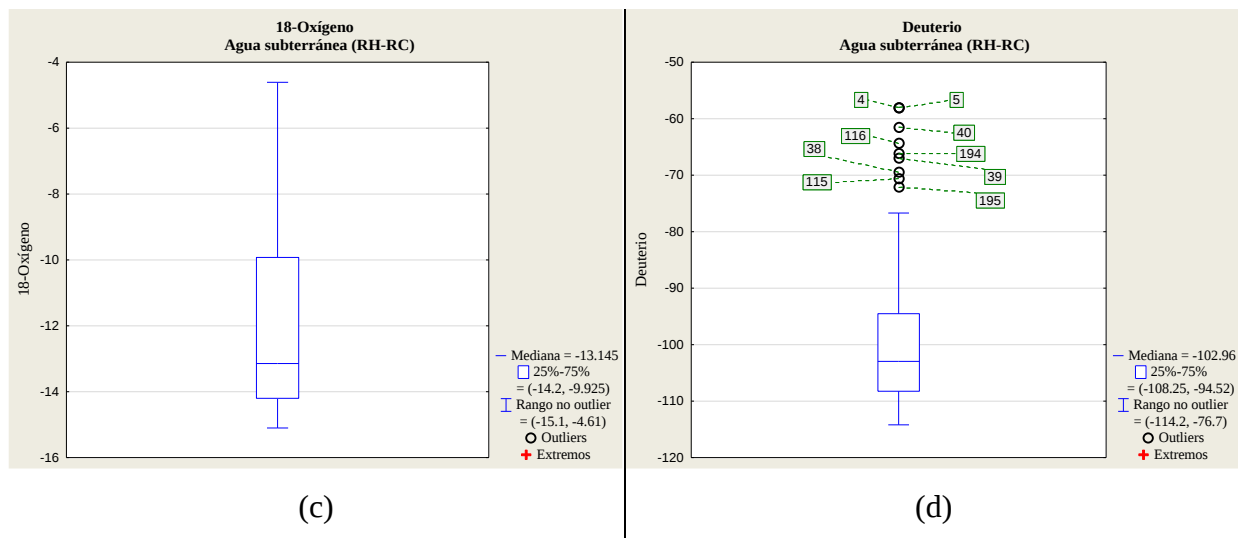


Figura 0.7 Diagramas de cajas y bigotes para las aguas subterráneas de la RH-RC.
Cuartiles, medianas y valores atípicos para (a) $\delta^{18}\text{O}$ y (b) δD por cluster; (c) $\delta^{18}\text{O}$ y (d) δD para todas las aguas.

Los diagramas de cajas y bigotes para la totalidad de las muestras (Figura 4.7 c y d) indican valores atípicos únicamente de δD en nueve sitios de agua subterránea, todos ellos pertenecientes al clúster 3. Estos valores atípicos contienen valores enriquecidos en ambos isótopos (Tabla 4.1).

Las aguas de Riíto (ER y R-1) son de pozos profundos, diseñados para exploración geotérmica, de 3791 m y 1230 m, respectivamente y con muy poca influencia de agua meteórica (Barragán R, Birkle, Portugal M, Arellano G y Alvarez R, 2001). El VM-11, con una profundidad de 600 m, es un pozo artesiano (recarga en zona alta) con ubicación y composición es similares a las del CGCP (Makdisi et al., 1982). Por otra, para la región sureste del Valle de Mexicali, donde se encuentra el sitio G4-12, parece haber recibido la influencia de agua proveniente del río Gila. Payne (1979) determino que existe confluencia de dos sistemas de flujo de agua subterránea en la región de la mesa de San Luis (muestras III-13 y I-8) la cual se origina en la cuenca del río Gila y cuenta con valores isotópicamente más enriquecidos. Ramírez-Hernández (1997), define al agua del pozo S-8, que se ubica al oeste del CGCP, como una mezcla de agua subterránea reciente (acuífero superior) con agua de laguna de evaporación. Al agua proveniente de II-9, que se ubica en la parte noreste del campo, la define como una mezcla de agua antigua y de agua de la laguna de evaporación. Ambas muestras tienen influencia significativa de agua evaporada.

Tabla 4.1 Valores atípicos de deuterio de agua subterránea en la RH-RC

Muestra	$\delta^{18}\text{O}$	δD	ID
G4-12	-8.10	-69.50	38
I-8	-9.05	-70.60	115
II-9	-4.61	-66.23	194
III-13	-8.37	-64.40	116
LESS 3	-6.00	-67.00	39
Riito-ER	-6.00	-58.00	4
Riito-R1	-6.40	-58.00	5
S-8	-4.73	-72.18	195
VM-11	-5.90	-61.50	40

En general tenemos que el cluster 1 es representativo del agua proveniente del río Colorado, el cluster 2 es una mezcla de agua del río Colorado con aguas de origen geotérmico y el tercer cluster tiene afectación de diferentes factores que van desde agua evaporada, agua geotérmica, agua de mar, río Gila y agua de precipitación. Una observación adicional es que la mayoría de los pozos con valores isotópicos atípicos son de dos tipos: profundos con un importante componente geotérmico y someros (~ 15 m de profundidad) afectados por agua superevaporada de la alguna de evaporación. La composición isotópica de estos pozos con valores atípicos controla la tendencia de cualquier línea evaporativa que se trace para la RH-RC.

Región RE-NE

En esta región la concentración isotópica muestran valores muy cercanos a la línea de precipitación (Figura 4.8) aunque algunos datos corresponden a agua geotérmica de baja temperatura asociado al sistema de fallamiento (Barragán R et al., 2001). El ^{18}O tiene un rango de $\delta^{18}\text{O} = -1.8\text{‰}$ a -10.4‰ y en D muestra valores de $\delta\text{D} = -24\text{‰}$ a -78‰ (Apéndice A). Estadísticamente (Figura 4.9 a y b) las aguas de Puertecitos y San Felipe (Figura 4.1) presentan valores atípicos. El contenido de ^{18}O llega al valor extremo mínimo reportado. Ambos sitios corresponden a manantiales costeros y Barragán (2001) sugiere una mezcla de agua de mar alterada con agua continental.

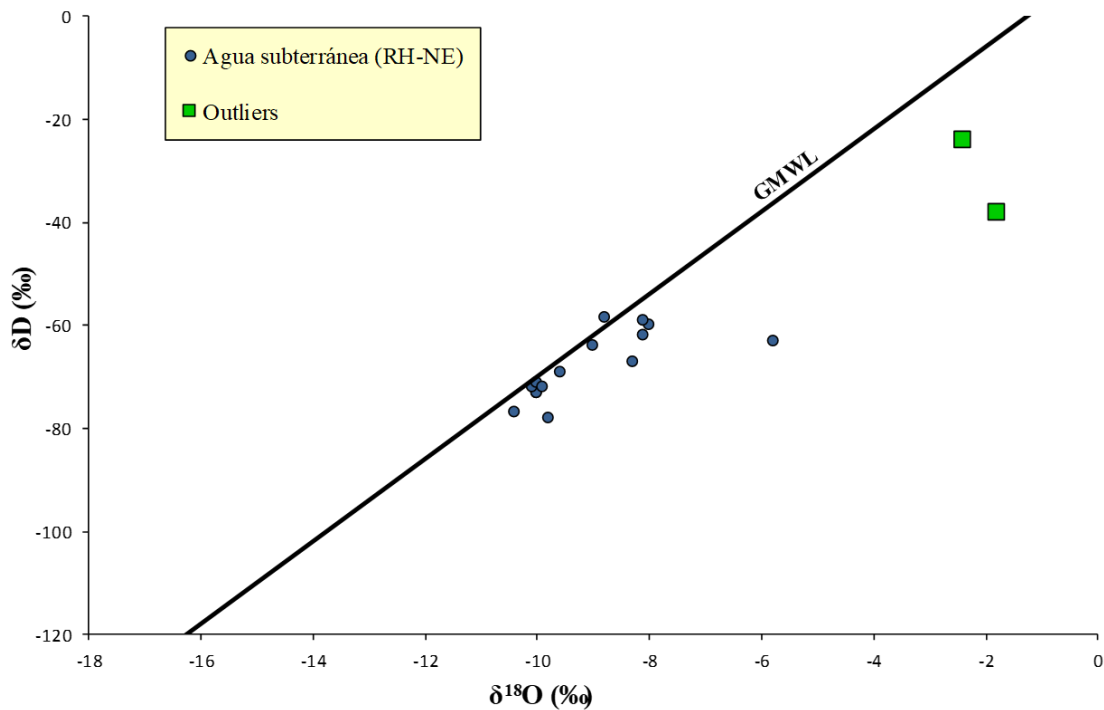


Figura 4.8 Grafica δD vs. $\delta^{18}O$ del agua subterránea en la RH-NE. Los outliers se tomaron del análisis de cajas de la Figura 4.9.

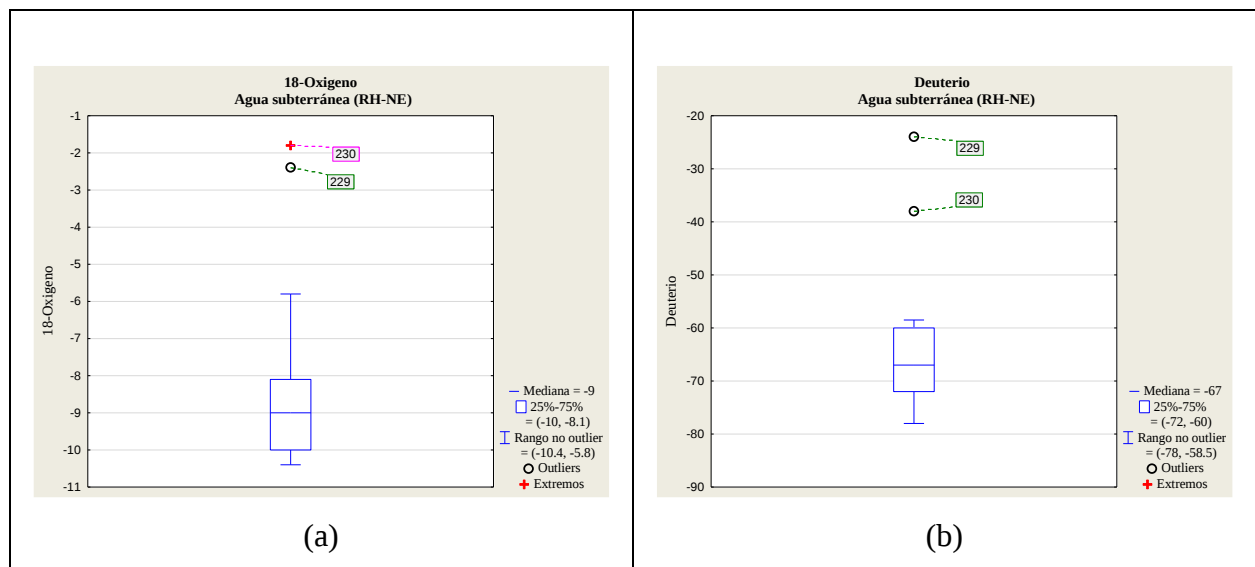


Figura 4.9. Diagramas de cajas y bigotes para las aguas subterráneas de la RH-NE. Cuartiles, medianas y valores atípicos para (a) $\delta^{18}O$ y (b) δD .

Región RH-NO

En esta región la composición isotópica de las aguas naturales también tiene valores muy cercanos a la línea de precipitación (Figura 4.10). El ^{18}O tiene un rango de $\delta^{18}\text{O} = -3\text{‰}$ a $\delta^{18}\text{O} = -8.40\text{‰}$ y en D muestran valores de $\delta\text{D} = -19\text{‰}$ a $\delta\text{D} = -54\text{‰}$ (Apéndice A). Estadísticamente (Figura 4.11 a y b), las aguas presentan valores atípicos para los sitio Rancho Lomatoa (zona alta) y Rancho El Carpio (zona baja y cerca de la costa), ambas provenientes de pozos con profundidades en un rango de 5 a 20 m; CNA-10 E y P-105-CNA, en la zona de San Simón, ambos afectados por agua de rechazo del proceso desalinización (no fraccionador) de agua salobre descargada en el suelo y reevaporada antes de la infiltración; y Warm Spring y Diffuse Warm, ambos muestras de manantiales termales (Figura 4.1).

