



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE ZACATECAS

“FRANCISCO GARCÍA SALINAS”

UNIDAD ACADÉMICA DE INGENIERÍA ELÉCTRICA



DOCTORADO EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA

**EVALUACIÓN DE LAS PÉRDIDAS DE TRANSMISIÓN Y
SU EFECTO EN LA RECARGA DE AGUA
SUBTERRÁNEA.**

TESIS

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE DOCTOR
EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA.**

PRESENTA:

ANUARD ISAAC PACHECO GUERRERO

DIRECTOR: DR. JULIÁN GONZÁLEZ TRINIDAD

CO-DIRECTOR: DR. HUGO ENRIQUE JÚNEZ FERREIRA

ASESORES:

DR. CARLOS FRANCISCO BAUTISTA CAPETILLO

DR. JOSÉ DE JESÚS VILLA HERNÁNDEZ

DR. CARLOS JOEL ÁBREGO GÓNGORA

AGRADECIMIENTOS.

A la Universidad Autónoma de Zacatecas, que me ha permitido formar parte de ella, que me ha brindó la oportunidad de formarme como Ingeniero y hoy como Doctor en Ciencias.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por la beca otorgada para cursar mis estudios de doctorado a través del Programa Nacional de Posgrados de Calidad.

Al Dr. Julián González Trinidad quien ha estado presente en mi formación de posgrado, quien me ha guiado a través de este mundo académico no solo como un mentor, sino también como un amigo.

Al Dr. Hugo Júnez Ferreira por siempre buscar formar en sus alumnos un interés y despertar persistentemente en mí la inquietud por ir más allá.

Al Dr. Carlos Francisco Bautista Capetillo quien en cada etapa de este posgrado me ha apoyado y de quien sin duda, siempre agradeceré sus consejos y guía.

Al Dr. Arturo Hernández Antonio, mi reconocimiento a todo su apoyo brindado, sin su apoyo este trabajo de investigación no habría sido posible.

Al Dr. Efrén González y al Dr. Jesús Villa, mis profesores durante mi estancia en este posgrado, sus consejos y sus enseñanzas me los llevo por siempre.

Al Dr. Antonio Cardona y al M. en I. Darío Cauich por su apoyo brindado.

Al colectivo de profesores que se encuentran dentro del programa del doctorado, de una u otra forma el respaldo siempre mostrado es algo de lo que siempre estaré agradecido.

A Itzel, tu apoyo incondicional, tu amor y compañía es un motor que siempre me impulsa a conseguir lo que ni yo mismo creo lograr, has sido una parte latente de todo este camino y te lo agradeceré siempre.

A mi hermana Lizandra y su familia, sus risas, sus comentarios de apoyo y su aliento es algo de lo que estoy profundamente agradecido.

A mi amigo y compañero de ruta Ing. Oscar Ramos, sin tu apoyo difícilmente se lograrían estos resultados, gracias por siempre tener un “sí” como respuesta.

Al Ing. José Antonio Padilla por apoyarme en todo el proceso constructivo de la instrumentación.

A la M. en I. Ana Isabel Veyna quien siempre mostro disposición para apoyarme en los trabajos necesarios.

Al Ing. Jorge Nazario “Nachito” y al Ing. Francisco Rodríguez “Panchito” a quien les agradezco todo el apoyo y disposición mostrado.

A mis compañeros del doctorado Edith, Clau, Dany, Laura, Pepe y Pedro, gracias por su amistad.

A mis amigos, los guapos, por creer en mí y por su amistad que siempre ha sido un apoyo absoluto.

La mayor institución a la que he podido pertenecer es sin duda la que ustedes formaron, ustedes han sido el pilar más importante y el motor que me hace llegar hasta aquí, sus consejos, sus palabras, sus alientos, su sacrificio siempre han logrado sacarme adelante, este trabajo es gracias a ustedes y es dedicado a ustedes,

Papá y Mamá.

RESUMEN.

Se presenta una metodología de integración para el estudio de las pérdidas de transmisión y su efecto en la recarga del agua subterránea para una zona semiárida. Se integran tres herramientas de análisis: el estudio de isótopos estables del agua, prospección geofísica e hidrometría. El estudio se concentró en dos zonas de estudio denominadas mayor y menor; la zona mayor se sitúa sobre tres acuíferos administrativos, Calera, Chupaderos y Benito Juárez. La zona de estudio menor se denomina cuenca Chilitas y corresponde a una cuenca hidrográfica al sur de la zona de estudio mayor sobre el acuífero Benito Juárez. Se analizaron un total de 302 muestras de agua para determinar su composición isotópica, dichas muestras provienen de agua meteórica, superficial, subsuperficial y subterránea; el muestreo se realizó sobre la zona de estudio mayor. Para el estudio de la prospección geofísica se construyeron dos secciones mayores en sentido Norte-Sur y Este-Oeste en la zona mayor, particularmente seccionando en cuadrantes al acuífero Calera; se posicionaron 8 secciones menores en la zona de estudio menor, alrededor del cauce principal de la cuenca Chilitas. En este mismo cauce se instrumentó con dos estaciones hidrométricas con una distancia entre sí de ~1 km; así mismo se instalaron tres estaciones pluviométrías cubriendo la cuenca Chilitas con el objetivo de evaluar la incorporación de flujo lateral en el tramo instrumentado. El análisis isotópico permitió establecer la línea meteórica para el altiplano Zacatecano, así mismo se reportó la evolución del agua meteórica en agua subterránea y la influencia de las pérdidas de transmisión en esta recarga. Se estableció la línea del gradiente isotópico regional indicando las elevaciones medias en las que ocurre la recarga local. La prospección geofísica permitió la construcción de un modelo conceptual regional respecto a la isotopía, así mismo, se confirmó que existen las condiciones en el subsuelo del cauce instrumentado que permiten el movimiento de las pérdidas de transmisión a estratos más profundos para dar inicio al proceso de recarga. Mediante la hidrometría y pluviometría se permitió medir la precipitación y escurrimiento de eventos de inundación, sin embargo, se eligió trabajar con el evento del 11 de Julio del 2019 ya que este evento tiene las condiciones para realizar un balance de agua entre las estaciones hidrométricas al carecer incorporación de flujo lateral; el resultado del balance indica que el 15% del volumen transitado aguas arriba del cauce se perdió mediante infiltración en el cauce lo que es consistente con investigaciones previas. El modelo de integración propuesto permitió evaluar las

pérdidas de transmisión a través de las diferentes herramientas propuestas, al ser una metodología replicable, puede ser aplicada en otras zonas de estudio particularmente en zonas semiáridas. Los resultados indican que los volúmenes de escurrimiento que se pierden en los cauces representan el proceso de inicio de la recarga de agua subterránea; hoy en día, no existe una política respecto al manejo de explotación del agua subterránea que tome en cuenta estas pérdidas, siendo para las zonas áridas una de las principales fuentes de recarga. La investigación indica que en condiciones como las aquí expuestas pueden formarse acuíferos colgados bajo los lechos de los cauces, por consiguiente, estos acuíferos colgados pueden formar parte de un sistema de flujo. Un reto existente en la integración agua superficial-agua subterránea es la modelación numérica. Esta modelación debe integrar las condiciones de las pérdidas de transmisión expuestas, la geometría geológica de la zona vadosa y las condiciones hidrodinámicas del cauce, sin embargo, para llegar a la formulación de esos modelos, es necesario contar con información que permita calibrarlos.

ABSTRACT.

An integration methodology is presented to the transmission losses study and its effect in the groundwater recharge over a semiarid region. Three analysis tools are integrated: the water stable isotope composition, geophysical survey and hydrometry. The study was performed over two study areas, called major and minor areas; the major one encompasses three administrative aquifers, Calera, Chupaderos and Benito Juárez. The minor, is denominated Chilitas basin and is settled in the southern of the major area, over the Benito Juárez aquifer. A total of 302 water samples were analyzed in order to determinate its stable isotopic composition, these were sampled from meteoric, superficial, shallow water and groundwater; the sampling was performed over the major area. Two geoelectrical sections were placed in the North-South and West-East direction, mainly over the Calera aquifer; eight minor geoelectrical sections were placed around the main ephemeral stream of the Chilitas basin. This same stream was instrumented by placing two flumes with a distance of ~ 1 km between them; likewise, three pluviometers were installed covering the Chilitas basin with the objective of depreciate the lateral inflow between the flumes. The isotopic analysis allows establishing the local meteoric water line for the Zacatecas plateau, the water evolution from meteoric water into groundwater and the influence of the transmission losses were reported too. The regional isotopic gradient line was established as well. The geophysical survey allowed building a regional conceptual model based on the isotopic results; likewise, it was confirmed that there are conditions in the shallow subsurface above the stream that allows the transmission losses movement to deeper strata to begin the recharge process. Through the hydrometry it was possible to evaluate the flood events in the stream; nevertheless, the one-event approach was used since there were just a few events with the appropriate characteristics to perform a water balance. The results of the balance for the event of July 11, 2020 indicated that 15% of the total water volume transited in the upstream. The integration model proposed allowed to evaluate the transmission losses through the proposed tools, since it is a replicable methodology; it can be applied in several aquifers under same conditions. The results indicates that flood water volumes lost in the streams represent the beginning of the groundwater recharge process; nowadays there are not policies about the groundwater exploitation management that takes into account the transmission losses, even when represents one of the main recharge sources. The investigation indicates that it is possible the formation of perched

aquifers that can be part of a system flow. A challenge in the integration of surface water-groundwater interaction is numerical modeling. This modeling may integrate the process conditions of the transmission losses, the geological geometry of the vadose zone and the hydrodynamic conditions of the channel; however, to formulate these models, it is necessary to have information that allows them to be calibrated.

CONTENIDO.

	Pág.
I. INTRODUCCIÓN.	1
II. MATERIALES Y MÉTODOS.	13
2.1. Zona de Estudio.	13
2.1.1 Zona de estudio mayor.	13
2.1.2 Zona de estudio menor.	14
2.2. Medio hidrogeológico.	15
2.3. Muestreo isotópico, preservación y análisis de laboratorio.	17
2.4. Análisis bivariado de la firma isotópica.	22
2.5. Prospección geofísica.	23
2.6. Instrumentación de la cuenca Chilitas.	27
2.1.3 Hidrometría	29
2.1.4 Estaciones pluviométricas	31
2.7. Modelo hidráulico unidimensional de simulación de flujo superficial.	32
III. RESULTADOS Y DISCUSIONES.	36
3.1 Composición isotópica del agua.	36
3.2 Secciones geoeléctricas.	52
3.3 Modelo conceptual regional.	58
3.4 Evaluación de las pérdidas de transmisión mediante la hidrometría.	60
IV. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	65
V. PRODUCTOS OBTENIDOS.	68
VI. LITERATURA CITADA.	71
Anexo 1. Datos de la composición isotópica de las muestras.	81

Índice de figuras.

	Pág.
Figura 1. Área de estudio mayor con la ubicación de México (a), el estado de Zacatecas (b) y un modelo digital de elevaciones (MDE) con la extensión territorial de los acuíferos administrativos Calera, Benito Juárez y Chupaderos (c).	14
Figura 2. Área de estudio menor con la ubicación de México (a), el estado de Zacatecas (b) y un modelo digital de elevaciones (MDE) con la extensión territorial de la cuenca Chilitas (c).	15
Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio.	17
Figura 4. Contenedores plásticos para la captación en las condiciones de los sitios de muestreo (a), recolección de las muestras en los escurrimientos superficiales en la cuenca Chilitas (b), separación del agua de precipitación del aceite mineral en laboratorio por medio de embudos de decantación (c) y recolección en campo de las muestras (d).	19
Figura 5. Ubicación geográfica de los puntos de muestreo para todas las fuentes de recolección con respecto al área de estudio.....	21
Figura 6. Parte del proceso del análisis para determinar la firma isotópica del agua en el Centro del Agua para América Latina y el Caribe parte del Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey.....	22
Figura 7. Parte del proceso del equipo utilizado en la prospección geofísica en las zonas de estudio.....	25
Figura 8. Ubicación de las dos secciones transversales mayores geoelectricas con sus sondeos VES usando una configuración de red de 200 x 200 m en la zona de estudio mayor.....	26
Figura 9. Ubicación de las ocho secciones transversales menores geoelectricas con sus sondeos VES usando una configuración de red de 50 x 50 m en la zona de estudio menor.....	27
Figura 10. Instrumentación instalada en la cuenca Chilitas, que consta de dos vertedores para medición hidrométrica y de 3 pluviómetros, y una estación automática.....	29

Figura 11. Proceso constructivo del vertedor 1 (a) y fotografía del resultado final (b) así como el proceso constructivo del vertedor 2 (c) con su resultado final (d).....	30
Figura 12. Sensores CRS451 instalados en las estaciones hidrométricas, Vertedor 1 y Vertedor 2 en la cuenca hidrográfica Chilitas.	31
Figura 13. Instalación de las estaciones pluviométricas y estación meteorológica en la cuenca hidrográfica Chilitas.	32
Figura 14. Gráfica de correlación en la firma isotópica para todas las muestras de agua obtenidas de las diferentes fuentes junto con la LMWL obtenida para la zona de estudio y la GMWL.....	37
Figura 15. Correlación de la firma isotópica para las muestras de precipitación, grafica de la línea meteórica local (LMWL) junto con la línea meteórica global (GMWL)	41
Figura 16. Correlación de la firma isotópica para las muestras de cuerpos de agua, gráfica de la línea meteórica local (LMWL) junto con la línea meteórica global (GMWL).....	43
Figura 17. Correlación de la firma isotópica para las muestras agua subsuperficial así como el agrupamiento observado en dichas muestras, gráfica de la línea meteórica local (LMWL) junto con la línea meteórica global (GMWL) y la de los cuerpos de agua. ...	44
Figura 18. Distribución espacial de los isótopos estables en las muestras de agua subsuperficial sobre los tipos de suelos encontrados en la zona de muestreo de acuerdo a la clasificación de suelos de la FAO (Food and Agriculture Organization).....	46
Figura 19. Correlación de la firma isotópica para las muestras agua subterránea tomas del trabajo previamente publicado por Navarro-Velasco, (2007)	47
Figura 20. Correlación de la firma isotópica para las muestras agua subterránea tomas en el presente trabajo de investigación.	48
Figura 21. Distribución espacial de la composición isotópica del agua subterránea muestreada para la investigación.....	50
Figura 22. Modelo bidimensional electromagnético a lo largo del perfil mayor 1 (Oeste-Este).	53
Figura 23. Modelo bidimensional electromagnético a lo largo del perfil mayor 2 (Norte-Sur).	54

Figura 24. Correlación geológica potencial para los perfiles menores y registro de pozos con litología sobre la zona de estudio mayor.	55
Figura 25. Imagen satelital en perspectiva indicando las condiciones similares orográficas y geológicas superficiales entre los sondeos VES para los perfiles menores y el pozo con registro litológico e identificador 1.U.R.B.....	55
Figura 26. Modelos bidimensionales electromagnéticos para los perfiles menores 1, 2, 3, 4 y 5 que se realizaron de forma transversal entre el Vertedor 1 y el Vertedor 2	57
Figura 27. Modelos bidimensionales electromagnéticos para los perfiles menores 6, 7 y 8 que se realizaron de forma longitudinal entre el Vertedor 1 y el Vertedor 2	58
Figura 28. Estimación de la elevación media de la recarga usando los valores de 180 del agua subterránea del grupo 4 y de la muestreada en 2007 contra sus elevaciones, también se presenta la propuesta de la RIGL.	59
Figura 29. Modelo conceptual regional en el área de estudio mayor en base a la composición isotópica analizada y en base a los secciones geoeléctricas con su correspondiente geología.....	60
Figura 30. Hietogramas en los 3 pluviómetros instalados en la cuenca Chilitas durante el periodo de lluvias (20 de Junio al 2 de Agosto del 2019)	61
Figura 31. Registros del tirante hidráulico en el vertedor 1 y vertedor 2 para el evento de escurrimiento del 11 de Julio del 2019.....	62
Figura 32. Curvas elevación-descarga para el vertedor 1 y vertedor 2 obtenidas a partir de la modelación unidimensional de flujo.....	63
Figura 33. Hidrogramas obtenidos para el vertedor 1 y vertedor 2 en el evento del 11 de Julio del 2019	64

Índice de tablas.

Pág.

Tabla 1. Sitios de muestreo del agua de lluvia (los valores de altitud están en m.s.n.m.)	18
Tabla 2. Cantidad de muestras recolectadas según su fuente de recolección.....	20
Tabla 3. Resumen de la firma isotópica del agua recolectada parra oxígeno-18.	37
Tabla 4. Resumen de la firma isotópica del agua recolectada parra deuterio.	38
Tabla 5. Regresiones OLR con sus coeficientes de correlación y los valores discordantes (V.D.) encontrados para todas las fuentes de agua muestreadas.	39
Tabla 6. Regresiones UWLR con sus coeficientes de correlación y los valores discordantes encontrados para todas las fuentes de agua muestreadas.	40
Tabla 7. Resumen del exceso de deuterio en las muestras de los diferentes tipos de agua.	51
Tabla 8. Unidades geoelectricas con su correlación geológica.	52
Tabla 9. Composición isotópica del agua de precipitación.	81
Tabla 10. Composición isotópica de los cuerpos de agua.	82
Tabla 11. Composición isotópica del agua del escurrimiento en cauce.	83
Tabla 12. Composición isotópica del agua subsuperficial.	83
Tabla 13. Composición isotópica del agua subterránea.	85
Tabla 14. Composición isotópica del agua subterránea muestreada por (Navarro- Velasco, 2007).....	87

I. INTRODUCCIÓN.

Las regiones áridas y semiáridas representan más del 30% de la superficie terrestre y se caracterizan por recibir menos de 400 mm por año de precipitación. Para estas regiones el uso del agua subterránea representa la principal fuente de abastecimiento sin embargo la falta de estudios pertinentes provoca que las políticas de extracción de agua de los acuíferos no sean las adecuadas (Kpegli et al., 2015; Shanafield and Cook, 2014; Scanlon et al., 2006; Ingraham et al., 1998). El estudio de fuentes de recursos hídricos sustentables en las regiones antes descritas se ha convertido en un tema importante de investigación debido a la creciente demanda de agua, ya que esta es clave para el desarrollo social y económico de todos los países, además se han reportado incrementos en las tasas de abatimiento en los niveles de agua subterránea en los últimos años (Ettayfi et al., 2012).

Al buscar una solución sustentable para la creación de políticas de aprovechamiento adecuadas, diversos estudios han orientado su investigación a tratar de explicar cómo se presenta el fenómeno de la recarga, particularmente para zonas críticas como las áridas y semiáridas. Algunos de estos estudios se han orientado hacia el análisis del fenómeno de infiltración. Los cuales indican que la filtración que se da a través de los lechos y taludes de los cauces durante eventos de inundación es la principal forma de recarga de los acuíferos, por lo que el volumen de agua perdido por infiltración durante dichos eventos de escurrimiento inicia el proceso de recarga para un determinado tiempo, dependiendo de las condiciones geológicas del sitio (Shanafield and Cook, 2014; Greenbaum, 2002). De manera similar, en zonas áridas y semiáridas, se ha reportado que la recarga solo ocurre en pequeñas áreas de la cuenca, tales áreas pueden ser, como ya se mencionó los cauces o inclusive depresiones donde las condiciones topográficas y geológicas permitan retener el agua y permitir su flujo hacia el acuífero (González-Trinidad et al., 2017; Goodrich et al., 2004; McCallum et al., 2014; Schoener, 2017). En lo subsecuente se entenderá como cuenca, a la cuenca hidrológica. La cuenca hidrológica es aquella que integra el estudio del agua superficial y del agua subterránea como un solo sistema y su parteaguas no es del todo definido ni necesariamente concide de forma superficial y subterránea. Se entenderá, así mismo a la cuenca hidrográfica como un área superficial capaz de captar y conducir escurrimiento hacia un punto en común a través de una red de cauces.

La relación entre los sistemas de agua superficial y el agua subterránea dentro de un solo modelo de interacción o dentro de un análisis integral es un herramienta crucial para el desarrollo de políticas y programas del manejo integral del agua (Yu et al., 2013). Para desarrollar dicho modelo de integración se deben entender primero qué factores controlan la recarga del agua subterránea bajo los términos anteriormente descritos en una escala de cuenca, los cuales se han reportado son: la morfología superficial de la cuenca y la posición de la red de drenaje (cauces, arroyos) dentro de la morfología misma de la cuenca, la conductividad hidráulica de los estratos denominados medio geológico existente entre el cauce y el acuífero subyacente a estos y la relación entre la hidrodinámica del cauce y los niveles dinámicos y estáticos del acuífero subyacente (Martinez et al., 2015; Yu et al., 2013).

Diversas investigaciones se han realizado entorno al enfoque de entender el ciclo hidrológico en base a modelos de interacción entre el agua superficial y el agua subterránea. Goodrich et al., (1997) tuvo como objetivo probar la hipótesis de que existe una respuesta de incremento lineal del escurrimiento superficial de la cuenca y del gasto pico del hidrograma al ir creciendo la escala de la cuenca, para probar dicha hipótesis la experimentación se realizó en la cuenca instrumentada Walnut Gulch, en Arizona donde la red pluvial son cauces efímeros. Se realizaron dos modelos hidrológicos que a su vez fueron calibrados mediante su comparación con observaciones de escurrimientos a diferentes periodos de retorno. Uno de los modelos utilizados fue el modelo KINEROS. Los autores concluyen con la afirmación de su hipótesis y atribuyen esta linealidad de la respuesta a las pérdidas de transmisión en el cauce y al continuo decrecimiento de la cobertura fraccional de la tormenta de precipitación. Además indican que la aplicación de análisis basados en modelos de hidrogramas unitarios puede ser inapropiada. Es importante remarcar que conforme la escala de la cuenca crece, su respuesta es más lineal, por lo que cuencas pequeñas (30 ha) responden de una manera altamente no lineal.

Shentsis, (2003) realiza un estudio para estimar la recarga de agua subterránea por eventos de escorrentía superficial para una región árida donde la información hidrométrica y meteorológica es escasa. Los autores proponen el uso de métodos basados en la analogía hidrológica-litológica. Dicha metodología fue desarrollada para evaluar las pérdidas de transmisión en redes fluviales para zonas áridas escasas de información, bajo dicho enfoque la única información necesaria para su aplicación, son

los registros de entrada y salida (hidrogramas) en dos puntos de un cauce. El estudio y metodología debe aplicarse para áreas con un acuífero con nivel estático relativamente cercano al cauce previo al inicio de la explotación intensiva de agua. Dicha metodología permite estimar el componente de recarga proveniente de agua superficial a un balance de agua geohidrológico. Los autores concluyen que la metodología propuesta confirma cuantitativamente la suposición que la recarga a los acuíferos se produce por la percolación de escurrimientos en cauces a través de las ventanas permeables en el lecho del cauce. Además, la contribución del agua superficial es un componente importante y significativo del balance de agua subterránea regional para una región árida.

Goodrich et al., (2004) comparan métodos para estimar la recarga de agua subterránea para un cauce efímero en la cuenca experimental llamada Walnut Gulch, en Arizona, USA. En este estudio los autores estiman la recarga usando los siguientes métodos: (1) balance de agua en el cauce (2) modelación de la zona vadosa (3) mediciones de microgravedad (4) trazadores geoquímicos, isótopos de oxígeno 18 y deuterio (5) modelación del transporte de temperatura en la zona vadosa para estimar el flujo de la infiltración. Una comparación cualitativa de los métodos se incluye en la cual se examinan los factores o mediciones con los grados más altos de incertidumbre. Los autores concluyen que los métodos individualmente logran buenos resultados. En términos de aplicabilidad más grandes, los requerimientos de datos para los métodos de balance de agua y modelación de transporte de temperatura en la zona vadosa limita su uso para estimarla recarga.

Vivoni et al., (2006) realizan un análisis de inundación en un cauce efímero y sus efectos hidrológicos en la cuenca baja. El estudio se basó en una serie de redes de instrumentación, incluyendo estaciones meteorológicas, estaciones hidrométricas y pozos de observación en el acuífero, además de un radar meteorológico en tierra e imágenes satelitales. En este estudio, los autores utilizaron las mediciones de los pozos cercanos al cauce para obtener la variación longitudinal del nivel como respuesta a la inundación. El estudio concluye que la respuesta de la cuenca a la variación de recarga y escurrimiento está fuertemente influenciada por el contenido de humedad antecedente al evento principal. Una red de pozos puede ser usada para valorar la variabilidad espacial del nivel freático del agua como respuesta a la inundación a lo largo del cauce a diferentes profundidades. Fue reportado que existió una clara interacción entre la

inundación y el acuífero a lo largo del cauce con un observado retraso en la respuesta de los pozos en el sentido del flujo.

Dahan et al., (2008) estudian la relación existente entre las pérdidas de transmisión y la recarga de agua subterránea para un acuífero somero en una región hyper-árida en Israel. El concepto metodológico en la investigación es diseñado para continuamente monitorear: (1) la fase de inundación, (2) la variación de la profundidad del contenido de agua en la zona vadosa en respuesta a la fase de inundación y (3) la respuesta de los niveles freáticos y conductividad eléctrica del agua subterránea. Los autores encontraron diferencias en las velocidades del flujo y en las tasas de recarga de agua subterránea debido a los métodos de estimación y a las condiciones de la inundación. Consecuentemente, los valores estimados del proceso de infiltración están afectados por: (1) las limitaciones del método de medición y (2) el conocimiento y desconocimiento de los aspectos de la percolación.

Morin et al., (2009) mediante la instrumentación a lo largo de 46 años de los escurrimientos en el río Kuiseb en el desierto del Namib, los autores realizan una investigación con los objetivos de (1) someter los registros a un control de calidad (2) modelar la inundación y sus pérdidas de transmisión y (3) estudiar la relación entre las características de la inundación, las características morfológicas del río y la recarga al acuífero. El modelo de enrutamiento de la inundación se basó en un flujo cinemático con componentes que toman en cuenta la infiltración de la cama del cauce. Un modelo simplificado se añadió a esta rutina para estimar la recarga del acuífero proveniente de la infiltración de la inundación. La mayoría de los parámetros fueron obtenidos de trabajos en campo. Los autores concluyen que mediante el modelo de la onda cinemática y agregando módulos para la recarga el modelo es capaz de simular, con razonable precisión, la descarga a lo largo del río y la recarga al acuífero aluvial en las partes más bajas del cauce. Así mismo indican que la mayoría del volumen que se infiltra proviene de inundaciones de mediana y gran magnitud.

Bailly-Comte et al., (2012) desarrollan un modelo conceptual semidistribuido para el río Coulazau como una herramienta para la valoración de la interacción entre agua superficial y subterránea en un acuífero kárstico durante un evento de inundación. Su metodología se basa en la combinación de análisis de series de tiempo y modelación de flujo tanto en el río como en el acuífero. La modelación permite valorar la influencia del

acuífero en la propagación de la inundación superficial. El estudio se basó en la aproximación de la onda cinemática para el flujo en los colectores, los planos de cada subcuenca y el cauce; la cual es solucionada mediante un esquema de diferencias finitas. Los autores concluyen que es razonable omitir el escurrimiento directo en terrenos kársticos, lo que sugiere que las características de la precipitación en el espacio y en el tiempo son únicamente usadas para calcular la recarga difusa del agua subterránea; la altura de precipitación acumulada es la que controla la recarga.

Doble et al., (2012) a diferencia de las otras investigaciones, los autores estudian la recarga proveniente de las llanuras de inundación. La modelación de dicho proceso se realizó mediante un acoplamiento de dos modelos de flujo, superficial-subsuperficial, variando los parámetros de sedimentación, nivel freático y de inundación. Finalmente reportan que el volumen de infiltración en dichas zonas incrementa con la conductividad hidráulica de los sedimentos en las llanuras y del cauce, la altura del tirante hidráulico, la duración del pico, y la transmisividad del acuífero. El frente húmedo de la inundación y los parámetros hidráulicos del acuífero influyeron más en sistemas con capas de sedimentación compuestas por arenas y arcillas.

Shanafield and Cook, (2014) presentan una revisión de los métodos existentes a la fecha para cuantificar las pérdidas de transmisión, infiltración y recarga en sistemas pluviales efímeros. Las técnicas existentes pueden ser divididas en tres grupos. El primer grupo de métodos monitorea la infiltración a través del lecho del cauce; el segundo grupo está basado en mediciones de flujo en cauce durante eventos de escurrimiento, estos métodos proveen estimaciones de pérdidas de transmisión en el lecho sobre escalas mayores, algunas veces sobre decenas de kilómetros de cauce; el tercer grupo de métodos está basado en mediciones dentro del acuífero, estos métodos proveen estimaciones de la recarga más que de las pérdidas de transmisión, estas estimaciones usualmente representan promedios espaciales y temporales. Así mismo los autores recomiendan el uso de trazadores químicos como isótopos, modelos lluvia-escurrimiento y estaciones de medición como otro método a los ya descritos.