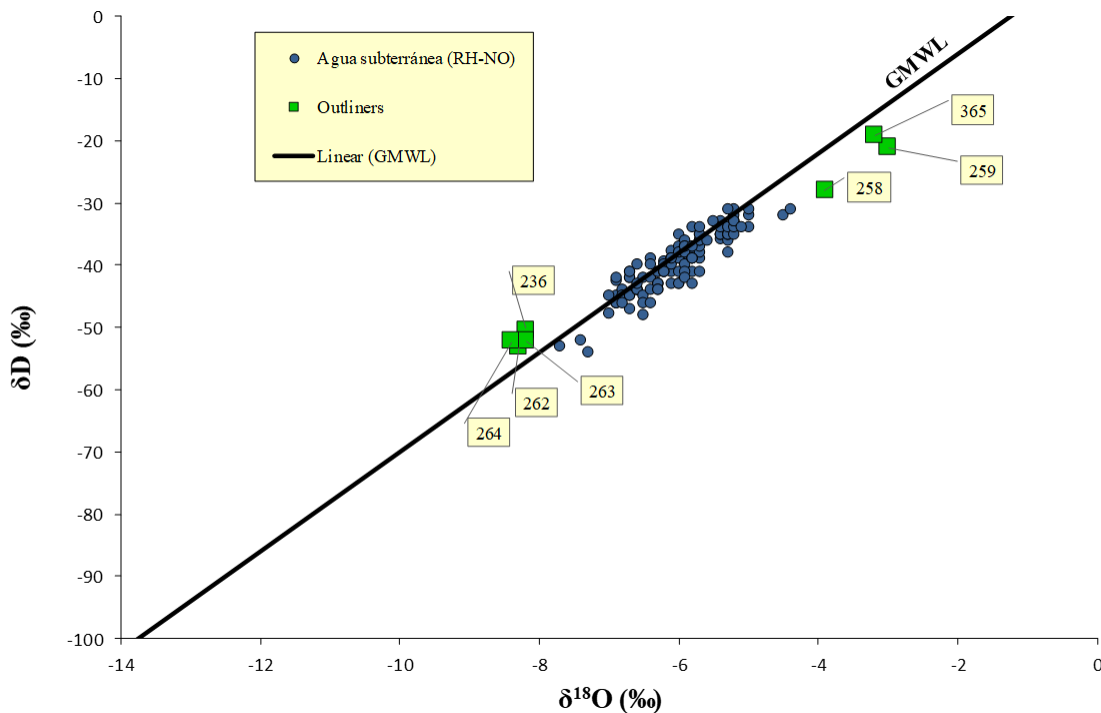


Figura 4.10 Grafica δD vs. $\delta^{18}\text{O}$ del agua subterránea en la RH-NO. Los outliers se tomaron del análisis de cajas de la Figura 4.11

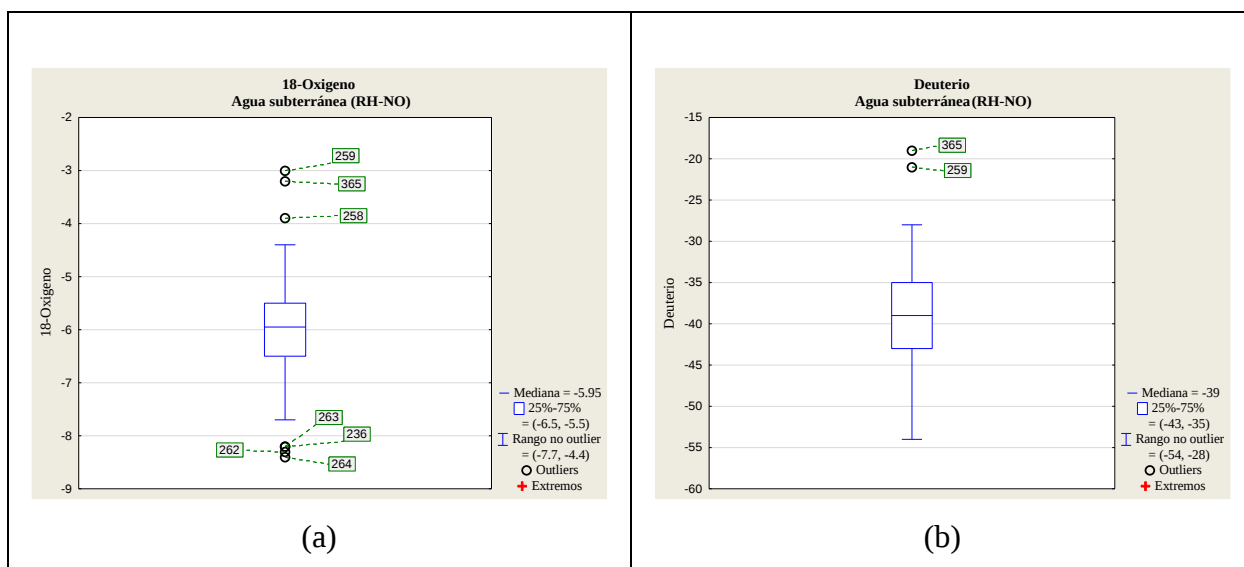


Figura 4.11. Diagramas de cajas y bigotes para las aguas subterráneas de la RH-NO. Cuartiles, medianas y valores atípicos para (a) $\delta^{18}\text{O}$ y (b) δD .

Región RH-CE

En esta región una porción de la composición isotópica de las aguas subterráneas presenta valores muy cercanos a la línea de precipitación (Figura 12), con valores de $\delta^{18}\text{O} = -10.6$ a -8.3‰ y de $\delta\text{D} = -78$ a -61‰ . Un segundo grupo corresponde a las aguas geotérmicas del campo geotérmico de Tres Vírgenes cuyos valores isotópicos varían de $\delta^{18}\text{O} = 0$ a -4.5‰ y en deuterio de $\delta\text{D} = -44$ a -24‰ (Apéndice A). Estadísticamente (Figura 13 a y b) las aguas denominadas El Azufre 1 y 2 (Figura 4.1) muestran valores isotópicos atípicos. Portugal, Birkle, Tello y Tello (2000) atribuye su enriquecimiento a que se trata de aguas de origen magmático.

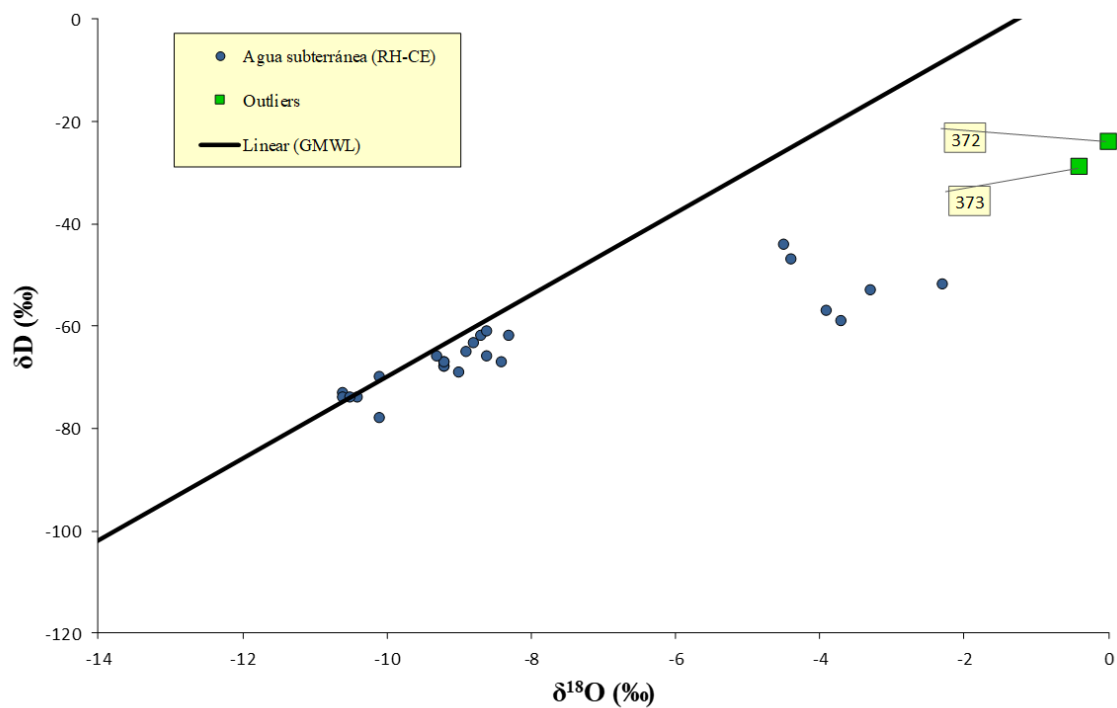


Figura 4.12 Grafica δD vs. $\delta^{18}O$ del agua subterránea en la RH-CE. Los outliers se tomaron del análisis de cajas de la Figura 4.13

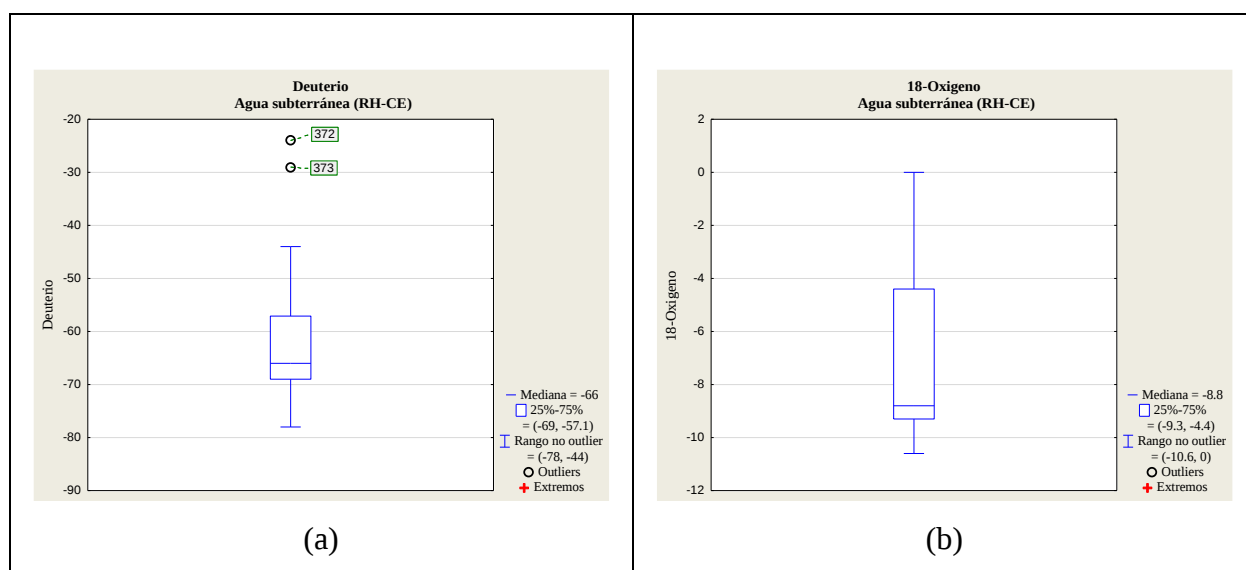


Figura 4.13. Diagramas de cajas y bigotes para las aguas subterráneas de la RH-CE. Cuartiles, medianas y valores atípicos para (a) $\delta^{18}O$ y (b) δD

Región RH-CO

En esta región la composición isotópica del agua subterránea caen en el rango de $\delta^{18}\text{O} = -10.10\text{‰}$ a -5.80‰ y de $\delta\text{D} = -45\text{‰}$ a -69‰ (Figura 4.14; Apéndice A). Estadísticamente (Figura 4.15) se observa un valor atípico que corresponde a la muestra Sto Dominguito, la cual proviene de un pozo que se encuentra en una elevación de no más de 100 m y cercano a la costa (Figura 4.1). Algunos valores isotópicos, como el de la de Sta. Lucia, se observan afectados por evaporación, aunque siguen teniendo un valor cercano a la mediana del grupo para ambos isotopos.

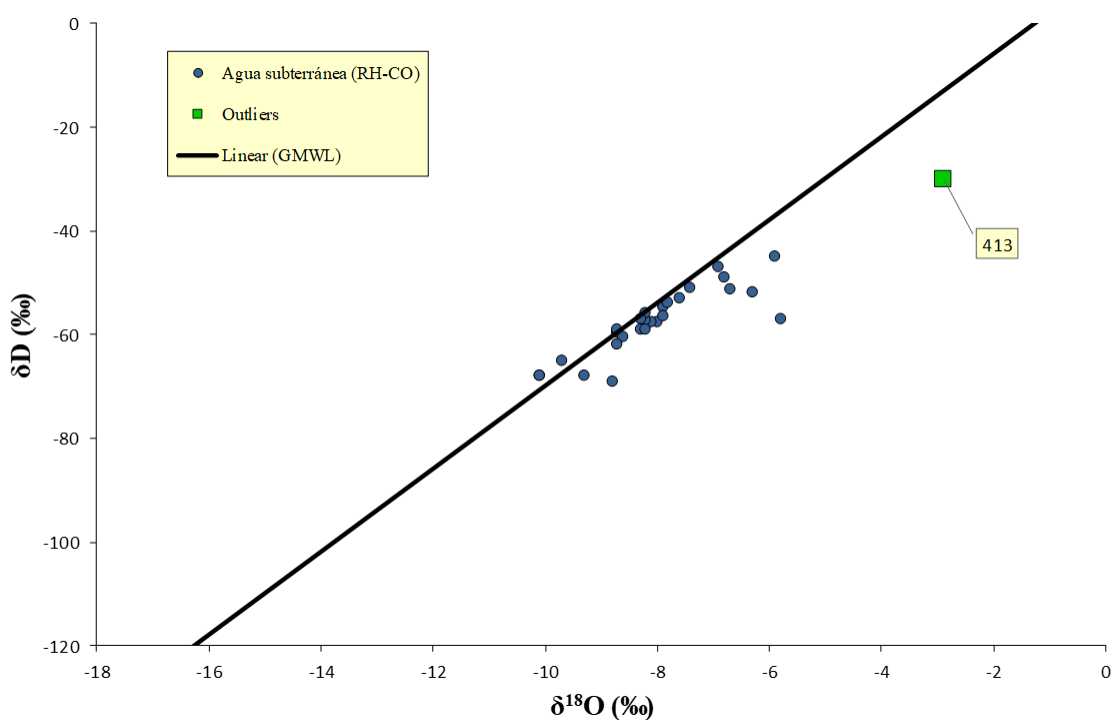


Figura 4.14 Grafica δD vs. $\delta^{18}\text{O}$ del agua subterránea en la RH-CO. Los outliers se tomaron del análisis de cajas de la Figura 4.15