Dogramaci et al., (2015) presentan un caso de estudio de un cauce efímero en la cuenca semiárida de Hamersley en el Noroeste de Australia que ha recibido agua proveniente de actividad humana de manera continua por seis años. Tienen como objetivo comprender las interacciones cauce-acuífero y valorar los potenciales impactos en el

balance del agua subterránea mediante el uso de un modelo numérico acoplado con repetidas mediciones del nivel freático, concentraciones de cloruro y la composición de los isótopos estables oxígeno-18 y deuterio para estimar la evapotranspiración longitudinal y la tasa de recarga a lo largo de 27 km de longitud del cauce. La investigación demuestra que una combinación de métodos hidrogeoquímicos con la modelación matemática clásica del agua superficial es útil para confirmar modelos hidrogeológicos que de otra forma no sería posible en regiones con clima extremadamente variable como una zona semiárida.

Villeneuve et al., (2015) indican que el lugar donde los ríos permiten la formación de acuíferos colgados, las pérdidas de transmisión y la infiltración por el lecho del cauce pueden ser más grandes que la recarga del acuífero. En la mayoría del terreno de la cuenca se desarrolla la horticultura por lo que es de importancia el entendimiento de la recarga. Los sedimentos del río son arenas y gravas altamente permeables, pero el canal aluvial se divide en arenas arcillosas con permeabilidad mucho menor. Un acuífero colgado se desarrolla a lo largo del cauce y puede permanecer durante meses. El objetivo de la investigación fue determinar la relación entre flujo en cauce, pérdidas de transmisión, infiltración y evapotranspiración dentro del cauce efímero usando una amplia gama de métodos. El estudio intenta determinar si la recarga del acuífero colgado continua al acuífero regional o si es usado por la vegetación riverense. Los autores recomiendan medir las concentraciones de cloruros en agua a diferentes profundidades del acuífero colgado para distinguirla entre infiltración y recarga, así como el uso de trazadores como el tritio y el cloruro-36 para estimar las velocidades a través de las zonas no saturadas asociadas con la recarga difusa. El decrecimiento del flujo aguas abajo observado en un evento es aproximadamente proporcional al volumen de poro de los sedimentos del río, indicando que la infiltración al acuífero colgado es la principal fuente de pérdidas de transmisión en el río.

Huang et al., (2015) desarrollan un modelo numérico-analítico para simular las pérdidas de transmisión, basados en un modelo conceptual tomando como un solo sistema la interacción cauce-acuífero. El cauce fue dividido en 20 segmentos, cada segmento fue hidrológicamente conectado al acuífero en el sistema. El modelo propuesto consistió a su vez, en dos sub modelos: un modelo numérico de enrutamiento para simular el escurrimiento entre los segmentos del cauce y, un modelo analítico para simular las pérdidas de transmisión de cada segmento. De los dos eventos monitoreados, cerca del

21% del flujo medido entre las dos estaciones se convirtió en pérdidas de transmisión, dichas pérdidas atenuaron significativamente el flujo durante los dos eventos. Así mismo se reportó que las pérdidas de transmisión presentaron una tendencia linear.

Pacheco-Guerrero et al., (2017) propone una metodología en la que mediante un acoplamiento de modelos hidrológico-hidráulico presenta los efectos de las pérdidas de transmisión en los alcances de inundación. Mediante un enfoque de simulación hidrológica basada en un evento obtiene una serie de hidrogramas para un tramo de cauce que tomen en cuenta las pérdidas de transmisión y que a su vez fueron las condiciones de frontera para las mallas de trabajo bidimensionales del modelo numérico de simulación de flujo. Dos modelos numéricos mediante el software Hec-ras son realizados, uno sin considerar pérdidas y el otro considerándolas. Los autores encuentran diferencias significativas entre ambos mapas de inundación apuntando a la importancia de considerar pérdidas de transmisión en cualquier simulación de flujo.

A pesar de que existen estudios hidrogeológicos basados en análisis hidráulicos, solamente estos no han sido suficientes para caracterizar el sistema integral agua superficial - agua subterránea y proyectar la sustentabilidad de dicho sistema; una tarea que engloba no solamente la condición hidráulica de todos los involucrados, sino que debe de ir más allá. Sin embargo, una alternativa para cubrir esta falta de integración ha sido potenciada, se trata de combinar con estos análisis, métodos de análisis hidrogeoquímicos e isotópicos y proporcionar mayor información para determinar más acertadamente las fuentes de recarga y los tiempos de residencia del agua que conllevará a un manejo sustentable de la extracción y aprovechamiento (Ettayfi et al., 2012). Existen diferentes técnicas reportadas para estimar la recarga de agua subterránea y generalmente se clasifican en físicas, por trazadores y por modelación numérica (Scanlon et al., 2002). De acuerdo a varias investigaciones, la técnica mediante trazadores es la más exitosa para estimar la recarga particularmente en zonas áridas (Allison et al., 1994; Li et al., 2017).

Los trazadores más utilizados para dichos fines son los isótopos del agua. Los isótopos estables de oxígeno y de hidrogeno son isótopos ambientales que existen en todas las partículas de agua en la cuenca. El análisis de estos representa una técnica novedosa empleada en hidrología para investigar la composición y circulación del agua en todo el ciclo hidrológico. La composición isotópica del agua (isótopos estables) se ve afectada

por procesos meteorológicos (por ejemplo la temperatura ambiental, condiciones de humedad, etc.) y por factores geográficos (latitud, longitud y altitud) y en menor medida por la reacción con el medio geológico donde ha estado en contacto; por ello, su análisis se vuelve una herramienta adecuada para investigar la procedencia del agua subterránea (Clark and Fritz, 1997; Liu et al., 2014). Los isótopos estables que se han estudiado en la presente investigación son el oxígeno-18 (^{18}O) y el deuterio (2H), y en lo subsecuente se entenderá como isótopos estables a éstos.

El oxígeno-18 (^{18}O) y el deuterio (2H) son considerados como trazadores conservativos cuando los valores de la desviación isotópica (δ) tienen una afectación mínima por procesos de evaporación y por condiciones climáticas antecedentes y sus efectos en la firma isotópica son despreciables (Liu et al., 2014). Comparados con el ^{18}O y el 2H , el ^{16}O y el 1H (protio) tienen valores de mayor presión de aire, lo que facilita su separación de la fase líquida que conduce a isótopos más pesados - ^{18}O y el 2H – lo que se conoce como enriquecimiento isotópico (Sun et al., 2016). Estas condiciones isotópicas permite que los isótopos estables sean útiles para identificar la recarga proveniente de las pérdidas de transmisión en los cauces. En regiones donde los cauces tienen la cuenca de aportación en elevaciones altas, los isótopos estables en el agua de escurrimiento a menudo empobrecen en su firma isotópica en relación con la lluvia local en cuencas vecinas. Si los cauces retienen esta firma isotópica empobrecida, la diferencia en la firma isotópica entre este escurrimiento y la lluvia local puede ser usada para determinar la contribución relativa de ambas fuentes de recarga (Scanlon et al., 2006).

En México se han hecho esfuerzos en investigaciones para implementar el uso de isótopos estables como trazadores de conexión del sistema agua superficial-agua subterránea, a continuación se hace una descripción de cómo estas investigaciones han dirigido el uso de dichos trazadores y su relación con la presente investigación. Hernández-Antonio et al., (2015) presentan una investigación donde estudia la química e isotopía de 40 pozos en los valles de Atejemac y Toluquilla localizados alrededor de Guadalajara, Jalisco; dicha información se utilizó para desarrollar un modelo conceptual de los procesos de flujo de agua subterránea. Se utilizaron isótopos estables (deuterio y oxígeno-18) como trazadores de los procesos hidrológicos y el tritio para evaluar la contribución relativa de agua moderna en las muestras. Los autores concluyen que el flujo local está asociado con la infiltración de la precipitación que ocurre en grandes

altitudes; recomiendan el uso de métodos tradicionales, trazadores químicos como los expuestos, análisis estadístico y el uso de un modelo llamado M3. Quezadas et al., (2015) caracterizan la composición isotópica (deuterio y oxígeno-18) del agua meteórica en el flanco oriental de la Faja Volcánica Transmexicana en Veracruz. Se obtuvo una línea meteorica local bajo una regresión lineal, dicha línea tiende a separarse de la Línea Meteórica Mundial (LMM) donde la precipitación ocurre a altitudes mayores a 3000 msnm debido al enriquecimiento de deuterio. Kretzschmar y Frommen (2013) basan su estudio en un total de 135 análisis de isótopos estables (deuterio y oxígeno-18) en agua de precipitación, superficial y subterránea entre 2004 y 2011 en Baja California. La composición de los isótopos para el agua subterránea y superficial muestra una relativa homogeneidad con un efecto pequeño dependiente de la elevación. Las muestras de agua termal muestran una cercanía con un sistema de flujo local además de la presencia de un flujo regional; conjuntamente, el ambiente árido es reflejado en la existencia de la tendencia de evaporación encontrada en el agua superficial como en el agua subterránea de los pozos. Hartsough et al., (2008) investigan la variación estacional en cuerpos de agua disponibles para el desarrollo de árboles a altas elevaciones mediante el uso de isótopos estables de agua en precipitación, agua subterránea, en el agua del suelo y de los árboles, además del agua en el tallo y las hojas de las plantas, para la zona volcánica de Colima, México. Los autores construyen la línea meteórica local antes y después del Sistema Monzónico de América del Norte. En México uno de los estudios base fue el presentado por Cortés et al., (1997). El estudio trata con el comportamiento de la composición de los isótopos de oxígeno-18 y deuterio cerca y dentro de la cuenca de México. Dicha investigación recopiló mediciones de diversos estudios de 1974 a 1993 para la zona de estudio, con un total de 791 muestras. Mediante un análisis de regresión, el estudio presenta como producto una línea meteórica que es relativamente poco diferente a la línea meteórica mundial.

Así mismo, se han desarrollado investigaciones en condiciones diferentes a las descritas en la presente investigación, a continuación se describen algunas de ellos. Dody and Ziv, (2013) tienen como objetivo aislar los efectos esperados a influir en la composición isotópica de la precipitación en el sur de Israel basados en una alta resolución temporal, del orden de horas. Los factores analizados son la temperatura, cantidad, efectos marinos y continentales, y un efecto relacionado con la altura de la capa convectiva superior. Finalmente, concluyen que el efecto de la temperatura no es estadísticamente

significante a diferencia del efecto de cantidad que sí lo es. Los efectos marinos y continentales, a pesar de ser identificados, son estadísticamente insignificantes. El efecto de la capa convectiva, es decir, el truncamiento de las nubes de la cima, implica una porción más pequeña de isótopos ligeros, lo que significa enriquecimiento del oxígeno-18. Liu et al., (2009) realizaron una investigación sobre una zona árida, el noroeste de China, donde busca revelar las características y controles climáticos sobre la composición de los isótopos estables de la precipitación. Obtiene una línea meteórica local a partir de 95 muestras mensuales. La desviación de la pendiente y la intersección con la línea meteórica mundial (GMWL por sus siglas en inglés) indican las condiciones meteorológicas específicas sobre dicha región. Lachniet and Patterson, (2009) desarrolló un estudio de los isótopos de oxígeno para la precipitación y agua superficial en el norte de Centroamérica, incluyendo el puerto de Veracruz, México. Su hipótesis se basa en que los valores de los isótopos para dicha región están dominados por efectos de cantidades temporales y espaciales. Se analizaron isótopos de muestras superficiales en Guatemala y Belice, y los de precipitación se obtuvieron de la base de datos de la Red Global de Isotopía en Precipitación para Veracruz y San Salvador, El Salvador. Presentan una serie de líneas meteóricas locales. La variabilidad espacial de los valores de oxígeno-18 refleja 1) lluvia progresiva de masas de aire de origen caribeño a través de Centroamérica, y 2) el fraccionamiento de equilibrio dependiente de la temperatura entre vapor y condensado relacionado con el efecto de altitud. Uno de los estudios fundamentales y pivote para las investigaciones referente al uso de los isótopos estables es el trabajo publicado por Craig, (1961) que presenta la GMWL ($\delta^2H = 8 \delta^{18}O + 10$) a partir de un análisis de isótopos estables de muestras realizadas en todo el mundo, alrededor del 40% de las muestras fueron tomadas en Norteamérica.

Por otra parte, la necesidad de entender el medio geológico de los acuíferos ha propiciado el desarrollo de diferentes técnicas de prospección para dicho objetivo, una de ellas es la prospección geofísica. Las investigaciones referentes a la prospección geofísica aplicada a la geohidrología han sido esenciales para la evaluación de la sustentabilidad de los acuíferos, ya que provee de información sin ser un método invasivo y destructivo y facilita abarcar extensiones importantes. La mayoría de las investigaciones que han aplicado prospección geofísica a la hidrología la han orientado a mapear la estructura del medio geológico, delinear las fronteras horizontales y verticales de los acuíferos y han considerado a la geofísica como la técnica más

prominente y adecuada para la prospección del agua subterránea (Mogaji and Omobude, 2017; Mohamaden et al., 2016; Wattanasen and Elming, 2008; Younis et al., 2016). El uso de esta técnica en regiones como las que se han venido describiendo se ha reportado en varias investigaciones, por ejemplo, en la estimación y monitoreo de los niveles freáticos de los acuíferos (Lopes et al., 2012; Song et al., 2009), en la exploración general de los volúmenes de almacenamiento (Mohamaden et al., 2016; Mohamaden and Ehab, 2017; Ruthsatz et al., 2018), y para la exploración de zonas potenciales de aprovechamiento (Helaly, 2017). Algunas investigaciones han reportado utilizar los métodos de prospección geofísica bajo el enfoque que se busca en la presente investigación, con resultados satisfactorios (Binley et al., 2015; McLachlan et al., 2017; Singha et al., 2015).

La presente investigación, reconoce la necesidad de entender el medio geológico de la zona de estudio. Trabajos previos han buscado definir las condiciones hidrogeológicas de la zona y han reportado patrones en las direcciones de flujo (Hernández et al., 2012; Hernández-Antonio et al., 2015; Navarro-Solís, 2016); sin embargo, estos estudios no han integrado el enfoque de un sistema integral de agua superficial-agua subterránea, no han integrado prospección geofísica ni mediciones mediante instrumentación; de hecho existen muy pocos estudios que consideren a dos de las tres herramientas descritas (Dailey et al., 2015).

El objetivo es investigar la evolución del agua de lluvia a agua superficial y por consiguiente su efecto en el agua subterránea mediante su interacción con las pérdidas de transmisión; dicha investigación se sitúa en dos zonas de estudio a diferente escala, una zona de estudio mayor que envuelve a los acuíferos administrativos nombrados Calera, Benito Juárez y Chupaderos, en el estado de Zacatecas, México. La zona de estudio menor se sitúa en una cuenca hidrográfica denominada Chilitas adyacente al acuífero administrativo Benito Juárez y parte de la zona de estudio mayor.