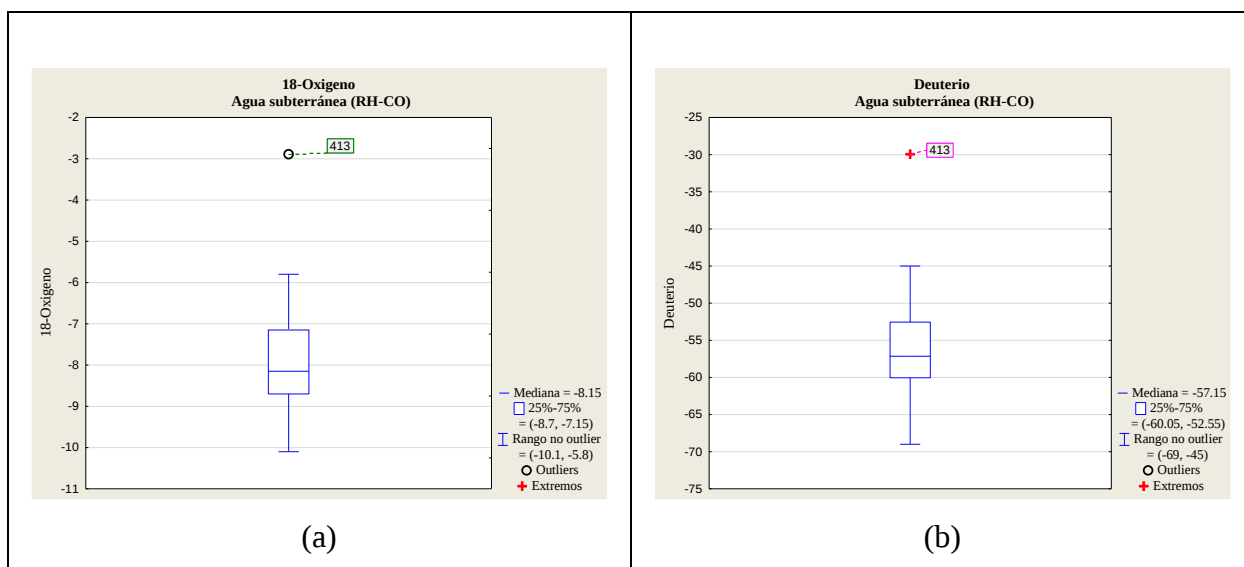


Figura 4.15. Diagramas de cajas y bigotes para las aguas subterráneas de la RH-CO. Cuartiles, medianas y valores atípicos para (a) $\delta^{18}\text{O}$ y (b) δD

Región RH-SE

En esta región los valores isotópicos del agua subterránea se grafican cercanos a la línea de precipitación (Figura 4.16). La composición cae en el rango de $\delta^{18}\text{O} = -11.6\text{‰}$ a -4.5‰ y de $\delta\text{D} = -84\text{‰}$ a -69‰ (Apéndice 1). Estadísticamente (Figura 4.17) se observan tres valores atípicos para el ^{18}O , correspondientes a las muestras LP11 y pozo 416 R, las cuales están empobrecidas mientras que la del Punto 1 se observa enriquecida. Por su parte, las muestras LP1, LP2, LP3, LP11, SAPA 7 y 416 R son todas empobrecidas en D. Tamez-Meléndez et al. (2016) sugiere que esta zona se encuentran dentro del área urbana de La Paz y que el empobrecimiento del contenido isotópico en el agua subterránea en esta zona es atribuido a la presencia de aguas residuales domésticas. Por otra parte Rosales Ramírez (2012) atribuye los valores más enriquecidos de la muestra Punto 1 a la cercanía del pozo a la costa (Figura 4.1).

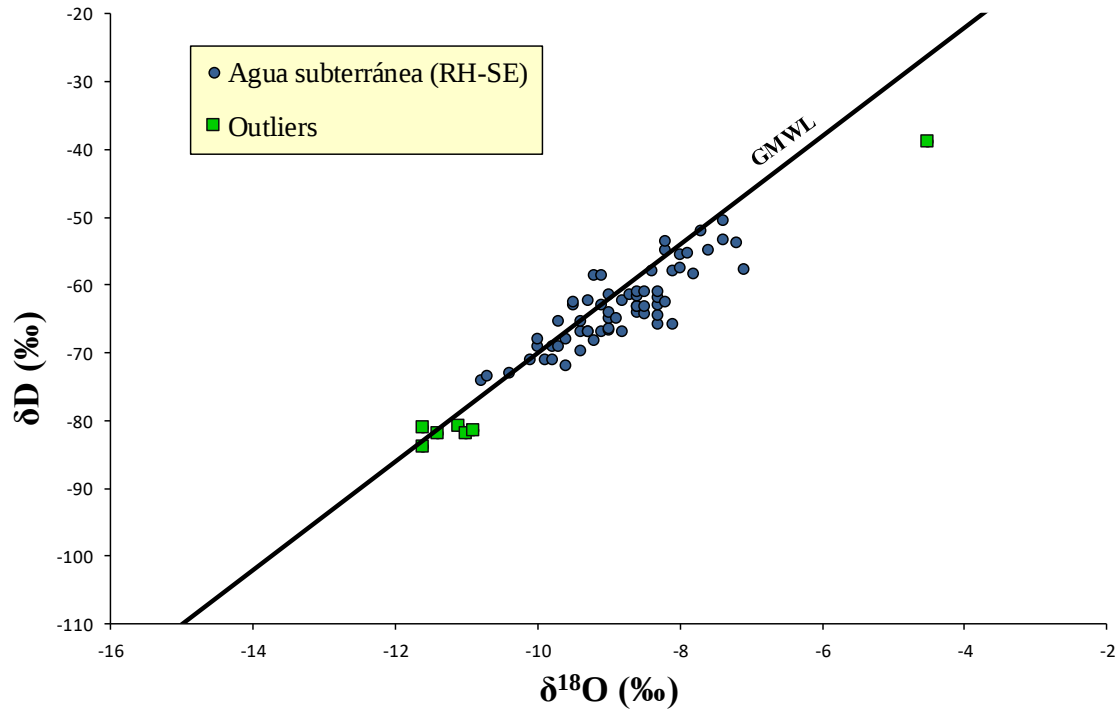


Figura 4.16 Grafica δD vs. $\delta^{18}O$ del agua subterránea en la RH-SE. Los outliers se tomaron del análisis de cajas de la Figura 4.17

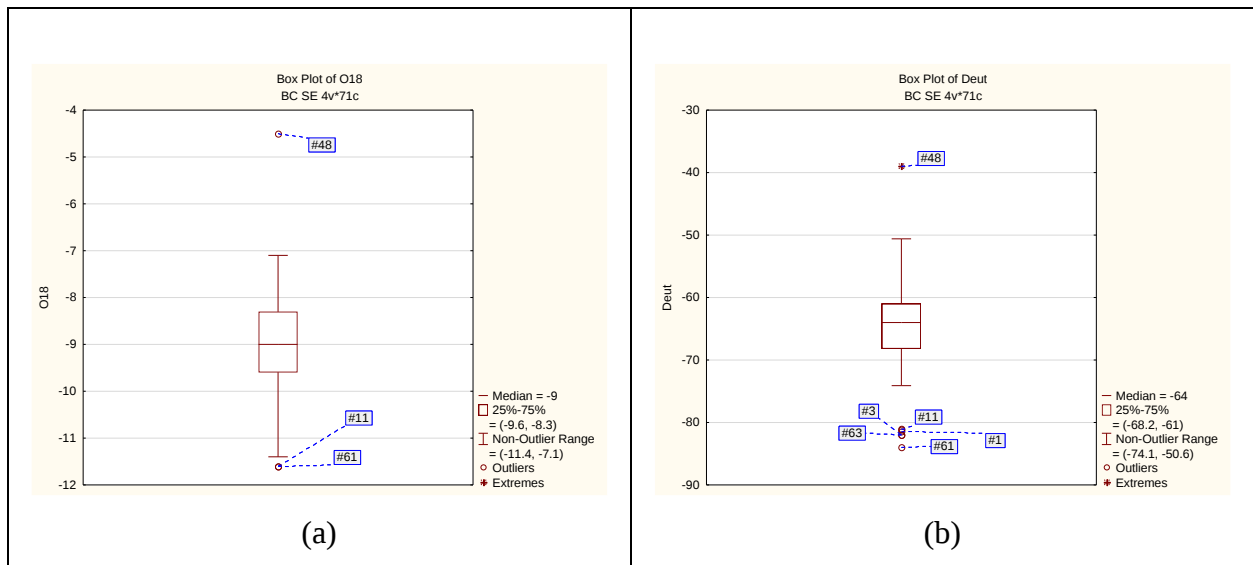


Figura 4.17. Diagramas de cajas y bigotes para las aguas subterráneas de la RH-SE. Cuartiles, medianas y valores atípicos para (a) $\delta^{18}O$ y (b) δD

Región RH-SO

En esta zona (Figura 4.1) no se encontraron valores atípicos, todos los datos son de un solo autor (Wassenaar et al., 2009) y solo fueron recopilados 9 valores de contenido isotópico del agua subterránea. Los valores son cercanos a la línea de precipitación, con $\delta^{18}\text{O} = -10.6\text{‰}$ a -6.2‰ y $\delta\text{D} = -76\text{‰}$ a -45‰ (Apéndice A y Figura 4.18).

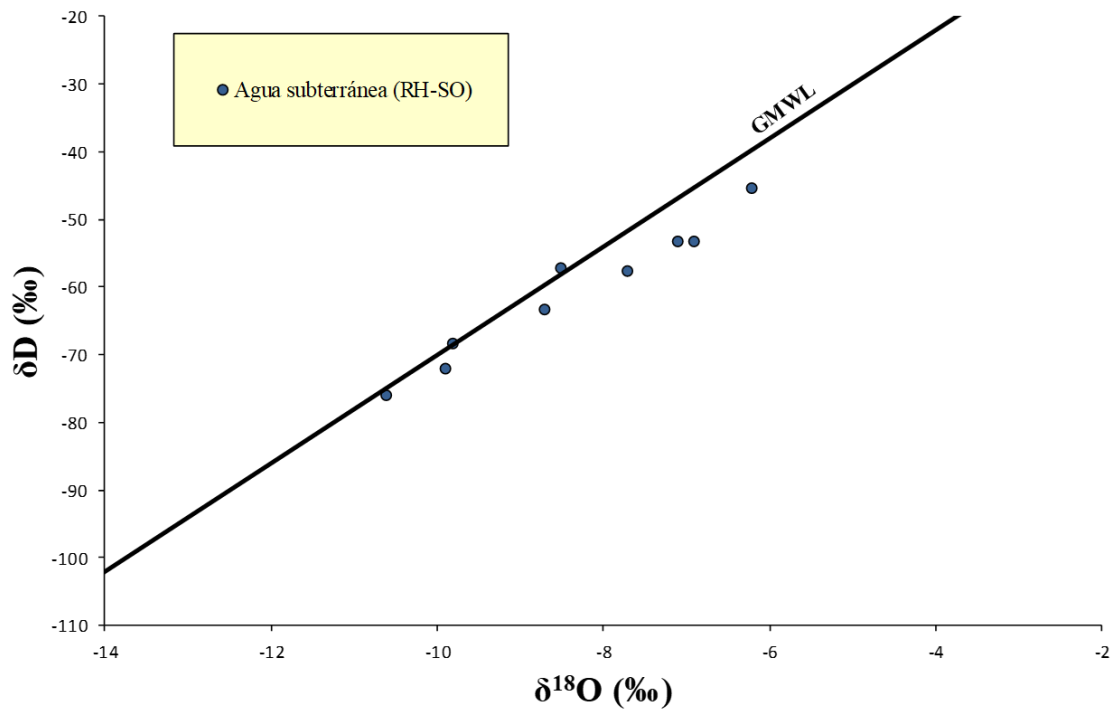


Figura 4.18 Grafica δD vs. $\delta^{18}\text{O}$ del agua subterránea en la RH-SO.

Prueba de Kruskal-Wallis

Para determinar si existe una diferencia significativa entre regiones (grupo de datos) se utilizaron métodos estadísticos no paramétricos debido a que los datos no se ajustan a una distribución normal y sus varianzas son diferentes.