Para lograr el objetivo general se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Analizar la composición isotópica de muestras de agua subterránea, escurrimientos y precipitación para evaluación del origen recarga en la zona de estudio.
- Instrumentar la cuenca Chilitas para mediciones hidrométricas y pluviométricas.
- Realizar prospección geofísica en las zonas de estudio.

Los patrones de recarga a los acuíferos se identificaron basados en las composiciones isotópicas de la lluvia local, agua superficial (almacenamientos superficiales y escurrimiento efímero) y agua subterránea así como en los datos de hidrometría, la propuesta del modelo conceptual se construyó en base a los patrones de flujo encontrados y a la interpretación de la geofísica. Además de la base de datos que se construyó a lo largo de la investigación en cuanto a la isotopía, se consideró un conjunto de datos ya reportados en la misma zona de estudio (Navarro-Velasco, 2007). Se establece una Línea Local de Agua Meteorica (LMWL por sus siglas en inglés), para la zona de estudio y se evalúa los cambios en la firma isotópica de las diferentes fuentes de agua estudiadas. El estudio geofísico, a través del método de Método de Medición Electromagnético Transitorio (TEM por sus siglas en inglés), fue utilizado para construir el modelo conceptual de los patrones de flujo basados en el análisis de la composición isotópica del agua, mientras que la hidrometría tuvo la función de corroborar que existieran volúmenes importantes de pérdidas de transmisión en eventos de inundación.

La tesis está estructurada de acuerdo al método llamado IMRYD, propuesto por Day et al., (2005). El capítulo II Materiales y Métodos contiene una descripción de las zonas de estudio y de la geología presente en estas. Así mismo, se presenta la zona y los puntos donde se efectuaron los muestreos para isotopía. Se presenta, además, la metodología empleada para la prospección geofísica. Los modelos bivariados y el modelo de simulación unidimensional, que sirvieron para la interpretación de los resultados son igualmente presentados. En seguida se presenta el capítulo III que describe los resultados y discusiones; se presentan en primer lugar los resultados de la composición isotópica y su interpretación, enseguida, se presentan los resultados de la prospección geofísica y su correlación geológica, a partir de las anteriores se presenta un modelo conceptual regional; al final del capítulo se presenta el análisis del evento climatológico del día 11 de Julio del 2019. En el capítulo IV se presentan las conclusiones y recomendaciones del trabajo de investigación.

II. MATERIALES Y MÉTODOS.

2.1.Zona de Estudio.

2.1.1 Zona de estudio mayor.

El estado de Zacatecas se localiza en la zona central norte de México; se caracteriza por bajas tasas de precipitación y por consecuente carece de ríos perenes importantes; más bien destaca la red de cauces efímeros con condiciones de escurrimiento durante época de lluvias. Debido a esta carencia de fuentes superficiales de agua, el agua subterránea es un recurso vital para el desarrollo social y económico de la zona; además, es la principal fuente de agua para consumo, de la agricultura de riego y demás actividades económicas, sin mencionar que es un elemento clave para la sustentabilidad de algunos de los ecosistemas en la región. El clima en Zacatecas es mayormente semiárido y más de la mitad de la población vive en áreas rurales. El área de estudio, denominada como mayor, engloba tres acuíferos administrativos: Calera, Benito Juárez y Chupaderos; la topografía de dicha área muestra bajos relieves a excepción de la Sierra de Chilitas, Sierra de Fresnillo y Sierra de Zacatecas. En esta zona de estudio se desarrolló el muestreo isotópico de la investigación. La mayoría de las muestras para el análisis isotópico y de la geofísica para esta parte de la investigación se concentraron en el acuífero Calera, por lo que es el más relevante para la investigación. De acuerdo a la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2015) más de 130,000 has son regadas con 330 hm³ en este acuífero. Este proceso provoca un abatimiento anual en los niveles freáticos de entre 1 y 5 m, principalmente debido a las prácticas rudimentarias y obsoletas de los sistemas de riego, que tienen alrededor del 45% de eficiencia total. La Figura 1 muestra el área de estudio donde los muestreos y los sondeos electromagnéticos se realizaron. Así mismo, se muestra la elevación piezométrica de los niveles freáticos de la zona de estudio con un intervalo de 20 m. Dicha piezometría se construyó usando el nivel estático de 84 pozos de observación medidos en el 2017 distribuidos dentro y alrededor de los tres acuíferos administrativos. Cambios importantes estacionales y a largo plazo se registraron en el acuífero Calera, entre 1980 y 1994 se presentaron descensos del nivel estático de hasta 5 m en áreas cercanas a los límites de los acuíferos; sin embargo, en las zonas donde se concentra la mayor parte de los aprovechamientos de agua subterránea se registraron abatimientos de hasta 15 m en el mismo periodo; el abatimiento medio estimado al 2015 es de 0.4-1.15 m año⁻¹ (CONAGUA, 2015).

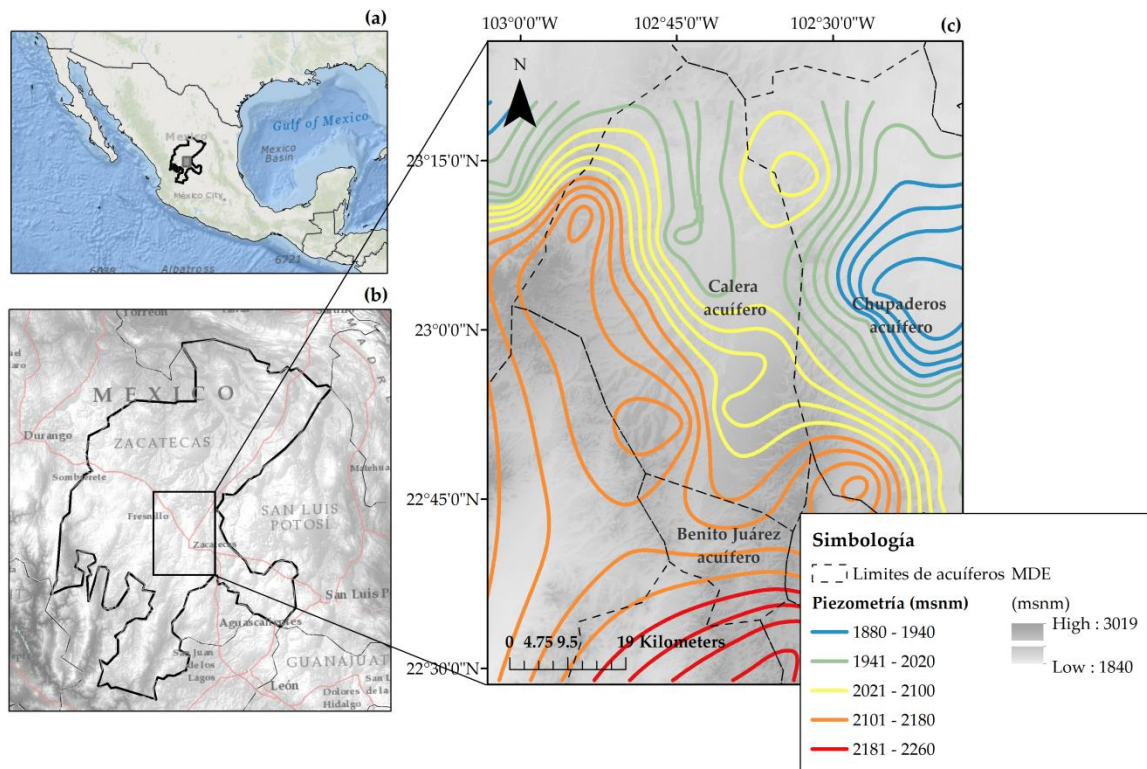


Figura 1. Área de estudio mayor con la ubicación de México (a), el estado de Zacatecas (b) y un modelo digital de elevaciones (MDE) con la extensión territorial de los acuíferos administrativos Calera, Benito Juárez y Chupaderos (c).

2.1.2 Zona de estudio menor.

Para la validación de las pérdidas de transmisión mediante hidrometría se instrumentó una cuenca hidrográfica, denominada cuenca Chilitas, con un área de prácticamente $\sim 100 \text{ km}^2$ (99.92 km^2) que se encuentra adyacente al acuífero Benito Juárez y representa de forma superficial la frontera sur del acuífero, por lo que dicha cuenca se ubica en la parte sur de la zona de estudio mayor. Geográficamente la cuenca se ubica a 20 Km de la capital del estado. La cuenca Chilitas, además de estar ubicada en la zona de estudio mayor, tiene la ventaja de ser una cuenca con una baja tasa de urbanización; dentro de su parteaguas tiene únicamente dos poblaciones rurales El Tepetate y El Pescado; dichas poblaciones no tienen descargas de aguas negras a los cauces por lo que el escurrimiento en los arroyos se considera como virgen; además, dentro de la cuenca se ubican pocos cuerpos de agua y la mayoría de estos se encuentran en desuso debido a fallas tipo tubificación debido a su mala construcción lo que permite que el escurrimiento fluya. Su clasificación de cobertura indica que el 80% de su superficie está cubierta por matorrales y pastizales, un 16% de agricultura temporal y de riego, un

3% asentamientos rurales y el 1% otros. La Figura 2 muestra la ubicación geográfica de la cuenca Chilitas.

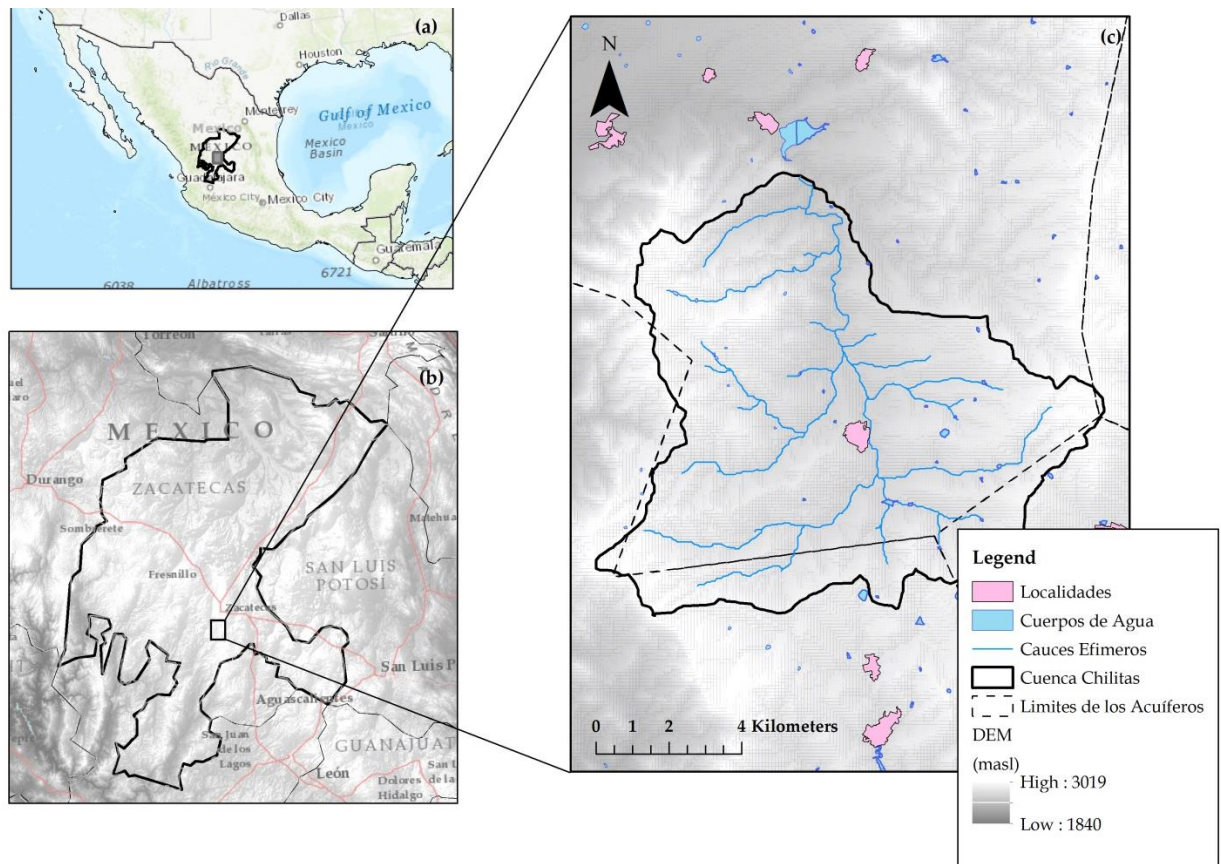


Figura 2. Área de estudio menor con la ubicación de México (a), el estado de Zacatecas (b) y un modelo digital de elevaciones (MDE) con la extensión territorial de la cuenca Chilitas (c).

2.2. Medio hidrogeológico.

La estructura horst-graben del acuífero Calera se desarrolló durante una larga etapa durante los periodos del Terciario tardío y el Cuaternario temprano; las fallas normales a la estructura horst-graben tienen tres tendencias principales: (i) Norte-Sur, (ii) Noroeste-Sureste y, (iii) Noreste-Suroeste. Estas tendencias elevaron las montañas volcánicas periféricas del Terciario, asentaron las áreas centrales y permitieron del depósito de sedimentos (material aluvial intercalado con tobas), con un espesor máximo de 400 m. Desde el periodo Terciario tardío, las montañas experimentaron un rápido levantamiento, la Unidad Volcánica Fracturada del Terciario estuvo representada por: (i) flujos de lava de riolita con textura porfírica mezclados con cuarzo, sanidina y

plagioclasa en una matriz vítrea, biotita y arcilla como un mineral secundario; y (ii) tobas e ignibritas con naturaleza félsica (Navarro-Solís, 2016). La litología de las formaciones rocosas del acuífero son conglomerados polimícticos del periodo Cuaternario fusionados a ígneos y rocas metamórficas de los periodos Triásico y Cretácico provocado por movimientos tectónicos (Hernández-Antonio et al., 2015). El acuífero calera es considerado como un acuífero no confinado en un medio granular, que llena un graben con una extensión horizontal de $\sim 2087 \text{ km}^2$. Estimaciones apuntan a que el espesor saturado del acuífero varía de los 38 a los 570 m desde el norte hasta el área central respectivamente que corresponde al relleno sedimentario del acuífero. La conductividad hidráulica estimada varía de los 10^{-8} a los 10^{-5} m s^{-1} , y el rendimiento específico de entre 0.01 y 0.3, mientras que el rendimiento promedio específico representativo del acuífero es de 0.13 de acuerdo a lo reportado previamente (Júnez-Ferreira et al., 2016). Aproximadamente 67% del volumen de extracción de agua es usada para la irrigación agrícola y el 32% para consumo humano, sin embargo estas cifras no son exactas dado que no todos los pozos están dentro del registro público de derechos de agua (REPDA) ni todos cuentan con la instrumentación necesaria para cuantificar las extracciones. De acuerdo a lo reportado, la elevación del basamento del acuífero varía desde los $\sim 1620 \text{ m.s.n.m.}$ en el área centro-sur hasta los $\sim 2125 \text{ m.s.n.m.}$ en el área centro-oeste. Se han reportado tres patrones de flujo en el acuífero: (i) moviéndose de Sur a Norte, (ii) cruzando de Oeste a Este, y (iii) viajando de Noroeste al Noreste (posiblemente regional) (Navarro-Solís, 2016). La (Figura 3) muestra el mapa con la geología de la zona de estudio.