Los datos fueron evaluados con la prueba de Kruskal-Wallis ANOVA para k muestras independientes con un nivel de significancia $\alpha = 0.05$. Se utilizó el software Statistica version 12 de la compañía Statsoft

En base a lo que evidencian los grupos de datos, y de acuerdo con las estimaciones realizadas los resultados son los siguientes:

En todos los casos el 18-oxígeno entre grupos tiene un valor de significancia (p) menor que el nivel de significancia (α), por lo que se concluye que las diferencias entre algunas de las medianas de los grupos de datos son estadísticamente significativas (Tabla 4.2). Gráficamente se puede observar esta variación entre medianas en el diagrama de caja-bigotes (Figura 4.19)

Tabla 4.2. Prueba Kruskal-Wallis para $\delta^{18}\text{O}$ muestra una significancia (p) menor al 5%

18-O	Kruskal-Wallis ANOVA por Rangos; 18-O Grupos Kruskal-Wallis test: H (6, N= 506) =331.5660 p =0.000			
	Codigo	Validos	Suma de rangos	Media de rangos
RC	1	216	28532.50	132.0949
NE	2	17	4691.00	275.9412
NO	3	138	57614.00	417.4928
CE	4	27	8299.50	307.3889
CO	5	28	8757.50	312.7679
SE	6	71	17851.50	251.4296
SO	7	9	2525.00	280.5556

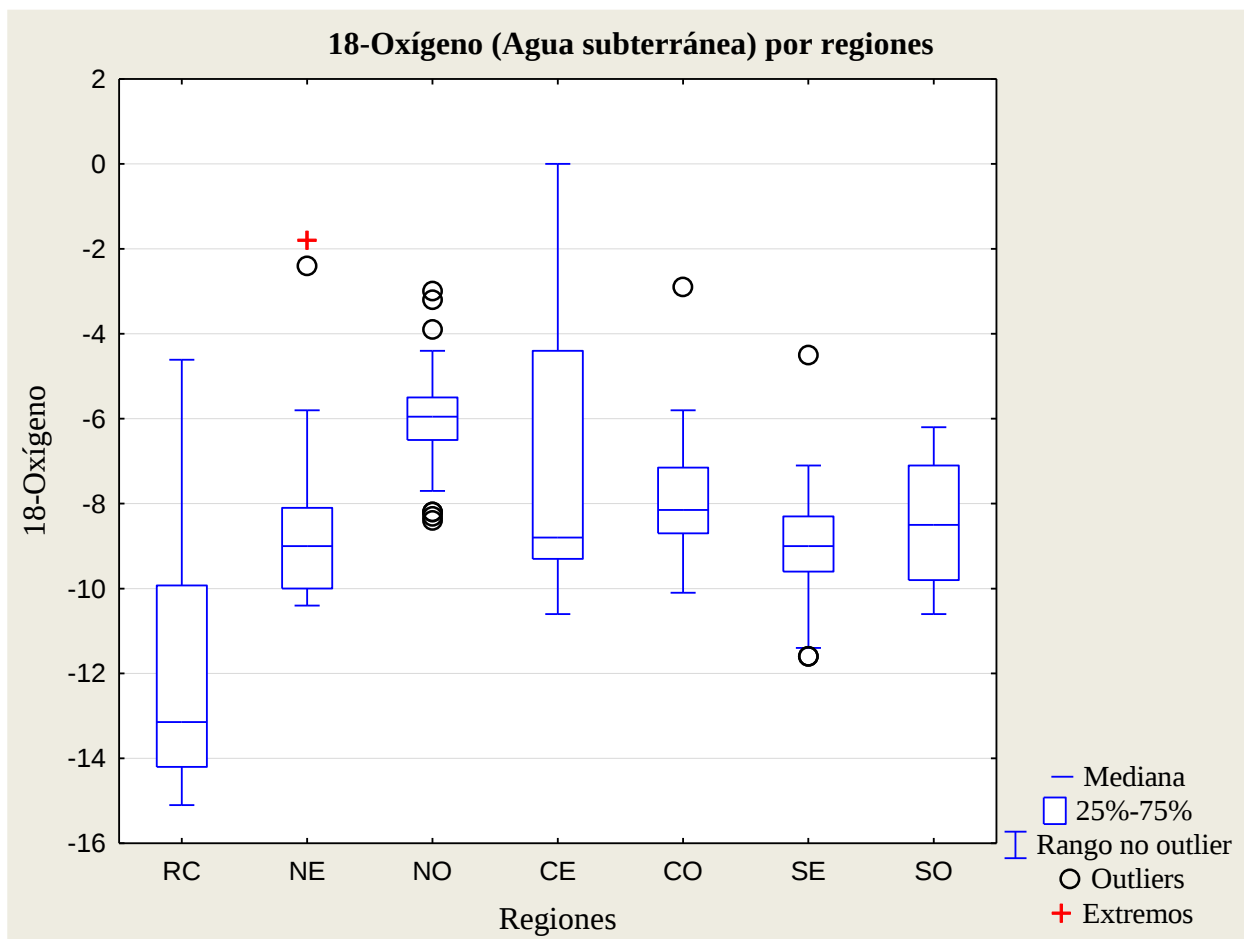


Figura 4.19. Diagrama de caja-bigotes para 18-oxígeno por región hidrológica.

Para el deuterio se determinó un valor (p) de 0.000, el cual es menor que (α), con lo que se determina que las diferencias en las medianas del deuterio son estadísticamente significativas. (Tabla 4.3)

Tabla 4.3. Prueba Kruskal-Wallis para δD muestra una significancia (p) menor al 5%

Deuterio	Kruskal-Wallis ANOVA by Ranks; Grupos Kruskal-Wallis test: H (6, N= 506) =421.9929 p =0.000			
	Codigo	Validos N	Suma de rangos	Media de rangos
RC	1	216	24091.50	111.5347
NE	2	17	4834.00	284.3529
NO	3	138	59554.50	431.5543
CE	4	27	7974.00	295.3333
CO	5	28	9192.50	328.3036
SE	6	71	19918.00	280.5352
SO	7	9	2706.50	300.7222

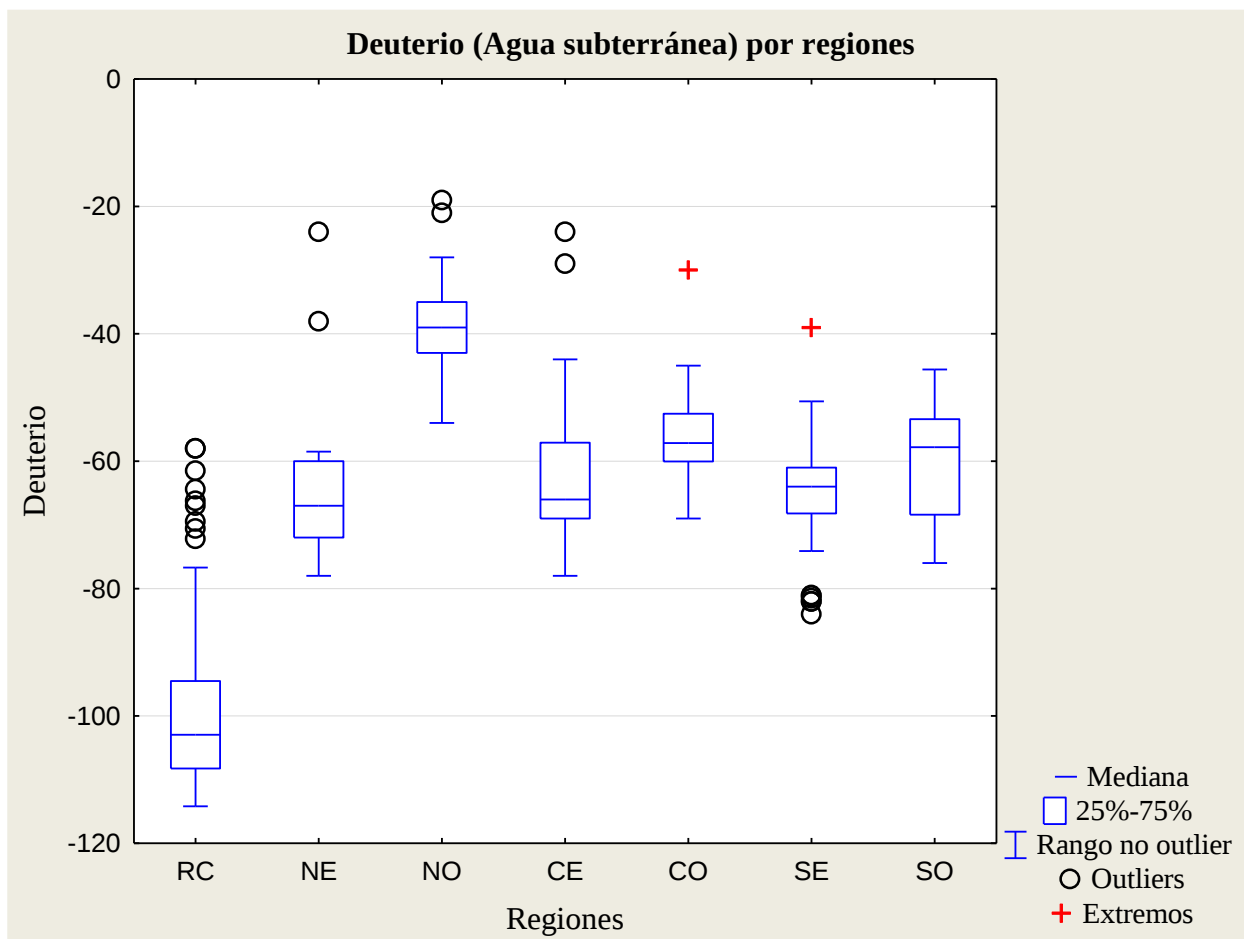


Figura 20. Diagramas de caja-bigotes para deuterio por región hidrológica.

En base a los resultados de la prueba de Kruskal Wallis y los gráficos de cajas-bigotes en las figuras las regiones CO, SE y SO, muestran ciertas similitudes; para evidenciar si esas similitudes visuales son significativas estadísticamente se utilizó la prueba no paramétrica de U de Mann-Whitney entre las regiones (CO-SE, CO-SO y SE-SO)

Se logró determinar que tanto las regiones CO y SO, como las regiones SE y SO, no tienen diferencias significativas entre sus medianas tanto en deuterio como en 18-oxígeno. Sin embargo, las regiones CO y SE mostraron diferencias significativas entre sus medianas, por lo que, con la evidencia muestral evaluada se infiere que entre estas regiones sí hay diferencia en Deuterio y 18-oxígeno.

Tabla 4.4. Prueba Mann-Whitney U para δD muestra una significancia (p) de 0.256, las pruebas marcadas son significativas en $p < 0.050$
Mann-Whitney U Test (Kruskal-Wallis) la prueba es significativa a $p < 0.05000$

	Suma de rangos SE	Suma de rangosSO	U	Z	Valor - p	Z ajustado	p- valor	Valido SE	Valido SO	2*1 de lado exacto p
D	2800.500	439.500	244.500	- 1.134	0.256	-1.134	0.256	71	9	0.25820

Tabla 4.5. Prueba Mann-Whitney U para δD muestra una significancia (p) de 0.31, las pruebas marcadas son significativas en $p < 0.050$
Mann-Whitney U Test (w/ continuity correction) (Kruskal-Wallis)
By variable Groups Marked tests are significant at $p < 0.05000$

	Sum a de rang os SE	Sum a de rang os SO	U	Z	p- valo r	Z ajust ado	p- valo r	Va lid o C O	Va lid o SO	2*1 de lado exac to p
D	561. 0000	142. 0000	97.0 0000	1.00 8889	0.31 3029	1.00 9428	0.31 2770	28	9	0.31 9017

Tabla 4.6. Prueba Mann-Whitney U para δD muestra una significancia (p) de 0.00002, las pruebas marcadas son significativas en $p < 0.050$

	Mann-Whitney U Test (w/ continuity correction) (Kruskal-Wallis) By variable Groups Marked tests are significant at $p < 0.05000$									
	Sum a de rang os CO	Sum a de rang os SE	U	Z	p- valo r	Z ajust ado	p- valu e	Va lid o C O	Va lid o SE	2*1 de lado exac to p
D	1939 .000	3011 .000	455. 0000	4.18 3773	0.00 0029	4.18 4757	0.00 0029	28	71	0.00 0015

Tabla 4.7. Prueba Mann-Whitney U para $\delta^{18}O$ muestra una significancia (p) de 0.256, las pruebas marcadas son significativas en $p < 0.050$

	Mann-Whitney U Test (w/ continuity correction) (Kruskal-Wallis) By variable Groups Marked tests are significant at $p < 0.05000$									
	Sum a de rang os SE	Sum a de rang os SO	U	Z	p- valo r	Z ajus tad o	p- valu e	Val ido s SE	Val ido s SO	2*1 de lado exac to p
1 8 O	2798 .500	441. 5000	242. 5000	- 1.1 64 8	0.24 4092	- 1.1 655 3	0.24 3805	71	9	0.24 5541

Tabla 4.8. Prueba Mann-Whitney U para $\delta^{18}O$ muestra una significancia (p) de 0.49, las pruebas marcadas son significativas en $p < 0.050$
Mann-Whitney U Test (Kruskal-Wallis)
tests are significant at $p < 0.05000$

	Ran k sum SE	Ran k sum SO	U	Z	p- valu e	Z adju sted	p- valu e	V al id N C O	V al id N S O	2*1 de lado exac to p
--	-----------------------	-----------------------	---	---	-----------------	-------------------	-----------------	------------------------------	------------------------------	-----------------------------------

1 8 O	552. 0000	151. 0000	106. 0000	0.69 0293	0.49 0011	0.69 1030	0.48 9547	2 8	9	0.49 6745
-------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------	---	--------------

Tabla 4.9. Prueba Mann-Whitney U para $\delta^{18}\text{O}$ muestra una significancia (p) de 0.0002, las pruebas marcadas son significativas en p < 0.050

	Mann-Whitney U Test (w/ continuity correction) (Kruskal-Wallis) By variable Groups Marked tests are significant at p < .05000									
	Sum a de rang osC O	Sum a de rang os SE	U	Z	p- valo r	Z ajust ado	p- valo r	Va lid o C O	Va lid o SE	2*1 2*1 de lado exac to p
1 8 O	1877 .000	307 3.00 0	517. 000 0	3.70 207 6	0.00 021 4	3.70 452 8	0.00 021 2	28	71	0.00 015 0

Conclusiones

- Se compiló la base de datos de los isótopos ambientales (δD y $\delta^{18}\text{O}$) de las aguas naturales en la península de Baja California, conformada de 549 sitios de los cuales 507 corresponden a aguas subterráneas, 32 a superficiales y 10 a la precipitación, en conjunto con el análisis hidrogeoquímico y estadístico se lograron determinar las fuentes de agua y la variabilidad espacial de la huella isotópica en la península.
- Las regiones hidrologicas Rio Colorado y Noroeste, son las más contrastantes en su composición isotópica en la península, esto es debido a que en la región hidrologica Noroeste tiene como principal fuente la precipitación local, es decir, los eventos de precipitación controlan la composición isotópica ^{18}O y D en esa región, mientras que en la región hidrológica Rio Colorado (Valle de Mexicali), su principal fuente es agua proveniente del Rio Colorado.
- Con los resultados expuestos en la presente investigación se puede evidenciar que la composición isotópica (δD y $\delta^{18}\text{O}$) de las aguas naturales en la península de Baja California, ciertas regiones se ven influenciada por dos componentes el geotérmico y el antropogénico.

- Con base a la evidencia muestral evaluada, las regiones hidrológicas en el sur y centro oeste de la península no muestran diferencias significativas entre sí, se sugiere que estén siendo controladas, por la misma fuente, la cual muestra afectación por agua de huracanes.

Referencias

- Aggarwal, P. K., Froehlich, K. F. y Gat, J. R. (2005). *Isotopes in the water cycle*: Springer.
- Baertschi, P. (1976). Absolute ^{18}O content of standard mean ocean water. *Earth and Planetary Science Letters*, 31(3), 341-344.
- Barragán R, R. M., Birkle, P., Portugal M, E., Arellano G, V. M. y Alvarez R, J. (2001). Geochemical survey of medium temperature geothermal resources from the Baja California Peninsula and Sonora, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110(1), 101-119. doi:[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00205-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00205-0)
- Bortolami, G., Ricci, B., Susella, G. y Zuppi, G. (1979). Isotope hydrology of the Val Corsaglia, Maritime Alps, Piedmont, Italy *Isotope Hydrology 1978*.
- Bowen, G. J., Wassenaar, L. I. y Hobson, K. A. (2005). Global application of stable hydrogen and oxygen isotopes to wildlife forensics. *Oecologia*, 143(3), 337-348.
- Cappa, C. D., Hendricks, M. B., DePaolo, D. J. y Cohen, R. C. (2003). Isotopic fractionation of water during evaporation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D16).
- Clark, I. D. y Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*: CRC press.
- CONAGUA. (2009). Regiones Hidrológicas, escala 1:250000. República Mexicana. *Catálogo de metadatos geográficos. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad*. Retrieved from http://www.conabio.gob.mx/informacion/metadatos/gis/rh250kgw.xml?_xsl=/db/metadatos/_xsl/fgdc_html.xsl&indent=no
- Coplen, T. (1972). Origin of geothermal waters in the Imperial Valley of southern California. *Cooperative Investigation of Geothermal Resources in the Imperial Valley and their Potential Value for Desalting of Water and other purposes*, 72-33.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702-1703.
- Craig, H. (1966). Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines. *Science*, 154(3756), 1544-1548.
- Criss, R. E. (1999). Principles of stable isotope distribution.
- Dansgaard, W. (1953). The abundance of ^{18}O in atmospheric water and water vapour. *Tellus*, 5(4), 461-469.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436-468.

- Epstein, S.yMayeda, T. (1953). Variation of O18 content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4(5), 213-224.
- Ferronsky, V.yPolyakov, V. (2012). Applications to the Problems of Dynamics of Natural Waters *Isotopes of the Earth's Hydrosphere* (pp. 427-490): Springer.
- Foley, J. A., Coe, M. T., Scheffer, M.yWang, G. (2003). Regime shifts in the Sahara and Sahel: interactions between ecological and climatic systems in Northern Africa. *Ecosystems*, 6(6), 524-532.
- Fontes, J. C. (1980). Environmental isotopes in groundwater hydrology *Handbook of environmental isotope geochemistry. Vol. 1*.
- Friedman, I. (1953). Deuterium content of natural waters and other substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4(1-2), 89-103.
- Friedman, I., Smith, G. I., Gleason, J. D., Warden, A.yHarris, J. M. (1992). Stable isotope composition of waters in southeastern California 1. Modern precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D5), 5795-5812.
- Frommen, T. (2011). *Verteilung stabiler Umweltisotope in Grundund Oberflächenwässern von Baja California, Mexiko*. (Bachelor of Science), Freie Universität Berlin.
- Garlick, G. (1969). The stable isotopes of oxygen. *Handbook of geochemistry*, 2, 1.
- Gat, J. (2010). *Isotope hydrology: a study of the water cycle* (Vol. 6): World Scientific.
- Glynn, P. D.yPlummer, L. N. (2005). Geochemistry and the understanding of ground-water systems. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 263-287.
- Gonfiantini, R., Stichler, W.yRozanski, K. (1995). *Standards and intercomparison materials distributed by the International Atomic Energy Agency for stable isotope measurements*. Retrieved from
- Hagemann, R., Nief, G.yRoth, E. (1970). Absolute isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute D/H ratio for SMOW. *Tellus*, 22(6), 712-715.
- Horibe, Y.yKobayakawa, M. (1960). Deuterium abundance of natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 20(3-4), 273-283.
- INEGI. (2013). *Perfil sociodemográfico. Estados Unidos Mexicanos. Censo de Población y Vivienda 2010* Instituto Nacional de Estadística y Geografía, Retrieved from <http://www.beta.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825047610>
- INEGI. (2018). Información para niños y no tan niños. *Cuentame*. Retrieved from <http://cuentame.inegi.org.mx/default.aspx#>.
- Jasechko, S., Birks, S. J., Gleeson, T., Wada, Y., Fawcett, P. J., Sharp, Z. D., . . . Welker, J. M. (2014). The pronounced seasonality of global groundwater recharge. *Water Resources Research*, 50(11), 8845-8867.
- Kendall, C., Caldwell, E.yMcDonnell, C. (1998). Chapter 2-Fundamentals of Isotope Geochemistry. *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*, 51-86.
- Kendall, C.yDoctor, D. (2003). Stable isotope applications in hydrologic studies. *Treatise on geochemistry*, 5, 605.
- Kretzschmar, T. G.yFrommen, T. (2013). Stable Isotope Composition of Surface and Groundwater in Baja California, Mexico. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7(Supplement C), 451-454. doi:<https://doi.org/10.1016/j.proeps.2013.03.194>
- Lara Valenzuela, K. M. (2011). *Evaluación de intrusión marina utilizando isótopos de estroncio como trazador: un ejemplo de Ensenada, B.C., México*. (Maestro), Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Retrieved from

- <http://biblioteca.cicese.mx/catalogos/tesis/ficha.php?id=18670> Available from Biblioteca del CICESE Pelicano database.
- Lippmann, M., Truesdell, A. y Frye, G. (1999). *The Cerro Prieto and Salton Sea geothermal fields—Are they really alike*. Paper presented at the Proceedings of the 24th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California.
- Makdisi, R., Truesdell, A., Thompson, J., Coplen, T. y Sanchez R, J. (1982). *Geochemical evolution of Mexicali Valley groundwaters*. Retrieved from
- Merlivat, L. y Jouzel, J. (1979). Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 84(C8), 5029-5033.
- Meza Camacho, H. D. (2015). *Evaluación Hidrogeoquímica de los manantiales en el desierto de Cataviñá (Baja California, México): Patrones de flujo subterráneo*. (Maestro), Universidad Autónoma de Baja California.
- Mohler, F. L. (1960). *Isotopic abundance ratios reported for reference samples stocked by the National Bureau of Standards* (Vol. 51): Distributed by United States Department of Commerce, Office of Technical Services.
- Narisma, G. T., Foley, J. A., Licker, R. y Ramankutty, N. (2007). Abrupt changes in rainfall during the twentieth century. *Geophysical Research Letters*, 34(6).
- Payne, B. R., Quijano, L. y Latorre, D. C. (1979). Environmental isotopes in a study of the origin of salinity of groundwater in the Mexicali Valley. *Journal of Hydrology*, 41(3-4), 201-215.
- Peregrina Llanes, M. (2010). *Caracterización hidrogeológica del flujo subterráneo hacia humedales en la mesa arenosa de Andrade, Mexicali, Baja California*. (Maestro), Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Retrieved from <http://biblioteca.cicese.mx/catalogos/tesis/ficha.php?id=18329> Available from Biblioteca del CICESE Pelicano database.
- Portugal, E., Birkle, P., Tello, E. y Tello, M. (2000). Hydrochemical–isotopic and hydrogeological conceptual model of the Las Tres Virgenes geothermal field, Baja California Sur, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(3), 223-244.
- Ramírez Hernández, J. (1997). *Estudio de las relaciones geohidrológicas del acuífero superior del Valle de Mexicali con las aguas geotérmicas superficiales*. (Doctoral), Universidad de Alcalá.
- Ramírez Hernández, J. (2006). *Una visión de la problemática ambiental de Mexicali y su valle: elementos para su gestión*: Universidad Autónoma de Baja California.
- Riesefeld, E. y Chang, T. (1936). Über die Verteilung der schwereren Wasser-Isotopen auf der Erde. *European Journal of Inorganic Chemistry*, 69(6), 1308-1310.
- Rosales Ramírez, T. Y. (2012). *Reconocimiento químico e isotópico del acuífero costero de La Paz, B.C.S.: Evaluación de una posible intrusión marina*. (Maestro), Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Retrieved from <http://biblioteca.cicese.mx/catalogos/tesis/ficha.php?id=18893> Available from Biblioteca del CICESE Pelicano database.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L. y Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate change in continental isotopic records*, 1-36.
- Schroeder, R. A., Setmire, J. G. y Densmore, J. N. (1991). *Use of stable isotopes, tritium, soluble salts, and redox-sensitive elements to distinguish ground water from irrigation water in the Salton Sea basin*. Paper presented at the Proceedings of the 1991 National Conference on Irrigation and Drainage.

- SEMARNAT. (2012). *Programa Hídrico Regional Visión 2030. Región Hidrológico-Administrativa I Península de Baja California* Comisión Nacional del Agua, Retrieved from <http://www.conagua.gob.mx/conagua07/publicaciones/publicaciones/1-sgp-17-12pbc.pdf>
- Setmire, J. G., Densmore, J. N. y Schroeder, R. A. (1993). *Detailed study of water quality, bottom sediment, and biota associated with irrigation drainage in the Salton Sea area, California, 1988-90*: US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Simonovic, S. P. (2002). World water dynamics: global modeling of water resources. *Journal of Environmental Management*, 66(3), 249-267.
- Tamez-Meléndez, C., Hernández-Antonio, A., Gaona-Zanella, P., Ornelas-Soto, N. y Mahlknecht, J. (2016). Isotope signatures and hydrochemistry as tools in assessing groundwater occurrence and dynamics in a coastal arid aquifer. *Environmental Earth Sciences*, 75(9), 830.
- Thomas Zúñiga, W. M. (2010). *Recarga del Bloque Montañoso en el Valle de Santo Tomás, Baja California, México*. (Maestro), Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Retrieved from <http://biblioteca.cicese.mx/catalogos/tesis/ficha.php?id=18823> Available from Biblioteca del CICESE Pelicano database.
- Urey, H. C. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 562-581.
- Wassenaar, L. I., Van Wilgenburg, S. L., Larson, K. y Hobson, K. A. (2009). A groundwater isoscape (δD , $\delta^{18}O$) for Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 102(3), 123-136.
- Way, K. (1948). *Nuclear Data: A Collection of Experimental Values of Half-lives, Radiation Energies, Relative Isotopic Abundances, Nuclear Moments, and Cross Sections. Supplements* (Vol. 499): US Department of Commerce, National Bureau of Standards.

APÉNDICE A

(*) Coordenadas interpoladas o coordenada del poblado al cual pertenece la muestra.

(XXXX) Coordenadas no disponibles.