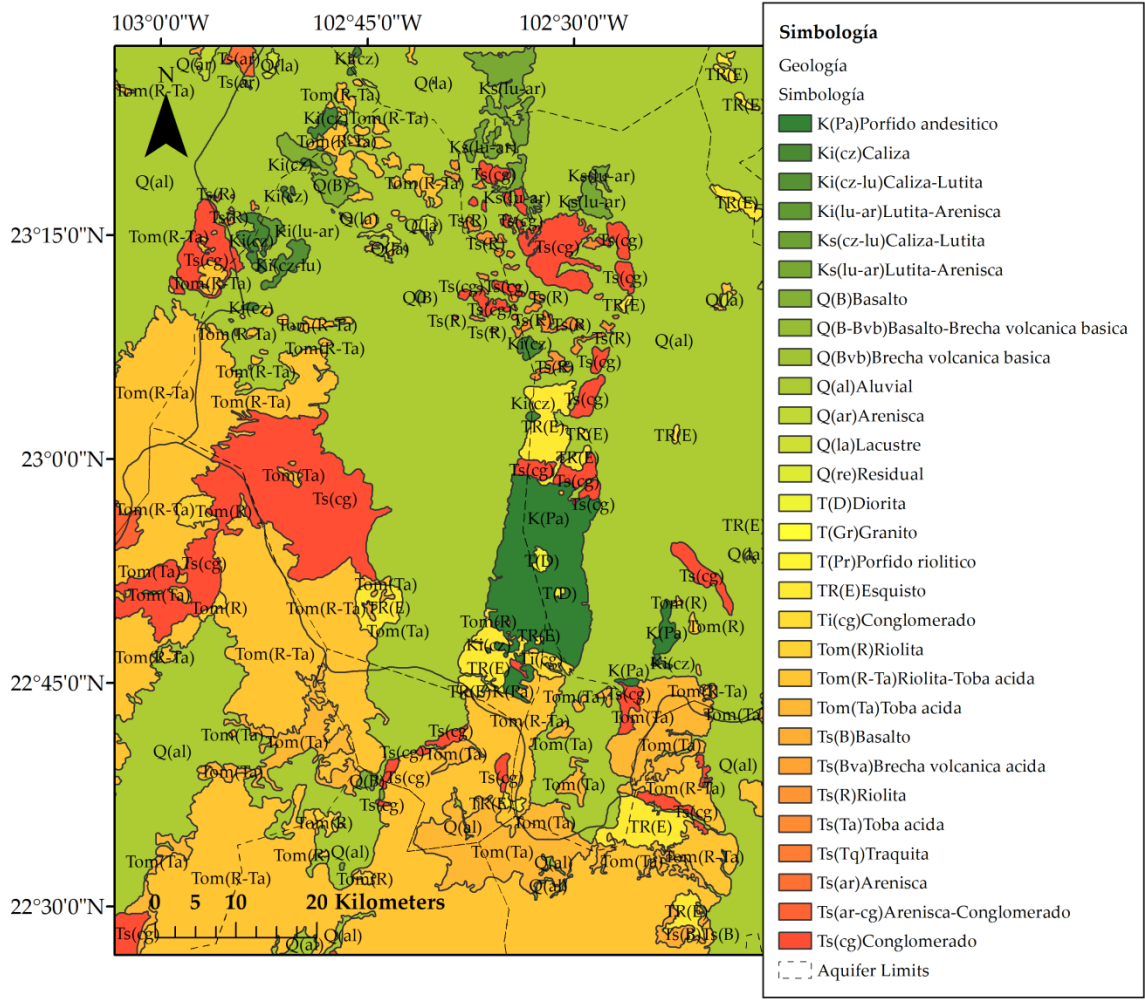


Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio.

2.3.Muestreo isotópico, preservación y análisis de laboratorio.

Las muestras de precipitación se recolectaron en contenedores plásticos de 20 litros de capacidad con aislamiento térmico y papel reflejante; así mismo se utilizó aceite mineral en los contenedores para formar una película sobre el agua precipitada y evitar la alteración de la firma isotópica por procesos de evaporación. El aceite mineral utilizado es inerte por lo tanto la composición del agua no se ve modificada por su incorporación. Los sitios para muestrear la precipitación se situaron sobre el altiplano Zacatecano y se eligieron tomando en cuenta las recomendaciones de Kendall and Doctor, (2010); la principal recomendación fue considerar la elevación sobre el nivel del mar de los sitios por lo que se trató de distribuir espacialmente los sitios para cubrir las variaciones de

latitud, longitud y altitud. La ubicación geográfica y los nombres de los sitios de muestreo de la precipitación se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1. Sitios de muestreo del agua de lluvia (los valores de altitud están en m.s.n.m.)

Sitio	Latitud	Longitud	Altitud
Fresnillo	23°10'43.77"	102°52'57.35"	2198
Villa de Cos	23°17'16.33"	102°20'29.33"	1984
La Bufa Zacatecas	22°46'43.23"	102°34'0.38"	2580
Genaro Codina	22°35'30.0"	102°39'2.68"	2330
Nueva Alianza	22°53'55.56"	102°51'33.44"	2287
Catarinas	23°6'13.80"	102°38'42.81"	2087
Trancoso	22°44'26.91"	102°22'5.07"	2200
Tanque de Guadalupe	24°33'49.27"	102°3'48.99"	1920
Estacion Camacho	24°26'26.45"	102°22'29.39"	1660
Concepción	23°59'59.7"	102°59'58.0"	1937
Rio Grande	23°49'38.02"	103°1'57.66"	1875
Sombrerete	23°23'52.90"	103°45'16.19"	2703
Juan Aldama	24°18'8.28"	103°23'7.57"	1994

Una vez captada el agua de lluvia, al igual que el agua subterránea, se recolectan para su análisis de isótopos estables. Para el caso de la precipitación se recolectaron muestras con el acumulado de la temporada de lluvia desde el 2014 hasta el 2017. Estas muestras no se filtraron y se recolectaron en botellas plásticas de una capacidad de 50 mL; para evitar que burbujas de aire se queden atrapadas en el contenedor plástico, estos se llenan totalmente y la tapa se lava con la misma agua colectada y se cierra a presión. Recolectadas y preservadas las muestras, estas se almacenan en contenedores que permitan conservar las condiciones de temperatura y humedad óptimas, además de mantenerse alejadas de la luz. Todo el proceso de recolección y preservación se realiza en base a las recomendaciones de la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA por sus siglas en inglés). La Figura 4 muestra el recipiente en las condiciones que se encuentran en los sitios de muestreo, así mismo se aprecia el muestreo durante un evento de escurrimiento superficial en el cauce principal de la cuenca Chilitas.



Figura 4. Contenedores plásticos para la captación en las condiciones de los sitios de muestreo (a), recolección de las muestras en los escurrimientos superficiales en la cuenca Chilitas (b), separación del agua de precipitación del aceite mineral en laboratorio por medio de embudos de decantación (c) y recolección en campo de las muestras (d).

En la Tabla 2 se presenta la cantidad de muestreos realizados así como los diferentes tipos de fuentes de donde se obtuvieron las muestras.

Tabla 2. Cantidad de muestras recolectadas según su fuente de recolección.

Fuente de recolección	Muestras colectadas	Periodo de recolección
Agua meteórica (Precipitación)	43	2014-2017
Cuerpos de Agua	37	2018
Agua subsuperficial	69	2018
Agua subterránea	115	2017
Agua subterránea (Navarro-Velasco, 2007)	35	2007
Escurrimientos en cauce	3	2018

Se analizaron un total de 43 muestras de precipitación recolectadas a lo largo de 3 años con recolecciones anuales. Es decir, se recolectó el total del agua captada en los 4 meses con la mayor cantidad de lluvia histórica, que corresponden a los meses entre Junio y Agosto; y todas se utilizaron para determinar la línea meteórica local para el altiplano zacatecano. Las muestras de agua subsuperficial se recolectaron principalmente en el acuífero Chupaderos debido a la particularidad de sus aprovechamientos subsuperficiales. Se consideraron además los resultados reportados de 35 muestras en la misma zona de estudio publicados por (Navarro-Velasco, 2007). El agua subterránea se muestreo en pozos con profundidades que varían de los 65 a los 125 m debajo del nivel del brocal (aproximadamente el nivel del terreno natural), diferentes a los pozos del muestro del agua subsuperficial, donde los pozos se caracterizan por su poca profundidad, denominados comúnmente norias o pozos someros, que varían de los 3 a los 10 m debajo del nivel del terreno natural; comúnmente estas norias o pozos someros están alimentadas por acuíferos colgados que se localizan en la zona vadosa, es decir, encima del nivel freático del acuífero subyacente. La Figura 5 muestra la ubicación geográfica de los puntos de muestreo para todas las fuentes de recolección.

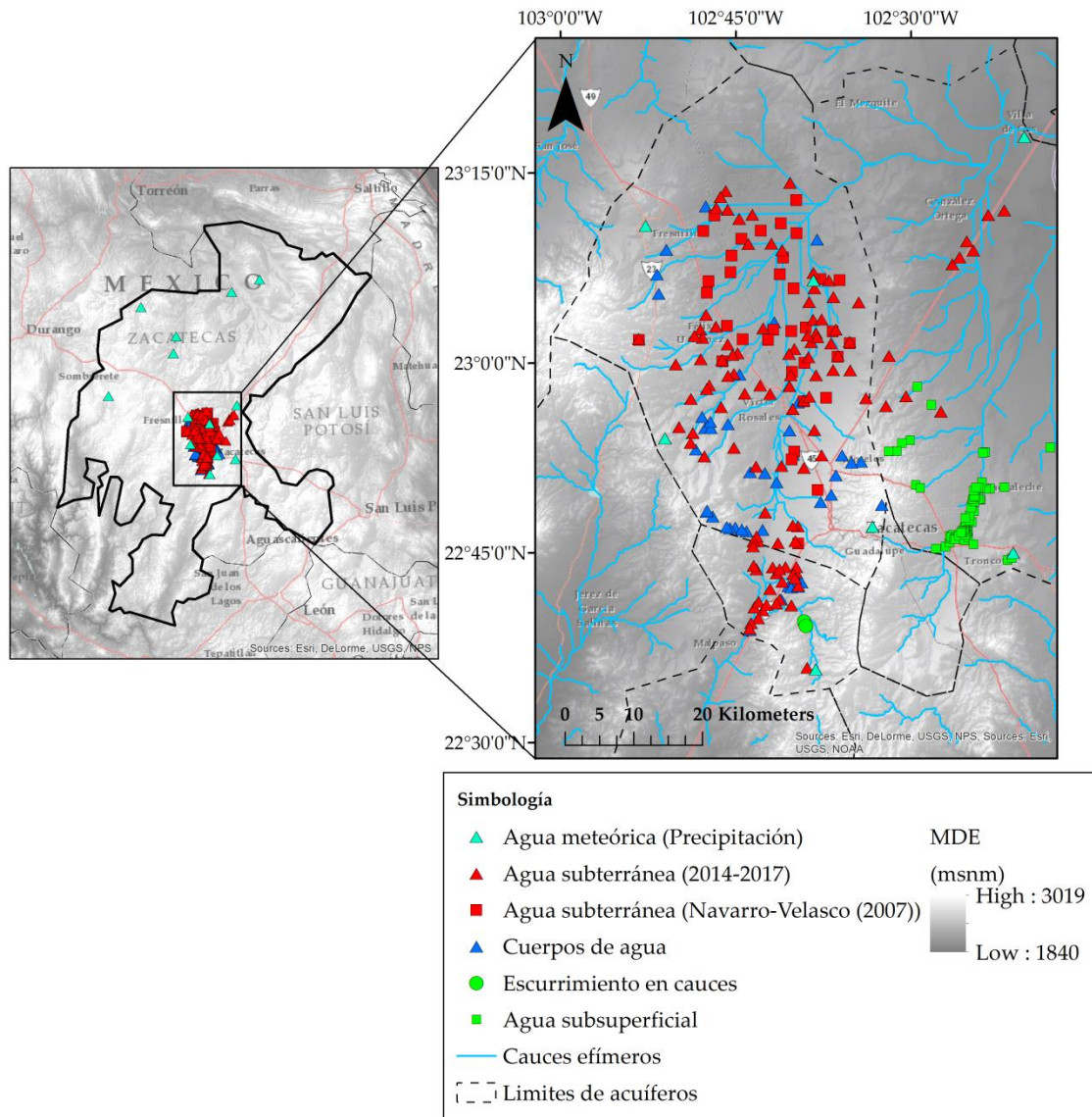


Figura 5. Ubicación geográfica de los puntos de muestreo para todas las fuentes de recolección con respecto al área de estudio.

La firma isotópica de las muestras recolectadas ($\delta^{18}O$, δ^2H) fue obtenida mediante un espectrómetro de masas GV-Isoprime con precisión de $\pm 0.33\%$ y $\pm 1.78\%$ para $\delta^{18}O$ y δ^2H respectivamente. Los análisis para ambos isótopos están en la notación relativa δ VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Dicho análisis se realizó en colaboración con el Laboratorio de Isotopía parte del Centro del Agua para América Latina y el Caribe, localizado en el Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey, en Nuevo León, México. La Figura 6 muestra parte del análisis que se desarrolló en dicha institución.