Sistema de coordenadas geográficas (WGS 84)

Agua superficial

RH	AUTOR	MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	Grupo	ID
RH-NE	Payne et al. (1979)	Presa Morelos	XXXX	XXXX	-12.18	-100.50	Presa	1
		Presa Morelos	XXXX	XXXX	-12.27	-98.60	Presa	2
		Presa Morelos	XXXX	XXXX	-12.05	-99.10	Presa	3
		Canal Menor	XXXX	XXXX	-12.02	-98.70	Canal	4
		Canal Sanchez Mejorada	XXXX	XXXX	-10.89	-87.00	Canal	5
		Canal Cardenas	XXXX	XXXX	-12.15	-98.20	Canal	6
		Canal Independencia	XXXX	XXXX	-12.15	-98.90	Canal	7
		Drain Sta.Clara	XXXX	XXXX	-10.94	-88.80	Dren	8
		Wellton-Mohawk Drain	XXXX	XXXX	-11.12	-90.50	Dren	9
		Wellton-Mohawk Drain	XXXX	XXXX	-10.99	-90.00	Dren	10
		Drain Sonora	XXXX	XXXX	-12.33	-102.20	Dren	11
		Drain Caiman	XXXX	XXXX	-12.70	-102.60	Dren	12
		Wellton-Mohawk Drain	XXXX	XXXX	-10.98	-90.20	Dren	13
	Peregrina Llanes (2010)	Dren L5	32.626	-115.067	-13.30	-105.00	Dren	14
		Dren mesa	32.619	-115.121	-12.70	-100.00	Dren	15
		L1	32.652	-115.082	-12.00	-99.00	Dren	16
		L2	32.649	-115.078	-13.40	-107.00	Dren	17
		L3	32.658	-115.085	-12.80	-101.00	Dren	18
		L4	32.638	-115.068	-5.10	-54.00	Dren	19
	Ramírez Hernández (1997)	DREN-3	32.420	-115.254	-10.56	-90.92	Dren	20
		DREN-4	32.419	-115.210	-11.31	-92.28	Dren	21
		Presa Morelos	32.706	-114.730	-11.75	-95.07	Presa	22
RH-NO	Lara Valenzuela (2011)	San Carlos (aguas arriba)	31.799	-116.437	-6.50	-42.00	Arroyo	23
	Thomas Zúñiga (2010)	UpstrmMark	31.539	-116.182	-7.00	-43.00	Arroyo	24
		El Saito	31.582	-116.155	-5.70	-42.00	Arroyo	25
		DwnStr Salto	31.584	-116.173	-4.80	-36.00	Arroyo	26
		Bronco	31.550	-116.228	-6.50	-42.00	Arroyo	27
		Pond2	31.564	-116.205	-5.20	-41.00	Estanque	28
		Pond 1	31.562	-116.203	-4.60	-39.00	Estanque	29
	Frommen (2011)	la mision 19	32.097	-116.867	-4.40	-29.60	Laguna	30
		la mision 15	32.095	-116.842	-3.90	-28.00	Laguna	31
		la mision 14	32.096	-116.833	-4.90	-32.00	Laguna	32

Agua subterránea

RH	AUTOR	MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	ID
RH-RC	Barragán et al. (2001)	Riito *	32.164	-114.962	-10.40	-78.00	1
		Riito *	32.164	-114.962	-9.90	-82.00	2
		Riito-MA-4 *	32.164	-114.962	-9.80	-77.00	3
		Riito-ER *	32.164	-114.962	-6.00	-58.00	4
		Riito-R1 *	32.164	-114.962	-6.40	-58.00	5
	Birkle et al. (2016)	CP-423 *	XXXX	XXXX	-8.80	-94.50	6
		CP-424-D *	XXXX	XXXX	-9.20	-97.40	7
		CP-428 *	XXXX	XXXX	-9.20	-94.70	8
		CP-507 *	XXXX	XXXX	-9.00	-94.00	9
		CP-509 *	XXXX	XXXX	-8.90	-97.00	10
		M-104 *	XXXX	XXXX	-9.20	-95.60	11
		M-110 *	XXXX	XXXX	-8.00	-88.10	12
		M-157 *	XXXX	XXXX	-8.60	-97.50	13
		N-L1 *	XXXX	XXXX	-9.90	-97.50	14
		T-386 *	XXXX	XXXX	-8.70	-94.60	15

Makdisi et al. (1982)	120-C	XXXX	XXXX	-12.30	-97.00	16
	2N-MI	XXXX	XXXX	-11.00	-85.00	17
	3N-MI	XXXX	XXXX	-10.90	-84.50	18
	4N-MI	XXXX	XXXX	-10.10	-79.00	19
	4N-MI	XXXX	XXXX	-10.10	-79.50	20
	A-2	XXXX	XXXX	-9.90	-86.50	21
	BCP-1	XXXX	XXXX	-10.80	-99.00	22
	BT-19	32.506	-115.458	-8.50	-81.50	23
	C-5	XXXX	XXXX	-9.40	-95.50	24
	G1-11	XXXX	XXXX	-10.20	-85.50	25
	G1-13	XXXX	XXXX	-11.20	-93.30	26
	G1-4	XXXX	XXXX	-10.30	-87.00	27
	G1-6	XXXX	XXXX	-11.10	-88.70	28
	G1-9	XXXX	XXXX	-11.00	-92.50	29
	G2-2	XXXX	XXXX	-10.00	-94.50	30
	G4-10	XXXX	XXXX	-10.00	-79.00	31
	IV-15	XXXX	XXXX	-10.50	-76.70	32
	MA-4	XXXX	XXXX	-10.00	-77.00	33
	VM-1	XXXX	XXXX	-8.00	-82.50	34
	VM-14	XXXX	XXXX	-9.70	-77.00	35
	VM-16	XXXX	XXXX	-9.30	-78.00	36
	BT-33	XXXX	XXXX	-7.70	-78.00	37
	G4-12	XXXX	XXXX	-8.10	-69.50	38
	LESS 3	XXXX	XXXX	-6.00	-67.00	39
	VM-11	XXXX	XXXX	-5.90	-61.50	40
	160	XXXX	XXXX	-14.50	-110.50	41
	240	XXXX	XXXX	-13.30	-102.50	42
	27VAL	XXXX	XXXX	-13.70	-104.00	43
	32-CH	32.387	-115.119	-14.60	-106.00	44
	3-CH	32.367	-115.087	-14.30	-109.00	45
	40-C	32.292	-115.057	-14.50	-108.00	46
	42-CH	32.429	-115.069	-14.80	-112.00	47
	49-C	32.279	-114.977	-13.70	-100.00	48
	54-CH	32.474	-115.104	-12.00	-102.00	49
	54-CH	32.474	-115.104	-13.30	-103.50	50
	5-C	32.546	-114.818	-13.90	-106.50	51
	5-E	XXXX	XXXX	-13.00	-103.00	52
	5-RM	XXXX	XXXX	-13.60	-104.50	53
	66-C	XXXX	XXXX	-14.50	-110.00	54
	7-3-I-3	32.603	-114.943	-14.00	-107.00	55

RH	AUTOR	MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	ID
RH-RC	Makdisi et al. (1982)	77-C	XXXX	XXXX	-14.90	-112.00	56
		BP278	XXXX	XXXX	-12.70	-96.00	57
		G1-10	XXXX	XXXX	-12.80	-97.00	58
		G1-12	XXXX	XXXX	-12.30	-101.50	59
		G1-16	XXXX	XXXX	-14.30	-108.00	60
		G1-22	XXXX	XXXX	-13.60	-105.00	61
		G-3-1	XXXX	XXXX	-14.70	-110.50	62
		G-3-5	32.530	-114.886	-14.50	-109.00	63
		G4-15	XXXX	XXXX	-12.80	-98.80	64
		P-2	XXXX	XXXX	-14.00	-108.00	65
		R-27	32.463	-115.004	-14.40	-109.00	66
		R-36	32.551	-115.069	-14.40	-110.00	67
		R-73	32.381	-114.882	-14.70	-111.00	68
		R-80	32.532	-114.844	-14.40	-109.00	69
		R-84	XXXX	XXXX	-14.40	-110.50	70
		R-91	XXXX	XXXX	-15.10	-114.00	71
		R-98	XXXX	XXXX	-14.70	-111.00	72
		V-3W	XXXX	XXXX	-14.80	-110.50	73
	Palomares Ramírez (2011)	1 hidalgo	32.467	-114.886	-11.90	-96.00	74
		2 hidalgo	32.473	-114.902	-11.80	-94.00	75
		3 Bordo de piedra	32.468	-114.852	-12.00	-95.00	76
		5 San Luis	32.466	-114.830	-11.80	-95.00	77
		R-58	32.490	-114.810	-12.00	-96.00	78
		1 Azteca	32.394	-114.888	-13.60	-104.00	79
		1 Moctezuma	32.466	-114.917	-13.30	-103.00	80
		1 Soc. Sánchez Mejorada	32.429	-114.853	-14.20	-103.00	81
		10 Moctezuma	32.448	-114.920	-14.70	-112.00	82
		109 MB	32.434	-114.834	-13.80	-106.00	83
		11 Moctezuma	32.428	-114.928	-13.40	-104.00	84
		12 Moctezuma	32.414	-114.940	-13.30	-104.00	85
		12 Valle	32.409	-114.881	-13.90	-108.00	86
		13 - Valle	32.398	-114.910	-14.20	-109.00	87
		13 Moctezuma	32.410	-114.904	-14.30	-110.00	88
		135-C	32.445	-114.908	-13.90	-107.00	89
		144 MB	32.375	-114.883	-14.00	-107.00	90
		15 Valle	32.397	-114.940	-13.90	-107.00	91
		16 Valle	32.387	-114.950	-13.80	-107.00	92
		17 Valle	32.387	-114.929	-14.60	-110.00	93
		2 Monumentos	32.444	-114.884	-14.50	-111.00	94
		23 Valle	32.359	-114.929	-14.20	-109.00	95
		3 Moctezuma	32.457	-114.895	-14.00	-108.00	96
		3 Soc. Sánchez Mejorada	32.422	-114.841	-13.50	-105.00	97
		3-Soc Monumentos	32.446	-114.878	-13.40	-105.00	98
		4 Hidalgo	32.474	-114.897	-12.40	-99.00	99
		4 Azteca	32.405	-114.929	-14.40	-110.00	100
		4 Monumentos	32.444	-114.884	-14.00	-109.00	101
		6 Valle	32.416	-114.845	-14.10	-109.00	102
		8 San Luis	32.447	-114.824	-14.20	-108.00	103
		9 Moctezuma	32.423	-114.921	-14.30	-110.00	104
		R-121	32.413	-114.859	-14.00	-107.00	105
		R-38	32.487	-114.791	-14.30	-108.00	106
		R-73	32.386	-114.881	-14.20	-109.00	107
	Payne et al. (1979)	121-C	XXXX	XXXX	-11.73	-94.70	108
		1-Nuevo Michoacán	XXXX	XXXX	-11.63	-90.40	109
		2-Hidalgo	32.471	-114.904	-11.42	-92.00	110

RH	AUTOR	MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	ID
RH-RC	Payne et al. (1979)	2-Nuevo Michoacán	32.191	-114.963	-11.08	-86.10	111
		3-Hidalgo	XXXX	XXXX	-10.98	-90.70	112
		3-Nuevo Michoacán	XXXX	XXXX	-10.55	-83.40	113
		4-Nuevo Michoacán	XXXX	XXXX	-9.85	-79.70	114
		I-8	XXXX	XXXX	-9.05	-70.60	115
		III-13	XXXX	XXXX	-8.37	-64.40	116
		38445	32.569	-114.900	-14.41	-111.40	117
		1-18 de Marzo	XXXX	XXXX	-13.41	-105.40	118
		14-3	32.606	-114.857	-14.49	-110.90	119
		150-C	XXXX	XXXX	-14.90	-107.70	120
		15-I-1	32.562	-114.844	-14.10	-109.40	121
		15-I-1 Der	XXXX	XXXX	-14.13	-109.80	122
		1-H	XXXX	XXXX	-14.70	-112.50	123
		1-Hidalgo	32.468	-114.892	-14.11	-108.10	124
		1-J.Mrodriguez	XXXX	XXXX	-14.77	-114.00	125
		1-L-Cardenas	32.612	-114.986	-13.76	-107.00	126
		1-Monumentos	32.455	-114.868	-14.30	-110.90	127
		1-Norte	32.613	-115.021	-14.32	-110.20	128
		1-P	32.610	-115.040	-14.25	-108.80	129
		1-Trevino	32.609	-114.978	-12.52	-101.90	130
		1-Yucatan	XXXX	XXXX	-13.46	-106.80	131
		211-B	XXXX	XXXX	-13.79	-107.10	132
		2-18 de Marzo	32.624	-114.995	-14.31	-108.80	133
		27-0-3	XXXX	XXXX	-13.50	-105.00	134
		286-B	XXXX	XXXX	-14.45	-110.70	135
		2-Cuervos	32.646	-114.836	-12.14	-99.70	136
		2-H	XXXX	XXXX	-13.15	-105.00	137
		2-Moctezuma	XXXX	XXXX	-14.06	-109.10	138
		2-Trevino	32.601	-114.988	-12.94	-104.20	139
		3-18 de Marzo	XXXX	XXXX	-14.48	-111.90	140
		32-0-1	32.491	-114.899	-14.52	-111.90	141
		34-0	32.487	-114.922	-13.56	-104.10	142
		34-5	XXXX	XXXX	-14.50	-111.30	143
		3-Borquez	32.657	-114.960	-14.66	-110.80	144
		3-Moctezuma	32.450	-114.892	-14.54	-111.60	145
		42-B	XXXX	XXXX	-14.06	-107.50	146
		4-Ockerson	32.596	-114.831	-13.69	-108.00	147
		58-CH(R-62)	XXXX	XXXX	-14.36	-111.70	148
		5-Borquez	32.652	-114.988	-14.61	-110.90	149
		5-Coahuila	XXXX	XXXX	-13.29	-100.60	150
		5-L-Cardenas	32.592	-115.027	-13.80	-107.80	151
		67-E	32.599	-114.820	-12.63	-100.00	152
		6-H	XXXX	XXXX	-13.87	-108.10	153
		6-Nuevo León	XXXX	XXXX	-13.61	-103.10	154
		72-E	XXXX	XXXX	-14.03	-107.70	155
		7-L-Cardenas	32.590	-115.014	-13.14	-103.10	156
		7-Morelos	32.645	-114.814	-14.34	-109.70	157
		7-Villa hermosa	XXXX	XXXX	-14.55	-114.20	158
		8-Borquez	32.632	-115.005	-14.64	-111.50	159
		8-L-Cardenas	XXXX	XXXX	-14.03	-108.30	160
		8-Villa hermosa	32.640	-114.966	-14.21	-110.50	161
		9-8-1 Der	XXXX	XXXX	-13.76	-108.20	162
		9-8-1 Izq	XXXX	XXXX	-13.71	-107.80	163
		9-8-1 Izq(R-49)	XXXX	XXXX	-14.64	-110.30	164
		9-8-3 Izq	XXXX	XXXX	-14.27	-109.50	165

RH	AUTOR	MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	$\delta^{18}\text{O} (\text{‰})$	$\delta\text{D} (\text{‰})$	ID
RH-RC	Payne et al. (1979)	9-Borquez	32.649	-115.019	-14.81	-112.40	166
		AN-6-5	XXXX	XXXX	-13.78	-107.40	167
		V-4	XXXX	XXXX	-13.38	-103.50	168
		V-5-4	XXXX	XXXX	-14.87	-113.80	169
		Yucatan(R-1)	XXXX	XXXX	-14.06	-107.40	170
	Peregrina Llanes (2010)	P1	32.650	-115.119	-12.80	-102.00	171
		P6	32.630	-115.119	-13.00	-104.00	172
	Ramírez Hernández (1997)	56-C	32.633	-114.824	-12.45	-88.54	173
		AGRO 7F	32.346	-115.265	-11.46	-94.83	174
		BCP-14	32.394	-115.308	-9.22	-95.64	175
		II-1	32.428	-115.279	-6.96	-88.71	176
		II-11	32.380	-115.212	-9.53	-89.50	177
		II-14	32.354	-115.231	-10.16	-96.21	178
		II-15B	32.360	-115.235	-11.30	-99.83	179
		II-16	32.354	-115.245	-9.80	-96.49	180
		II-17	32.360	-115.247	-9.78	-94.54	181
		II-18B	32.355	-115.262	-7.69	-87.21	182
		II-2	32.415	-115.248	-8.76	-92.06	183
		II-20	32.370	-115.282	-10.64	-98.06	184
		II-6	32.413	-115.202	-11.23	-97.04	185
		II-8B	32.395	-115.211	-11.62	-96.75	186
		S14W22	32.287	-115.305	-10.95	-91.63	187
		S-20	32.366	-115.290	-10.53	-96.31	188
		S8W12	32.344	-115.197	-11.20	-90.68	189
		II-10	32.385	-115.212	-7.40	-80.76	190
		II-12	32.370	-115.227	-7.08	-79.21	191
		II-4	32.406	-115.223	-7.26	-78.42	192
		II-5B	32.417	-115.220	-7.55	-82.90	193
		II-9	32.396	-115.212	-4.61	-66.23	194
		S-8	32.380	-115.296	-4.73	-72.18	195
		233-B	32.574	-114.981	-13.83	-105.09	196
		308-B	32.526	-115.016	-13.67	-104.69	197
		44CH	32.451	-115.072	-13.03	-100.51	198
		II-7	32.408	-115.207	-12.27	-101.19	199
		R-32	32.392	-115.101	-13.39	-102.92	200
		S-26	32.365	-115.302	-13.67	-106.32	201
	Truesdell et al. (1981)	M-11	XXXX	XXXX	-8.30	-93.90	202
		M-14	XXXX	XXXX	-9.23	-96.90	203
		M-19A	XXXX	XXXX	-8.33	-94.50	204
		M-20	XXXX	XXXX	-9.48	-97.00	205
		M-21A	XXXX	XXXX	-8.36	-96.10	206
		M-25	XXXX	XXXX	-8.33	-95.10	207
		M-26	XXXX	XXXX	-9.95	-98.50	208
		M-27	XXXX	XXXX	-9.70	-97.60	209
		M-29	XXXX	XXXX	-9.10	-96.30	210
		M-30	XXXX	XXXX	-8.65	-95.30	211
		M-31	XXXX	XXXX	-9.37	-97.90	212
		M-35	XXXX	XXXX	-8.85	-95.20	213
		M-42	XXXX	XXXX	-8.78	-94.80	214
		M-5	XXXX	XXXX	-8.34	-95.50	215
		M-8	XXXX	XXXX	-9.36	-96.60	216
RH-NE	Barragán et al. (2001)	Valle Chico *	30.831	-115.164	-9.80	-78.00	217
		Valle Chico *	30.831	-115.164	-9.60	-69.00	218
		Puertecitos *	30.354	-114.642	-2.40	-24.00	219
		San Felipe *	31.025	-114.841	-1.80	-38.00	220

RH	AUTOR	MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	ID
RH-NE	Barragán et al. (2001)	Punta Estrella *	30.886	-114.724	-5.80	-63.00	221
		El Coloradito *	30.581	-114.669	-8.30	-67.00	222
	Carreon-Diazconti, oral com.	POZO 1	30.844	-114.821	-10.00	-73.00	223
		POZO 2	30.834	-114.817	-10.00	-73.00	224
		POZO 3	30.828	-114.827	-10.10	-72.00	225
		POZO 4	30.833	-114.837	-10.00	-71.00	226
		POZO 5	30.829	-114.802	-9.90	-72.00	227
		POZO 6	30.895	-114.831	-10.40	-77.00	228
		CNA8	30.831	-114.816	-9.00	-64.00	229
	Meza Camacho (2015)	VH1	29.992	-114.771	-8.00	-60.00	230
		VH2	29.992	-114.771	-8.10	-62.00	231
		VH3	29.993	-114.771	-8.10	-59.00	232
	Wassenaar et al. (2009)	La Rumorosa	32.520	-116.070	-8.80	-58.50	233
RH-NO	Carreon-Diazconti, oral com.	P-3	30.817	-116.049	-4.50	-32.00	234
		Vatequito	30.817	-115.983	-5.70	-39.00	235
		CNA-14A	30.812	-116.029	-5.90	-41.00	236
		04A-003	30.745	-115.965	-7.40	-52.00	237
		35-B	30.735	-115.990	-7.70	-53.00	238
		R-136	30.717	-116.002	-6.70	-47.00	239
		N-CNA-167	30.711	-116.034	-4.40	-31.00	240
		N-213	30.706	-116.018	-6.50	-48.00	241
		P-172	30.548	-115.917	-5.90	-39.00	242
		P-177	30.532	-115.942	-5.80	-38.00	243
		P-595	30.518	-115.950	-5.80	-37.00	244
		CNA-116	30.509	-115.916	-5.90	-39.00	245
		211	30.504	-115.955	-5.70	-38.00	246
		DULCE	30.488	-115.822	-6.90	-45.00	247
		CNA-5	30.470	-115.931	-5.30	-38.00	248
		P-417	30.435	-115.870	-6.80	-44.00	249
		CNA-23-E	30.434	-115.896	-6.90	-46.00	250
		CNA-10 E	30.433	-115.903	-3.90	-28.00	251
		P-105-CNA	30.425	-115.900	-3.00	-21.00	252
		N-382	30.409	-115.923	-6.00	-43.00	253
		CNA-N-92	30.406	-115.929	-5.80	-41.00	254
	Frommen (2011)	El mogor	32.040	-116.571	-6.30	-39.00	255
		3 hermanos	32.134	-116.448	-7.00	-45.00	256
		Vivero guadalupe	32.097	-116.562	-6.90	-46.00	257
		Bustillo (hijo)	32.133	-116.448	-6.80	-45.00	258
		Los estafiates	32.151	-116.434	-6.80	-46.00	259
		sierra blanca	32.035	-116.513	-6.70	-41.00	260
		sierra blanca	32.018	-116.495	-6.70	-42.00	261
		sierra blanca	32.055	-116.525	-6.70	-41.00	262
		Sr Martinez	32.137	-116.443	-6.70	-45.00	263
		Bustillo (Sr)	32.146	-116.433	-6.70	-45.00	264
		Monte Xanic Arroyo	32.085	-116.577	-6.60	-44.00	265
		Domecq. Uvas de Cali IV	32.109	-116.532	-6.60	-44.00	266
		Domecq. Uvas de Cali IV	32.108	-116.534	-6.60	-44.00	267
		Lacetto. Rancho Chico	32.083	-116.584	-6.60	-44.00	268
		Lacetto. Los olivos	32.137	-116.527	-6.60	-43.00	269
		Agua Caliente Arroyo	32.106	-116.453	-6.50	-45.00	270
		La gotita	32.108	-116.508	-6.50	-46.00	271
		Lacetto. Villa Alegre	32.116	-116.488	-6.40	-46.00	272
		Lacetto. El encinal I	32.107	-116.525	-6.40	-42.00	273
		Vivero guadalupe	32.097	-116.596	-6.40	-44.00	274
		sierra blanca	32.047	-116.557	-6.30	-41.00	275

RH	AUTOR	MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	ID
RH-NO	Frommen (2011)	sierra blanca	32.073	-116.524	-6.30	-41.00	276
		Domecq. Uvas de Cali II	32.119	-116.524	-6.30	-43.00	277
		Lacetto. Las Valle Verde	32.079	-116.592	-6.30	-43.00	278
		Agua Caliente Manantial	32.103	-116.448	-6.30	-44.00	279
		Vivero guadalupe	32.097	-116.562	-6.30	-44.00	280
		El mogor	32.035	-116.602	-6.20	-40.00	281
		Monte Xanic Samari 1ra	32.091	-116.600	-6.20	-41.00	282
		Domecq. Uvas de Cali I	32.123	-116.534	-6.20	-41.00	283
		Los niños	32.072	-116.622	-6.20	-41.00	284
		El mogor	32.039	-116.573	-6.10	-39.00	285
		Lacetto. Blacksa	32.118	-116.524	-6.10	-43.00	286
		Bibayoff e hijos	32.088	-116.589	-6.10	-39.00	287
		Ej. E. Zapata Sres Mayoral	32.146	-116.521	-6.10	-40.00	288
		El mogor	32.040	-116.569	-6.00	-39.00	289
		Monte Xanic Ole	32.116	-116.519	-6.00	-43.00	290
		Monte Xanic (La oficina)	32.092	-116.583	-6.00	-35.00	291
		Chateau camou	32.111	-116.603	-6.00	-37.00	292
		sierra blanca	32.050	-116.542	-6.00	-39.00	293
		Lacetto. R parras/R el cinco	32.092	-116.608	-6.00	-41.00	294
		la mision 12	32.100	-116.821	-6.00	-38.00	295
		Chateau camou	32.110	-116.603	-5.90	-37.00	296
		Chateau camou	32.114	-116.598	-5.90	-38.00	297
		adobe guadalupe	32.087	-116.620	-5.90	-37.00	298
		adobe guadalupe	32.082	-116.620	-5.90	-38.00	299
		Lacetto. R del sr Camilo Magoni	32.088	-116.593	-5.90	-40.00	300
		Lacetto. Manantial Caballerizas	32.128	-116.543	-5.90	-41.00	301
		Las flores	32.113	-116.506	-5.90	-42.00	302
		la mision 08	32.102	-116.812	-5.90	-36.00	303
		la mision 09	32.101	-116.804	-5.90	-37.00	304
		la mision 23	32.100	-116.867	-5.90	-37.00	305
		El mogor	32.034	-116.584	-5.80	-39.00	306
		Monte Xanic 7 leguas	32.092	-116.594	-5.80	-39.00	307
		Lacetto. Las Bellotas	32.120	-116.476	-5.80	-43.00	308
		Ojo de agua carretera	32.103	-116.555	-5.80	-39.00	309
		adobe guadalupe	32.088	-116.620	-5.70	-37.00	310
		Bibayoff. Toros Pintos	32.053	-116.660	-5.70	-36.00	311
		Agua Caliente Noria en casa	32.113	-116.463	-5.70	-41.00	312
		MP2	31.967	-116.656	-5.70	-35.00	313
		la mision 16	32.098	-116.871	-5.70	-36.00	314
		vinisterra	31.967	-116.646	-5.60	-36.00	315
		vinisterra	31.967	-116.646	-5.40	-35.00	316
		casa de piedra	31.978	-116.646	-5.40	-35.00	317
		Bibayoff. Toros Pintos	32.053	-116.659	-5.40	-34.00	318
		R. Mora	32.038	-116.671	-5.40	-33.00	319
		liceaga	31.981	-116.646	-5.40	-35.00	320
		la mision 06	32.099	-116.834	-5.40	-34.00	321
		vinisterra	31.969	-116.646	-5.30	-34.00	322
		Chateau camou (ojo de agua)	32.120	-116.598	-5.30	-35.00	323
		R. Mora	32.039	-116.674	-5.30	-35.00	324
		Valencia	32.029	-116.673	-5.30	-35.00	325
		liceaga	31.981	-116.646	-5.30	-36.00	326
		MP1	31.967	-116.650	-5.30	-35.00	327
		vinisterra	31.967	-116.646	-5.30	-35.00	328
		casa de piedra	31.978	-116.651	-5.30	-35.00	329
		vinisterra	31.967	-116.646	-5.30	-34.00	330