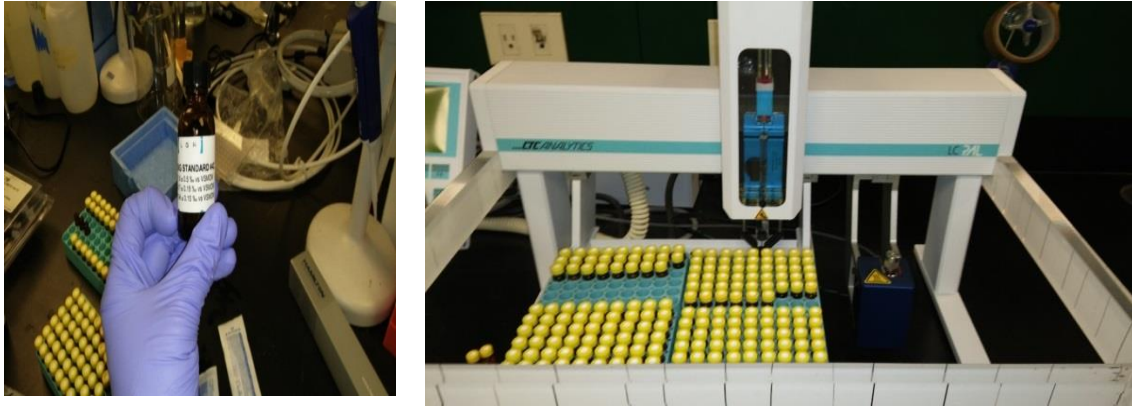


Figura 6. Parte del proceso del análisis para determinar la firma isotópica del agua en el Centro del Agua para América Latina y el Caribe parte del Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey.

2.4. Análisis bivariado de la firma isotópica.

La forma común y científicamente más aceptada para presentar los datos de isotopía es mediante su correlación lineal ya que ésta permite la interpretación de la firma isotópica y su discusión respecto a otras correlaciones como la desarrollada por Craig, (1961). Para realizar el análisis de la correlación entre los isótopos estables se utilizó el software BiDASys (Bivariate Data Analysis System) (Rosales-Rivera et al., 2018), dicho programa se utilizó para generar modelos de correlación lineales, basados en dos modelos, el modelo OLR (Ordinary weighted least-squares linear regression model) y el modelo UWLR (Uncertainty weighted least-squares linear regression model). Al día de hoy el software BiDASys, es el único que incorpora el uso del modelo UWLR. Como lo reportó Verma, (2012) hay dos aspectos fundamentales para ser considerados respecto a la calidad de la información: precisión y exactitud, la exactitud indica la proximidad de los resultados de la medición con respecto al valor verdadero, mientras que la precisión indica la repetibilidad o reproductibilidad de la medida; la precisión depende más del instrumental usado para la medición y la calibración del aparato mismo, mientras que la exactitud requiere de un marco de referencia más complejo para su cuantificación. Sin embargo, existe otro parámetro también importante, la incertidumbre, que a su vez se relaciona con la precisión y la exactitud y depende de: (i) el error analítico expresado en

términos de la desviación estándar, (ii) el número de mediciones usadas para calcular la desviación estándar y, (iii) el valor t de Student apropiado para los grados de libertad del experimento (Verma, 2012). Rosales-Rivera et al., (2018) reportaron que el modelo UWLR representa la mejor alternativa porque el uso de la incertidumbre tiene una connotación de probabilidad con un estricto nivel de confianza del 99%, el cual se usó también en la investigación. Para el presente trabajo se obtuvieron las correlaciones entre las diferentes firmas isotópicas de las aguas muestreadas mediante ambos modelos.

2.5. Prospección geofísica.

La resistividad o resistencia específica es una característica propia de los materiales y tiene unidades de ohmios–metro, y nos indica que tanto se opone el material al paso de la corriente eléctrica. Los acuíferos se caracterizan regularmente por bajas resistividades eléctricas debido a la capacidad de conducción eléctrica del fluido que se encuentra en los poros intercomunicados de este (Ruthsatz et al., 2018). Dicha resistividad no es homogénea en la matriz del acuífero, los cambios en sus valores depende del material del medio geológico y toda la complejidad que este representa (densidad, forma y porosidad), del contenido de agua almacenada en los poros, la calidad y temperatura de dicha agua. La diferencia en los porcentajes de humedad también afecta a las unidades geoelectricas (Mohamaden et al., 2016; Mohamaden and Ehab, 2017). Debe entenderse que similitudes en las curvas de resistividad pueden indicar similitudes en la litología estudiada pero también puede mostrar condiciones similares en la hidrogeología de la zona y resultar en diferentes combinaciones con resultados similares.

El método del electromagnético transitorio, también referido en la literatura como método de Prospección Electromagnética en el Dominio de Tiempo (TDEM por sus siglas en inglés), es altamente sensible a la resistividad del medio que se está estudiando y es particularmente un buen método para identificar zonas con bajas resistividades. Generalmente, la resistividad de la subsuperficie depende de varios parámetros, el más importante que se ha reportado es la salinidad del fluido en el medio poroso. La interpretación cuantitativa de la resistividad se basa en la Ley modificada de Archie (Roy and Tarafdar, 1997), que establece que en los materiales geológicos saturados con agua en los poros, la resistividad eléctrica depende de la porosidad y la resistividad del fluido de los poros.

Para la obtención de la información geofísica mediante el método TEM, se utilizó el dispositivo TerraTEM de Monex Geoscope PTY LTD, el cual consta de una consola única (Figura 25) que incluye todos los componentes electrónicos. También tiene integrado el transmisor (Tx) y el receptor (Tr), así como una memoria interna para guardar las mediciones realizadas y 2 baterías de 12 V cada una. Con el dispositivo es posible una inyección de corriente de hasta 10 A (amperes). El software WinGLINK se usó para el procesamiento de la información obtenida y para la inversión de los sondeos TEM. La inversión se realizó mediante la técnica de inversión de Occam desarrollada por Constable et al., (1987), que está incorporada en WinGLINK. La Figura 7 muestra algunas fotografías tomadas durante el proceso de adquisición de la prospección geofísica.

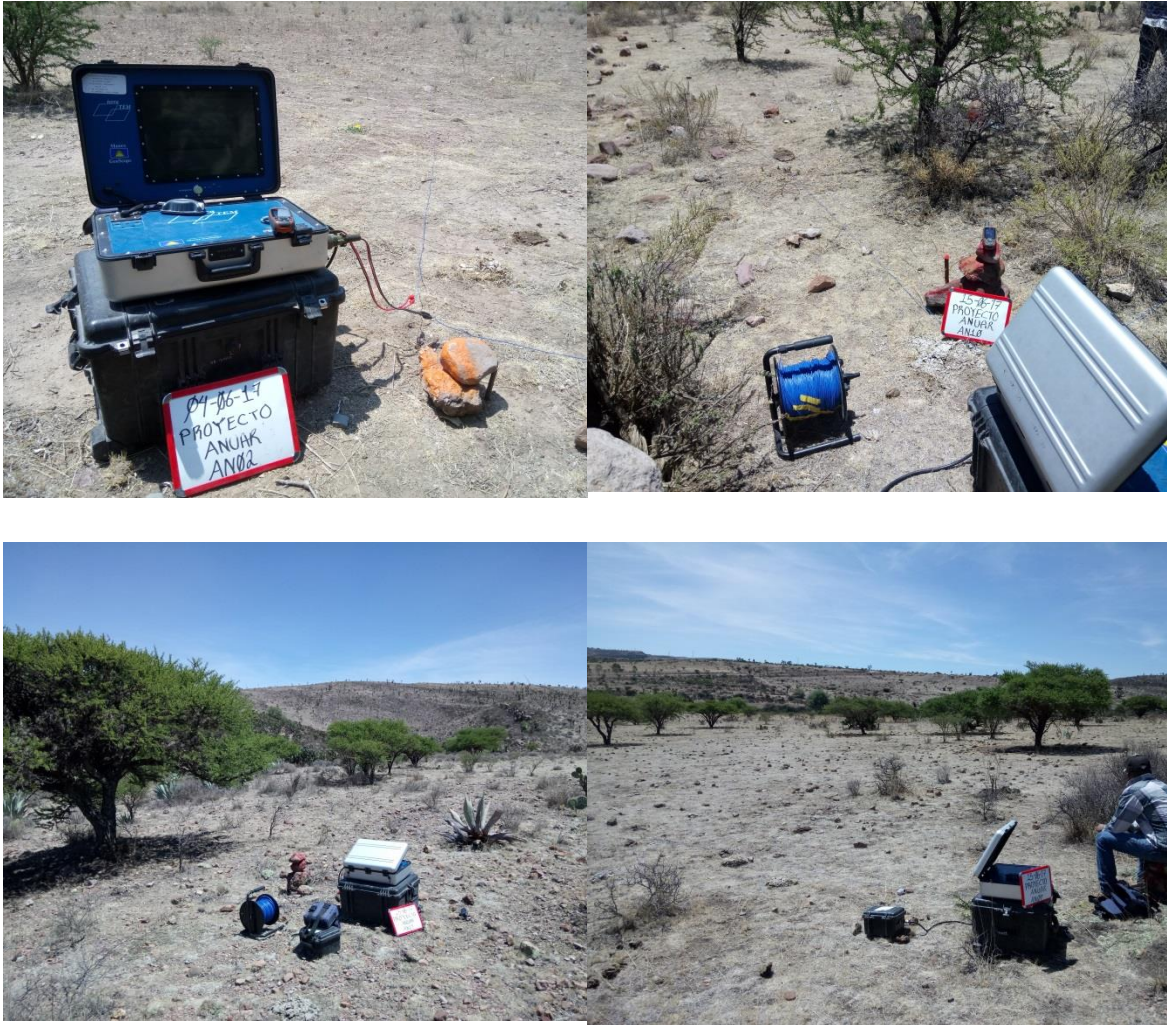


Figura 7. Parte del proceso del equipo utilizado en la prospección geofísica en las zonas de estudio.

El acomodo final de las secciones, fue un set de dos secciones transversales mayores describiendo los parámetros eléctricos del medio bajo la superficie y su correspondiente material geológico en las zonas de estudio. Para la zona de estudio mayor se realizaron un total de 54 sondeos eléctricos verticales (VES por sus siglas en inglés) que se posicionaron a lo largo de dos secciones transversales que forman cuadrantes en el acuífero Calera (Figura 7); las secciones transversales fueron trazadas en las direcciones Oeste-este (perfil mayor 1), con un total de 25 sondeos VES a lo largo del perfil) y en la dirección Norte-Sur (perfil mayor 2), con 29 sondeos VES. Los datos se obtuvieron de los sondeos VES usando una configuración de bucle único formando un cuadrado de 200 x 200 m con una capacidad de alcanzar una profundidad de 500 m debajo de la superficie del sondeo. El mismo bucle cuadrado se utilizó para transmitir y recibir señales electromagnéticas. La campaña de los sondeos VES se realizó entre Marzo y

Agosto del 2017. La Figura 8 muestra la ubicación de los sondeos VES en la zona de estudio mayor.

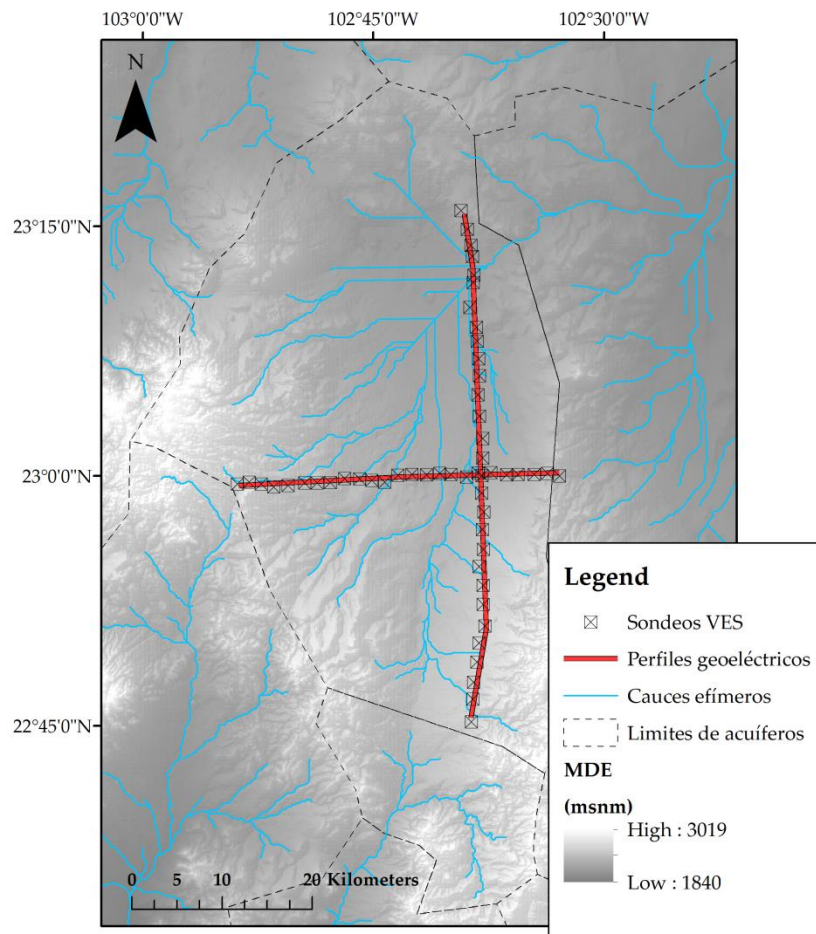


Figura 8. Ubicación de las dos secciones transversales mayores geoelectricas con sus sondeos VES usando una configuración de red de 200 x 200 m en la zona de estudio mayor.

Para evaluar el medio geológico de la zona instrumentada para hidrometría se realizaron 16 sondeos VES en 8 perfiles geoelectricos menores en dirección Oeste-este y Norte-sur, dichas secciones rodean el tramo del cauce principal de la cuenca Chilitas que esta instrumentado. Para dichos sondeos se usó una configuración de bucle único formando un cuadrado de 50 x 50 m con una capacidad de alcanzar una profundidad de 100 m debajo de la superficie del sondeo.