RH	AUTOR	MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	ID
RH-NO	Frommen (2011)	liceaga	31.981	-116.647	-5.20	-35.00	331
		R. Mora	32.038	-116.673	-5.20	-34.00	332
		Tiendita los pinos	32.008	-116.678	-5.20	-33.00	333
		la mision 02	32.100	-116.857	-5.20	-33.00	334
		la mision 03	32.099	-116.851	-5.20	-32.00	335
		la mision 12a	32.094	-116.831	-5.20	-33.00	336
		la mision 15b	32.097	-116.869	-5.10	-34.00	337
		R. Los Gutierrez	32.032	-116.673	-5.00	-32.00	338
		la mision 01	32.098	-116.861	-5.00	-31.00	339
	Lara Valenzuela (2011)	CESPE 4R	31.774	-116.589	-6.10	-39.00	340
		CESPE 2	31.757	-116.587	-6.90	-42.00	341
		Rancho El Olivo	31.784	-116.503	-5.80	-37.00	342
		Rancho Bonito	31.679	-116.532	-5.20	-31.00	343
		Licores Bella Vista	31.703	-116.615	-5.50	-33.00	344
		Rancho El Carpio	31.723	-116.606	-3.20	-19.00	345
		Rancho Manuel Arce	31.742	-116.592	-6.40	-40.00	346
		Rancho Vicente Huerta	31.724	-116.598	-5.80	-34.00	347
		Rancho Liborio Silva	31.715	-116.608	-5.70	-35.00	348
		Rancho Jiménez	31.709	-116.574	-5.70	-34.00	349
		CNA 34	31.708	-116.583	-5.30	-31.00	350
	Thomas Zúñiga (2010)	Agua Caliente	31.563	-116.204	-8.30	-53.00	351
		Warm Spring	31.561	-116.204	-8.20	-52.00	352
		Diffuse Warm	31.563	-116.205	-8.40	-52.00	353
		Telnor	31.504	-116.281	-6.70	-42.00	354
		U-Tum	31.508	-116.297	-6.10	-41.00	355
		Ricardo	31.510	-116.299	-6.00	-38.00	356
		Ulises	31.516	-116.289	-6.60	-40.00	357
		Rigo	31.536	-116.272	-6.40	-39.00	358
		Rigo Canyon	31.546	-116.279	-6.10	-39.00	359
		Mark	31.554	-116.194	-6.90	-46.00	360
		Don Luis	31.548	-116.183	-6.30	-43.00	361
		Ulises	31.523	-116.292	-6.50	-42.00	362
		Rigo	31.536	-116.277	-5.00	-34.00	363
		El Alamo	31.591	-116.173	-7.30	-54.00	364
	Wassenaar et al. (2009)	San Antonio	31.970	-116.660	-5.40	-35.80	365
		Cerro Azul	32.490	-116.580	-6.90	-42.60	366
		Testerazo	32.300	-116.530	-5.90	-40.80	367
		Rancho Lomatoa	32.540	-116.420	-8.20	-50.30	368
		San Vicente	31.330	-116.250	-5.90	-37.00	369
		Santa Fe	30.680	-115.980	-6.10	-37.70	370
		San Quintin	30.530	-115.930	-6.20	-39.50	371
		Ejito Nuevo Uruapan	30.080	-115.700	-7.00	-47.80	372
RH-CE	Birkle et al. (2016)	LV-4 *	27.505	-112.561	-3.90	-57.10	373
	Portugal et al. (2000)	El Azufre *	27.524	-112.563	0.00	-24.00	374
		El Azufre *	27.524	-112.563	-0.40	-29.00	375
		A. Caliente *	27.543	-112.570	-4.40	-47.00	376
		A. Caliente *	27.543	-112.570	-4.50	-44.00	377
		Yaqui *	27.416	-112.429	-8.70	-62.00	378
		Yaqui *	27.416	-112.429	-8.60	-61.00	379
		Sn Alberto *	27.416	-112.429	-8.90	-65.00	380
		Palmito *	27.337	-112.410	-8.30	-62.00	381
		La Palma *	27.601	-112.653	-9.00	-69.00	382
		La Palma *	27.601	-112.653	-9.20	-68.00	383
		Santana *	27.664	-112.614	-9.20	-67.00	384
		Santana *	27.664	-112.614	-9.20	-68.00	385

RH	AUTOR	MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	$\delta^{18}\text{O} (\text{‰})$	$\delta\text{D} (\text{‰})$	ID
RH-CE	Portugal et al. (2000)	Alamo *	27.529	-112.479	-10.10	-70.00	386
		Alamo *	27.529	-112.479	-10.60	-73.00	387
		Mezquite *	27.549	-112.475	-8.60	-66.00	388
		Mezquite *	27.549	-112.475	-8.40	-67.00	389
		Reforma *	27.581	-112.436	-10.60	-74.00	390
		Reforma *	27.581	-112.436	-10.40	-74.00	391
		Palmitas-II *	27.549	-112.415	-9.20	-67.00	392
		Palmitas-II *	27.549	-112.415	-9.30	-66.00	393
		R. Virgenes *	27.400	-112.519	-10.10	-78.00	394
		R. Virgenes *	27.400	-112.519	-10.50	-74.00	395
		LV-1 *	27.526	-112.565	-2.30	-52.00	396
		LV-4 *	27.505	-112.561	-3.30	-53.00	397
		LV-5 *	27.523	-112.561	-3.70	-59.00	398
	Wassenaar et al. (2009)	Palo Verde	27.030	-112.080	-8.80	-63.50	399
RH-CO	Frommen (2011)	San borja ther	28.740	-113.751	-8.20	-56.00	400
		San borja frio	28.740	-113.751	-7.80	-54.00	401
		R cordonias	29.188	-114.310	-6.90	-47.00	402
		canada	28.541	-113.615	-6.80	-49.00	403
		An duende	28.422	-113.669	-5.90	-45.00	404
		sto dominguito	28.723	-114.093	-2.90	-30.00	405
	Portugal et al. (2000)	Regis *	27.307	-112.775	-9.30	-68.00	406
		Regis *	27.307	-112.775	-10.10	-68.00	407
		Mezquital *	27.406	-112.579	-10.10	-68.00	408
		Mezquital *	27.406	-112.579	-9.70	-65.00	409
		Cueva *	27.315	-112.658	-8.70	-62.00	410
		Cueva *	27.315	-112.658	-8.70	-59.00	411
		Sn Ignacio *	27.294	-112.889	-8.80	-69.00	412
		Sn Ignacio *	27.294	-112.889	-8.30	-57.00	413
		Sta Lucia *	27.311	-112.575	-5.80	-57.00	414
		Sta Lucia *	27.311	-112.575	-6.30	-52.00	415
		Bonfil *	27.321	-112.767	-8.30	-59.00	416
		Bonfil *	27.321	-112.767	-8.20	-59.00	417
	Wassenaar et al. (2009)	Rancho Los Cuates	29.960	-115.120	-6.70	-51.20	418
		Catavina	29.730	-114.720	-7.90	-54.80	419
		Punta Prieta	28.930	-114.160	-7.40	-51.00	420
		Rosarita	28.640	-114.020	-8.70	-59.60	421
		Jesus Maria	28.290	-114.000	-8.00	-57.70	422
		Guerrero Negro	27.970	-114.040	-8.10	-57.50	423
		Rancho St. Augustin	27.780	-113.590	-8.60	-60.50	424
		Rancho La Mision	27.470	-113.290	-7.60	-53.10	425
		San Ignacio	27.300	-112.880	-8.20	-57.30	426
		Gido Alfredo Bon?el	27.360	-112.710	-7.90	-56.50	427
RH-SE	Rosales Ramírez (2012)	Punto 1	24.109	-110.419	-4.50	-39.00	428
		Pozo 368	24.102	-110.418	-7.60	-55.00	429
		Pozo 385	24.086	-110.408	-8.30	-63.00	430
		R. Pelón	24.063	-110.411	-8.10	-58.00	431
		R. Barajas	24.094	-110.375	-8.30	-62.00	432
		R. Samuel	24.097	-110.371	-8.50	-61.00	433
		R. Bola Fuego	24.056	-110.392	-8.60	-61.00	434
		R. Alacrán	24.088	-110.371	-8.90	-65.00	435
		Hac. Cent	24.066	-110.371	-9.30	-67.00	436
		Pozo 122-R	24.085	-110.367	-9.00	-65.00	437
		Pozo 8	24.071	-110.307	-9.90	-71.00	438
		Pozo 21	24.022	-110.317	-9.80	-69.00	439
		Pozo 129	24.089	-110.313	-9.80	-71.00	440

RH	AUTOR	MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	ID
RH-SE	Rosales Ramírez (2012)	Pozo 416-R	24.123	-110.300	-11.60	-84.00	441
		SAPA 2	24.143	-110.303	-9.40	-67.00	442
		SAPA 7	24.139	-110.295	-11.40	-82.00	443
	Tamez-Meléndez et al. (2016)	LP 1	24.145	-110.303	-10.90	-81.50	444
		LP 2	24.140	-110.295	-11.10	-81.00	445
		LP 3	24.135	-110.308	-11.00	-82.00	446
		LP 4	24.082	-110.308	-9.40	-69.80	447
		LP 5	24.018	-110.310	-10.70	-73.50	448
		LP 6	24.008	-110.322	-10.00	-68.00	449
		LP 7	24.057	-110.316	-10.00	-69.00	450
		LP 8	24.064	-110.303	-10.40	-73.10	451
		LP 9	23.976	-110.373	-9.00	-61.40	452
		LP 10	24.011	-110.347	-9.50	-63.00	453
		LP 11	24.125	-110.308	-11.60	-81.10	454
		LP 12	24.115	-110.473	-7.70	-52.10	455
		LP 13	24.128	-110.471	-8.20	-55.00	456
		LP 14	24.059	-110.399	-8.40	-58.00	457
		LP 15	24.106	-110.325	-9.70	-69.00	458
		LP 16	24.101	-110.318	-8.60	-64.00	459
		LP 17	24.110	-110.326	-9.60	-72.00	460
		LP 18	24.092	-110.314	-8.20	-62.60	461
		LP 19	24.087	-110.333	-8.80	-67.00	462
		LP 20	24.083	-110.334	-9.10	-67.00	463
		LP 21	24.063	-110.321	-9.30	-67.00	464
		LP 22	24.101	-110.417	-7.20	-53.80	465
		LP 23	24.084	-110.420	-7.40	-53.40	466
		LP 24	24.073	-110.415	-8.00	-55.50	467
		LP 25	24.065	-110.412	-7.10	-57.70	468
		LP 26	24.071	-110.406	-8.20	-53.70	469
		LP 27	24.091	-110.409	-9.50	-62.60	470
		LP 28	24.072	-110.398	-9.10	-58.70	471
		LP 29	24.059	-110.399	-9.20	-58.60	472
		LP 30	24.091	-110.381	-8.80	-62.30	473
		LP 31	24.089	-110.372	-8.50	-64.30	474
		LP 32	24.055	-110.373	-8.50	-63.10	475
		LP 33	24.047	-110.384	-8.60	-61.60	476
		LP 34	24.043	-110.384	-8.30	-61.10	477
		LP 35	24.047	-110.358	-9.00	-66.50	478
		LP 36	24.046	-110.365	-8.60	-63.30	479
		LP 37	24.040	-110.371	-8.60	-63.10	480
		LP 38	24.105	-110.344	-9.60	-68.00	481
		LP 39	24.101	-110.353	-8.30	-65.80	482
		LP 40	24.090	-110.351	-8.10	-65.90	483
		LP 41	24.084	-110.344	-8.30	-64.50	484
		LP 42	24.076	-110.350	-9.20	-68.20	485
		LP 43	24.091	-110.325	-9.00	-66.60	486
		LP 44	23.932	-110.265	-9.40	-65.50	487
		LP 45	23.928	-110.264	-10.10	-71.00	488
		LP 46	23.937	-110.243	-9.10	-62.90	489
		LP 47	23.981	-110.145	-9.00	-64.00	490
	Wassenaar et al. (2009)	Coyote Bahia de Concepcion	26.730	-111.910	-8.00	-57.50	491
		Between Loreto and San Juan Bautista Londo	26.300	-111.510	-7.80	-58.40	492
		Puerto Escondido	25.830	-111.340	-7.90	-55.30	493
		Centenario	24.120	-110.430	-7.40	-50.60	494
		La Paz	24.050	-110.300	-8.70	-61.40	495

RH	AUTOR	MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	ID
RH-SE	Wassenaar et al. (2009)	San Pedro	23.960	-110.280	-9.70	-65.50	496
		Rancho Verde	23.760	-109.980	-9.30	-62.40	497
		Las Cuevas	23.530	-109.670	-10.80	-74.10	498
RH-SO	Wassenaar et al. (2009)	Ignacio Zaragoza	25.400	-111.840	-9.80	-68.40	499
		Rancho Impossible	24.800	-111.570	-6.20	-45.60	500
		Santa Rita	24.590	-111.470	-9.90	-72.10	501
		El tranquero agua verde	25.610	-111.310	-8.70	-63.40	502
		Hwy 1 km 128	24.470	-111.220	-6.90	-53.30	503
		El Cien	24.350	-111.000	-7.10	-53.40	504
		San Augustine	24.160	-110.920	-7.70	-57.80	505
		La Campana	23.740	-110.230	-8.50	-57.20	506
		Plutaco Elias Calles	23.220	-110.140	-10.60	-76.00	507

Agua de precipitación

AUTOR	MUESTRA	UBICACION	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	ID
UABC	El Hongo-01	Hongo, BC	-10.87	-74.52	1
UABC	El Hongo-02	Hongo, BC	-10.92	-74.98	2
UABC	El Hongo-03	Hongo, BC	-3.94	-15.87	3
UABC	El Hongo-04	Hongo, BC	-6.66	-33.21	4
UABC	El Hongo-05	Hongo, BC	-2.81	-16.55	5
UABC	El Hongo-06	Hongo, BC	-7.84	-56.06	6
UABC	Mexicali-01	Mexicali, BC	-3.09	-18.77	7
UABC	Mexicali-02	Mexicali, BC	-3.02	-17.67	8
UABC	Mexicali-03	Mexicali, BC	-5.75	-39.55	9
Thomas Zúñiga (2010)	Rain	Santo Tomás, BC	-4.20	-19.00	10