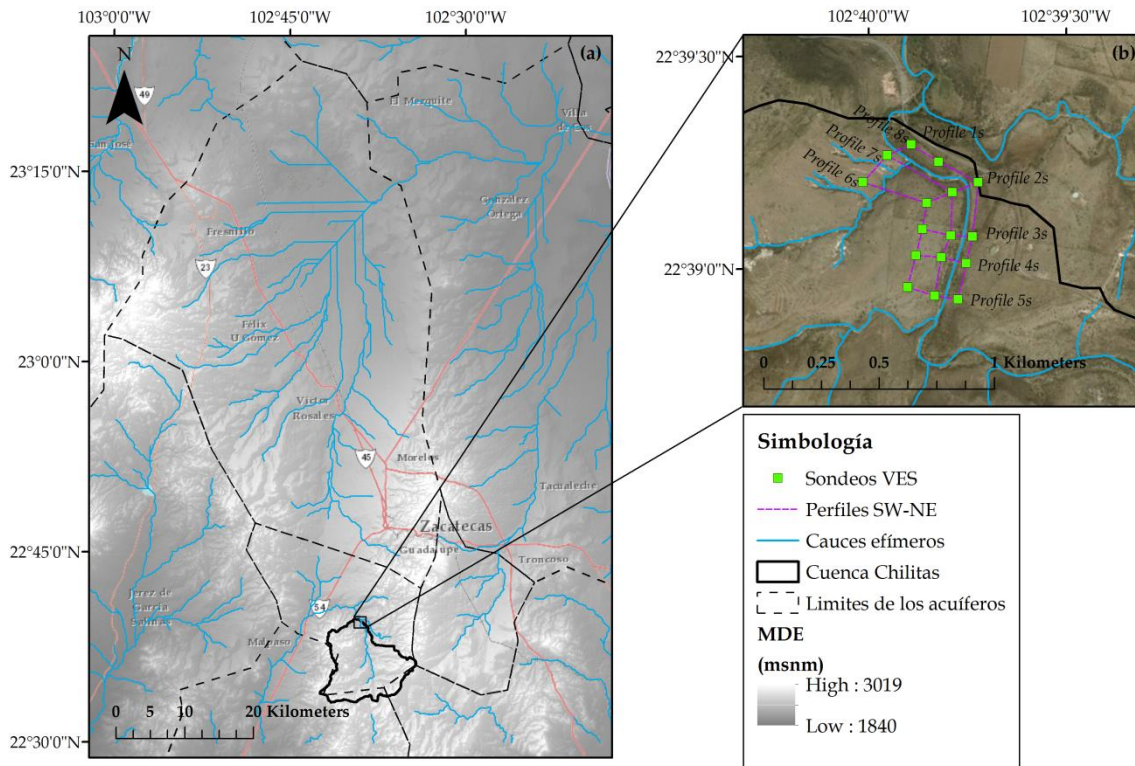


Figura 9. Ubicación de las ocho secciones transversales menores geoelectricas con sus sondes VES usando una configuración de red de 50 x 50 m en la zona de estudio menor.

2.6. Instrumentación de la cuenca Chilitas.

Muchos métodos se han utilizado para cuantificar las pérdidas de transmisión en cauces, sin embargo, cuando se trata de cauces efímeros no todos ellos se pueden aplicar debido a las condiciones hidrodinámicas de estos. Generalmente, los métodos existentes para cuantificar dichas pérdidas de transmisión se pueden dividir en tres grupos (Shanafield and Cook, 2014). El primer grupo monitorea la infiltración a través del lecho del cauce; estos métodos frecuentemente proveen estimaciones de infiltración puntuales, por ejemplo: (i) experimentos de infiltración controlada, (ii) monitoreo de los cambios en el contenido del agua del lecho del cauce y (iii) trazadores de calor en el lecho del cauce como trazador de la infiltración (p. ej. Rodríguez-Juárez et al., 2018). El segundo grupo de métodos se basa en mediciones del escurrimiento en el cauce durante eventos de inundación. Estos métodos proveen información a una mayor escala y cuantifican el volumen perdido directamente en el cauce, ya sea en el lecho y/o en los taludes de este, estos se dividen en: (i) balance de agua en el cauce y, (ii) seguimiento al frente húmedo. El tercer grupo de métodos se concentra exclusivamente en la un balance del agua subterránea, sin embargo, éstos métodos presentan desventajas ya que la recarga no es

totalmente vertical. Sin embargo otro método que se ha incorporado en investigaciones recientes es el monitoreo mediante métodos de geotrazadores como lo son los isótopos estables. No obstante, algunas investigaciones sugieren el uso de al menos dos métodos distintos en su concepción y características (Goodrich et al., 2004). Es por ello que esta investigación incluye información de hidrometría, que tiene como función estimar un balance de agua en un tramo de cauce. A este método se le conoce comúnmente como Diferenciación de control en escurrimiento en cauces. Cuando el flujo es estable, es relativamente fácil medir las pérdidas de transmisión a partir de medición de volumen aguas arriba y aguas abajo. Bajo este enfoque, se instrumentó la cuenca Chilitas, se instrumentó con dos estaciones de medición hidrométrica, denominados Vertedor 1 (aguas abajo) y Vertedor 2 (aguas arriba), además se instalaron 3 pluviómetros y 1 estación automática. La Figura 10 muestra la ubicación geográfica de la instrumentación en la cuenca Chilitas. El objetivo de la instalación de los puntos de medición pluviométricos fue evaluar y en su caso desprejar las entradas laterales de escurrimiento entre las dos estaciones hidrométrías, es decir, al no presentarse lluvia en la parte de la cuenca, solamente en la parte alta, no existiría un fenómeno de lluvia-escurrimiento, por lo que solo la parte alta de la cuenca aportaría escurrimiento a la estación Vertedor 2. Para este ejercicio fue fundamental instalar la estación pluviométrica denominada Vertedor 1, dada su ubicación.

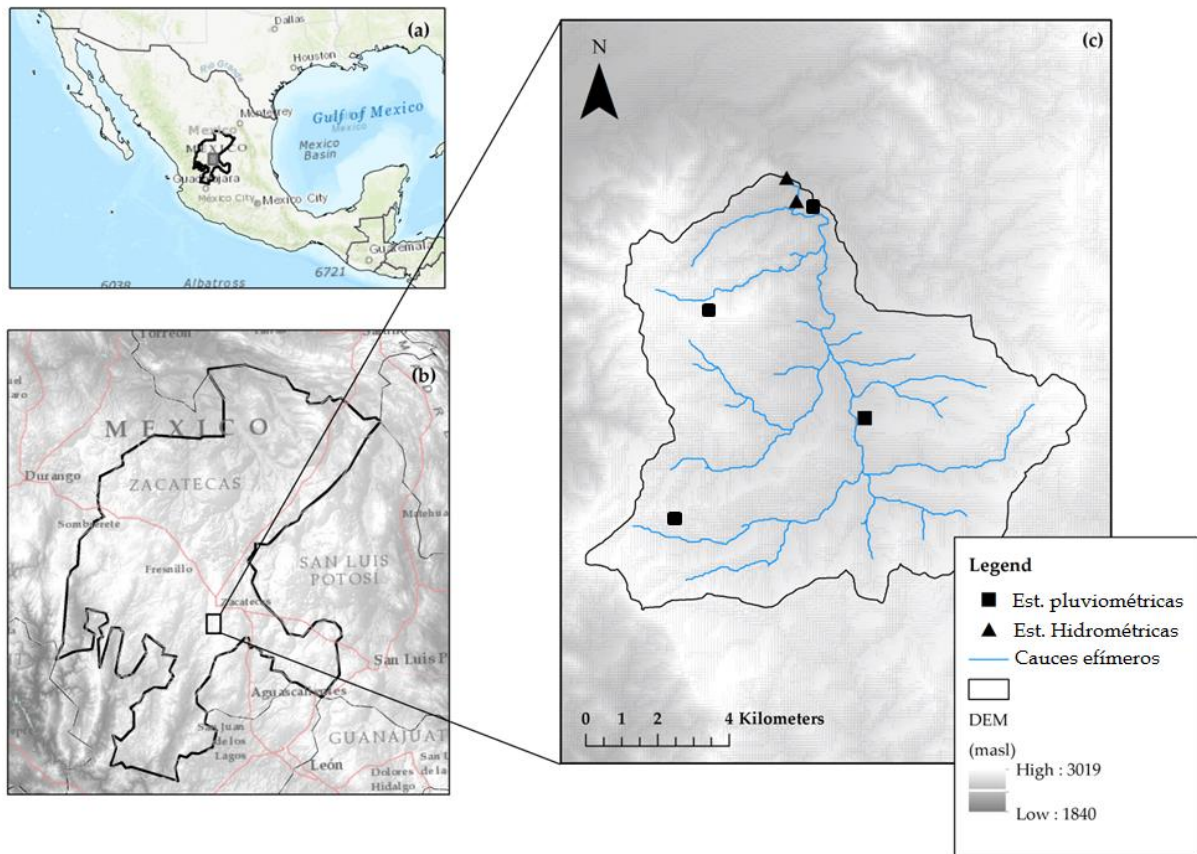


Figura 10. Instrumentación instalada en la cuenca Chilitas, que consta de dos vertedores para medición hidrométrica y de 3 pluviómetros, y una estación automática.

2.1.3 Hidrometría

Para la cimentación de los vertedores, se construyeron 4 zapatas de concreto armado, mismas que fueron ancladas a la estructura que formaron el vertedor. Los vertedores consisten en losas de concreto armado con paredes de soporte (aleros) de 2 a 3m, dependiendo de la geometría del cauce, con un espesor de 30 cm. La construcción del alerón principal, llamado así por ser el que alberga el tubo de aforo, consistió en hacer una excavación, que permitió que el tubo tuviera la pendiente adecuada y el espacio suficiente para la futura toma de datos. El tubo de medición es de acero liso para conducción de 8" con un espesor de 5/32 y de medidas variadas para cada uno de los vertedores; la figura que tomó el tubo en sitio fue de una escuadra "L". La Figura 11 muestra parte del proceso constructivo de ambos vertedores y el resultado final de estos.



Figura 11. Proceso constructivo del vertedor 1 (a) y fotografía del resultado final (b) así como el proceso constructivo del vertedor 2 (c) con su resultado final (d)

Para la medición de los tirantes hidráulicos se instalaron dos sensores que registraban el tirante hidráulico en cada uno de los vertedores. En el Vertedor 1 se instaló el sensor modelo CRS451-7.25psia S.N.: 70010055 previamente calibrado con un código de calibración 150818563 y de procedimiento de calibración TST21872C-PRC33A-R24. Para el Vertedor 2 se instaló el mismo modelo de sensor CRS451-7.25psia S.N.: 70010052 y mismos códigos de calibración. La Figura 11 muestra los sensores instalados en la cuenca Chilitas. Los vertedores cuentan con información continua a partir del 1 de Enero del 2019.

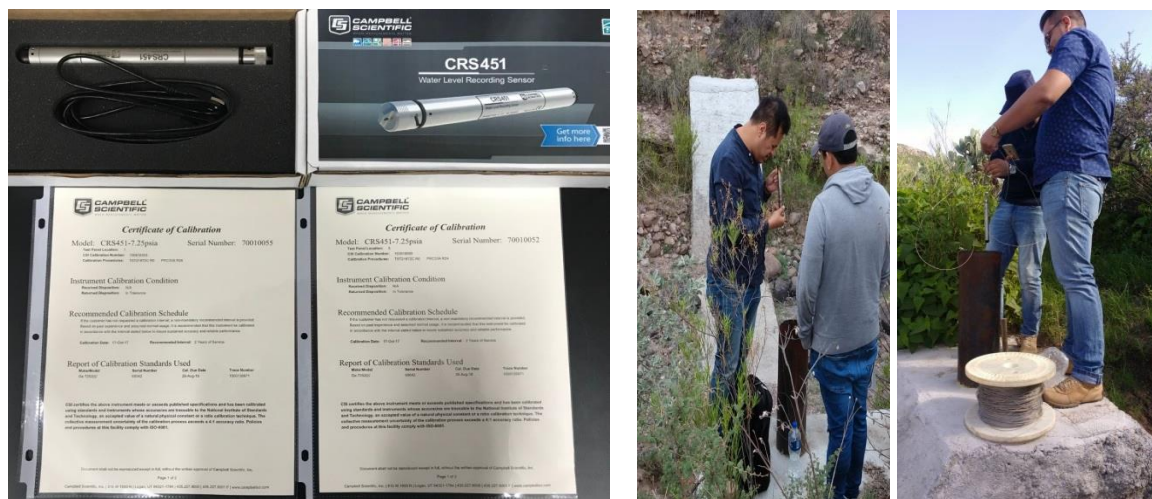


Figura 12. Sensores CRS451 instalados en las estaciones hidrométricas, Vertedor 1 y Vertedor 2 en la cuenca hidrográfica Chilitas.

2.1.4 Estaciones pluviométricas

Se instalaron tres estaciones pluviométricas equipadas con un pluviómetro con datalogger watchdog 1120 Marca Spectrum Technologies, Inc. con una resolución de 1/100 pulg. (0.254 mm) y una exactitud de $\pm 2\%$ con una lluvia < 5 cm por hora, programable para intervalos de 1, 5, 10, 15, 30 y 60 minutos. Éstas estaciones fueron nombradas: (i) Vertedor 1 (por su ubicación), estación Saint-Venant y estación Navier-Stokes. Además, se instaló una estación meteorológica en el centroide de la cuenca Chilitas equipada con un pluviómetro automatico, conjunto de sensores para medir radiación UV, radiación solar, temperatura, humedad, velocidad y dirección del viento; dicha estación es marca Davis Instruments Inc, con número de modelo Vantage Pro2 Plus. Las estaciones cuentan con información continua a partir del 1 de Mayo del 2019.



Figura 13. Instalación de las estaciones pluviométricas y estación meteorológica en la cuenca hidrográfica Chilitas.

2.7. Modelo hidráulico unidimensional de simulación de flujo superficial.

Para convertir el tirante hidráulico registrado en los vertedores en un caudal es necesario contar con una curva de descarga que relaciona los tirantes hidráulicos a un caudal. Uno de los métodos más usados para dicha tarea es la modelación numérica a través de simuladores de flujo unidimensionales como es el caso de HEC-RAS (Schoener, 2017; Shanafield and Cook, 2014). Para la obtención de la topografía se trabajó con un levantamiento en campo a través de un seccionamiento a cada 5 m en el sentido longitudinal del cauce, tomando las coordenadas XYZ de 9 puntos por sección.

La simulación se realizó mediante el modelo HEC-RAS. Los datos de entrada de geometría al modelo se obtuvieron del procesamiento de la topografía en HEC-GeoRAS

y se realizarón varias corridas cambiando el caudal para obtener una curva de descarga media. El perfil de la superficie del agua es calculado a través del simulador, el cual considera la solución entre una sección y la siguiente resolviendo la ecuación de la Energía [1], con un procedimiento iterativo llamado Método de Paso Estándar.

$$Z_2 + Y_2 + \frac{a_2 V_2^2}{2g} = Z_1 + Y_1 + \frac{a_1 V_1^2}{2g} + h_c \quad [1]$$

Dónde: Z_2 = Energía de presión

Y_2 = Energía cinética por unidad de volumen

$\frac{a_2 V_2^2}{2g}$ = Energía potencial por unidad de volumen.

El modelo HEC-RAS tiene la capacidad de simular hidráulicamente el caudal de diseño considerando un régimen subcrítico, supercrítico o mixto. La ecuación de fuerza específica es usada en el modelo para determinar cuál régimen de flujo es mayoritario o el de control, así como la locación de cualquier salto hidráulico. La ecuación para la fuerza específica es derivada de la ecuación de momentum a un muy corto tramo del cauce, la fuerza externa de fricción y la fuerza debida al peso del agua son muy pequeñas y pueden ser ignoradas (HEC-RAS Reference Manual, 2010). La ecuación de momentum se reduce a la siguiente ecuación [2]:

$$\frac{Q_1^2 \beta_1}{gA_1} + A_1 \bar{Y}_1 = \frac{Q_2^2 \beta_2}{gA_2} + A_2 \bar{Y}_2 \quad [2]$$

Dónde: Q = Gasto en cada sección

β = Coeficiente de momentum (similar a alpha)

A = Área total del flujo

\bar{Y} = Profundidad desde la superficie del agua hasta el centroide del área.

g = Aceleración gravitacional.

Cuando la fuerza específica es aplicada a cauces naturales, la ecuación se reduce a [3]:

$$SF = \frac{Q^2 \beta}{gA_m} + A_1 \bar{Y} \quad [3]$$

Dónde: A_m = Área del flujo en la cual hay movimiento.

A_t = Área total del flujo, incluyendo áreas de flujo inefectivas

La ecuación consiste en dos términos. El primer término es el momentum del flujo pasando a través de la sección transversal del cauce por unidad de tiempo. Esta parte de la ecuación es considerada la componente dinámica. El segundo término representa el momentum de la componente estática, la cual es la fuerza ejercida por la presión hidrostática del agua. La suma de los dos términos es llamada fuerza específica (Chow, 1959).

Los cálculos de régimen mixto para el análisis de flujo permanente que realiza el modelo aplica la siguiente metodología.

1. Es calculado un perfil de la superficie del agua con régimen subcrítico a partir de las condiciones de borde aguas abajo conocidas. Durante los cálculos en régimen subcrítico, todos los lugares donde los valores predeterminados del modelo a profundidad crítica son marcados para su posterior análisis.
2. Posteriormente, el modelo comienza un cálculo del perfil con régimen supercrítico a partir de aguas arriba conocidas las condiciones de borde. Si la condición de borde es supercrítica, el modelo revisa si existe una fuerza específica mayor que la superficie de agua subcrítica previamente calculado. Si la condición de borde tiene una fuerza específica mayor, entonces es asumido que esta sección tiene el control, y el modelo empezará calculando un perfil supercrítico a partir de esta sección. Si la solución subcrítica tiene una mayor fuerza específica, entonces el modelo comenzará a buscar aguas abajo para encontrar una locación donde los valores predeterminados del modelo a profundidad crítica en régimen subcrítico. Cuando la profundidad crítica es localizada, el modelo la usa como condición de borde para comenzar el cálculo del perfil supercrítico.
3. El programa calcula un perfil supercrítico en la dirección aguas abajo hasta que alcanza una sección transversal que sea válida para régimen subcrítico y supercrítico. Cuando ocurre, el modelo calcula la energía específica para ambas elevaciones de agua calculadas. Cualquier solución que tiene la fuerza específica más grande es considerada la solución correcta. Si la solución supercrítica tiene una mayor fuerza específica, el modelo continúa haciendo cálculos supercríticos en la dirección aguas abajo y comparando la energía específica para ambas

soluciones. Cuando el modelo alcanza una sección transversal donde la solución subcrítica tiene una fuerza específica mayor que la solución supercrítica, el modelo asume que un salto hidráulico ocurre entre esa sección y la sección previa.

4. El modelo continúa a la siguiente locación aguas abajo que tiene una solución de profundidad crítica y continúa el proceso.

III. RESULTADOS Y DISCUSIONES.

3.1 Composición isotópica del agua.

El análisis de las composiciones isotópicas de diferentes tipos de agua provenientes de diferentes fuentes representa una herramienta de suma utilidad para identificar las interacciones entre el agua superficial y el agua subterránea, una herramienta que se ha utilizado en condiciones geológicas similares a las aquí expuesta con buenos resultados (Gaye and Edmunds, 1996; González-Trinidad et al., 2017; Keesari et al., 2017; Liu et al., 2014; Lu et al., 2008). Los procesos naturales más importantes que hacen variar la composición isotópica estable de las aguas naturales son la evaporación y la condensación. Las moléculas ligeras de agua, $H_2^{16}O$, son más volátiles que las más pesadas, por lo que, al enfriarse la humedad atmosférica, las moléculas pesadas se condensan más fácilmente y el vapor residual contiene cada vez menos isótopos pesados. Si una muestra de agua tiene un $\delta^{18}O$ con valores positivos, significa que es agua más pesada, es decir que es agua que está enriquecida en ^{18}O respecto al estándar, por el contrario, si tiene valores de $\delta^{18}O$ negativos es agua más ligera o que está empobrecida respecto al estándar. En el estándar SMOW de Viena $\delta D = 0\text{‰}$ y $\delta^{18}O = 0\text{‰}$.

El resumen de las muestras de aguas recolectadas para la obtención de su firma isotópica se muestra en la Tabla 3 y Tabla 4. Toda la información obtenida se presenta en diferentes tablas en el Anexo 1. La Figura 14 presenta el grafico con todas las muestras de agua recolectadas clasificadas de acuerdo a la fuente de la muestra.

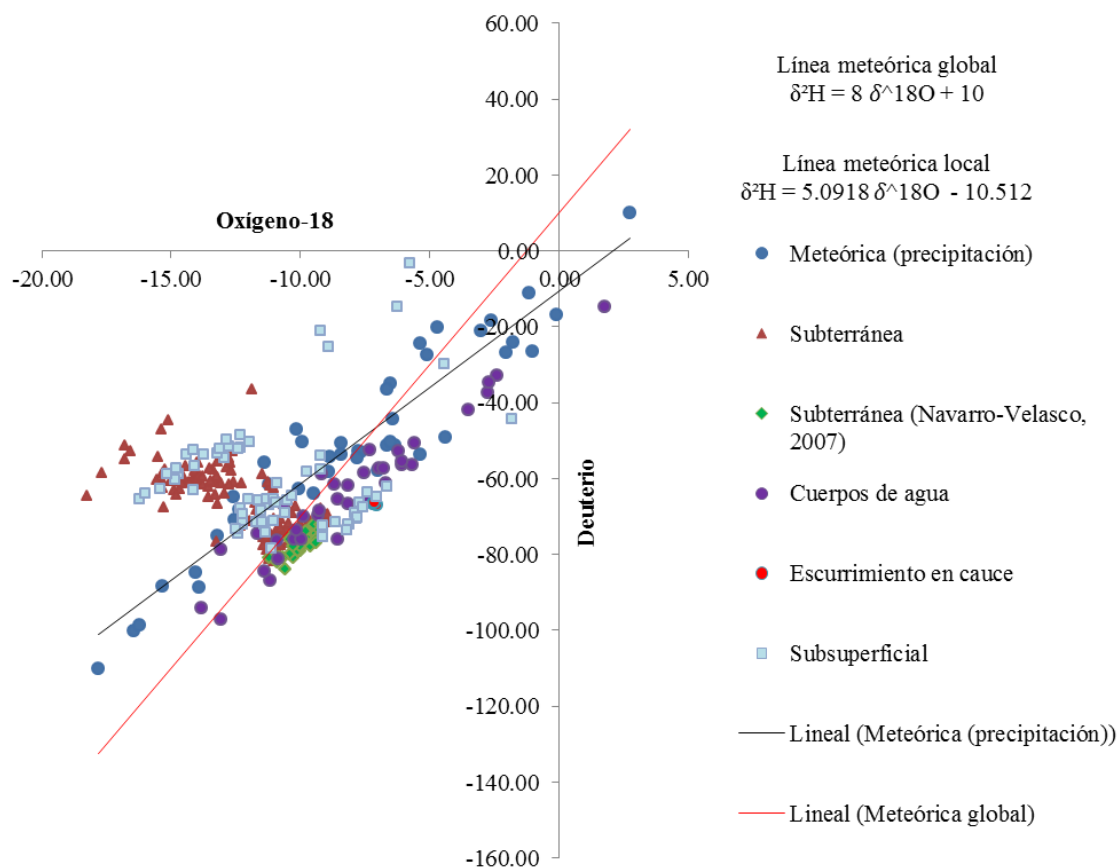


Figura 14. Gráfica de correlación en la firma isotópica para todas las muestras de agua obtenidas de las diferentes fuentes junto con la LMWL obtenida para la zona de estudio y la GMWL.

Tabla 3. Resumen de la firma isotópica del agua recolectada para oxígeno-18.

Agua muestreada	Años	No. de Muestras.	Promedio	Máx.	Mín.	Desv.
Precipitación	2016-2018	43	-8.1	2.74	-17.8	4.78
Cuerpos de agua	2018	37	-8.06	1.78	-13.82	3.32
Escurrimiento	2018	3	-7.14	-7.07	-7.19	0.06
Subsuperficial	2017	69	-10.89	-1.8	-16.2	2.85
Subterránea	2014-2015	115	-12.35	-8.84	-18.26	2.13
Subterránea(Navarro-Velasco, 2007)	2007	35	-10.05	-9.2	-11.2	0.52

Tabla 4. Resumen de la firma isotópica del agua recolectada parra deuterio.

Agua muestreada	Años	No. de				
		Muestras.	Promedio	Máy.	Mín.	Desv.
Precipitación	2016-2018	43	-51.34	10.11	-110.2	25.81
Cuerpos de agua	2018	37	-63.55	-14.64	-97.32	17.17
Escurrimiento	2018	3	-66.59	-66.26	-66.91	0.33
Subsuperficial	2017	69	-60.65	-3.15	-78.34	14.36
Subterránea	2014-2015	115	-66.05	-36.45	-81.92	8.62
Subterránea(Navarro-Velasco, 2007)	2007	35	-77.57	-72	-84	3

Todas las regresiones hechas para las firmas isotópicas muestreadas bajo los modelos OLR y UWLR se presentan en la Tabla 5 y Tabla 6 respectivamente. El agrupamiento realizado para el agua subsuperficial y agua subterránea, los valores discordantes observados y los coeficientes de correlación se presentan también en dichas tablas. Se obtuvo un mejor ajuste con el modelo de regresión UWLR con menos valores discordantes valores de incertidumbre menores a los obtenidos con el modelo OLR, que es consistente con lo reportado previamente por Rosales-Rivera et al., (2018). A través del modelo UWLR se presenta la línea meteórica local para el altiplano zacatecano (LMWL) $\delta^2\text{H} = 5.0918(\pm 0.2647) \delta^{18}\text{O} - 10.5123(\pm 2.4577)$, with $R^2 = 0.9003$ $\delta^2\text{H} = 5.0918(\pm 0.2647) \delta^{18}\text{O} - 10.5123(\pm 2.4577)$, con $R^2 = 0.9003$. Los valores dentro de los paréntesis representan los valores de incertidumbre para un estricto valor de confianza de 99% (ver Figura 15).

Tabla 5. Regresiones OLR con sus coeficientes de correlación y los valores discordantes (V.D.) encontrados para todas las fuentes de agua muestreadas.

Agua muestreada	Grupos	V.D. (OLR)	OLR	R	R ²
Precipitación	1	0	$\delta^2\text{H} = 5.0918(\pm 0.7149) \delta^{18}\text{O} - 10.5123(\pm 6.6357)$	0.9488	0.9003
Cuerpos de agua	1	9	$\delta^2\text{H} = 5.0911(\pm 0.3999) \delta^{18}\text{O} - 22.9363(\pm 3.2283)$	0.9898	0.9797
Subsuperficial	1	0	$\delta^2\text{H} = 5.6985(\pm 0.8418) \delta^{18}\text{O} + 23.8678(\pm 11.0597)$	0.9696	0.9401
	2	1	$\delta^2\text{H} = 5.2056(\pm 1.1003) \delta^{18}\text{O} - 8.7896(\pm 12.2007)$	0.9351	0.87431
	3	0	$\delta^2\text{H} = 4.1607(\pm 0.8470) \delta^{18}\text{O} - 36.3241(\pm 6.6212)$	0.9688	0.9386
Subterránea	1	0	$\delta^2\text{H} = 4.1795(\pm 1.9141) \delta^{18}\text{O} + 15.8187(\pm 30.9319)$	0.9571	0.9161
	2	4	$\delta^2\text{H} = 0.4915(\pm 1.1993) \delta^{18}\text{O} - 53.0963(\pm 16.7044)$	0.17036	0.02902
	3	0	$\delta^2\text{H} = 7.9114(\pm 4.5891) \delta^{18}\text{O} + 25.9673(\pm 51.0982)$	0.8816	0.7772
	4	0	$\delta^2\text{H} = 2.3849(\pm 1.6652) \delta^{18}\text{O} - 49.3238(\pm 17.3052)$	0.4892	0.2393
Subterránea (Navarro-Velasco, 2007)	1	8	$\delta^2\text{H} = 5.0829(\pm 1.0577) - 26.7229(\pm 10.6285) \delta^{18}\text{O}$	0.9369	0.8777

Tabla 6. Regresiones UWLR con sus coeficientes de correlación y los valores discordantes encontrados para todas las fuentes de agua muestreadas.

Agua muestreada	Grupos	V.D. (OLR)	UWLR	R	R ²
Precipitación	1	0	$\delta^2\text{H} = 5.0918(\pm 0.2647) \delta^{18}\text{O} - 10.5123(\pm 2.4577)$	0.9488	0.9003
Cuerpos de agua	1	5	$\delta^2\text{H} = 5.0795(\pm 0.1900) \delta^{18}\text{O} - 22.9634(\pm 1.5722)$	0.9797	0.9597
Subsuperficial	1	0	$\delta^2\text{H} = 5.6985(\pm 0.2999) \delta^{18}\text{O} + 23.8678(\pm 3.9395)$	0.9696	0.9401
	2	1	$\delta^2\text{H} = 5.2056(\pm 0.3947) \delta^{18}\text{O} - 8.7896(\pm 4.3770)$	0.9351	0.87431
	3	0	$\delta^2\text{H} = 4.1607(\pm 0.2845) \delta^{18}\text{O} - 36.3241(\pm 2.2242)$	0.9688	0.9386
Subterránea	1	0	$\delta^2\text{H} = 4.1795(\pm 0.6163) \delta^{18}\text{O} + 15.8187(\pm 8.3430)$	0.9571	0.9161
	2	4	$\delta^2\text{H} = 0.4915(\pm 0.4440) \delta^{18}\text{O} - 53.0963(\pm 6.1841)$	0.17036	0.02902
	3	0	$\delta^2\text{H} = 7.9114(\pm 1.4122) \delta^{18}\text{O} + 25.9673(\pm 16.6466)$	0.8816	0.7772
	4	0	$\delta^2\text{H} = 2.3849(\pm 0.6203) \delta^{18}\text{O} - 49.3238(\pm 6.4462)$	0.4892	0.2393
Subterránea (Navarro-Velasco, 2007)	1	4	$\delta^2\text{H} = 4.4808(\pm 0.4320) - 32.7572(\pm 4.33981) \delta^{18}\text{O}$	0.8875	0.7877

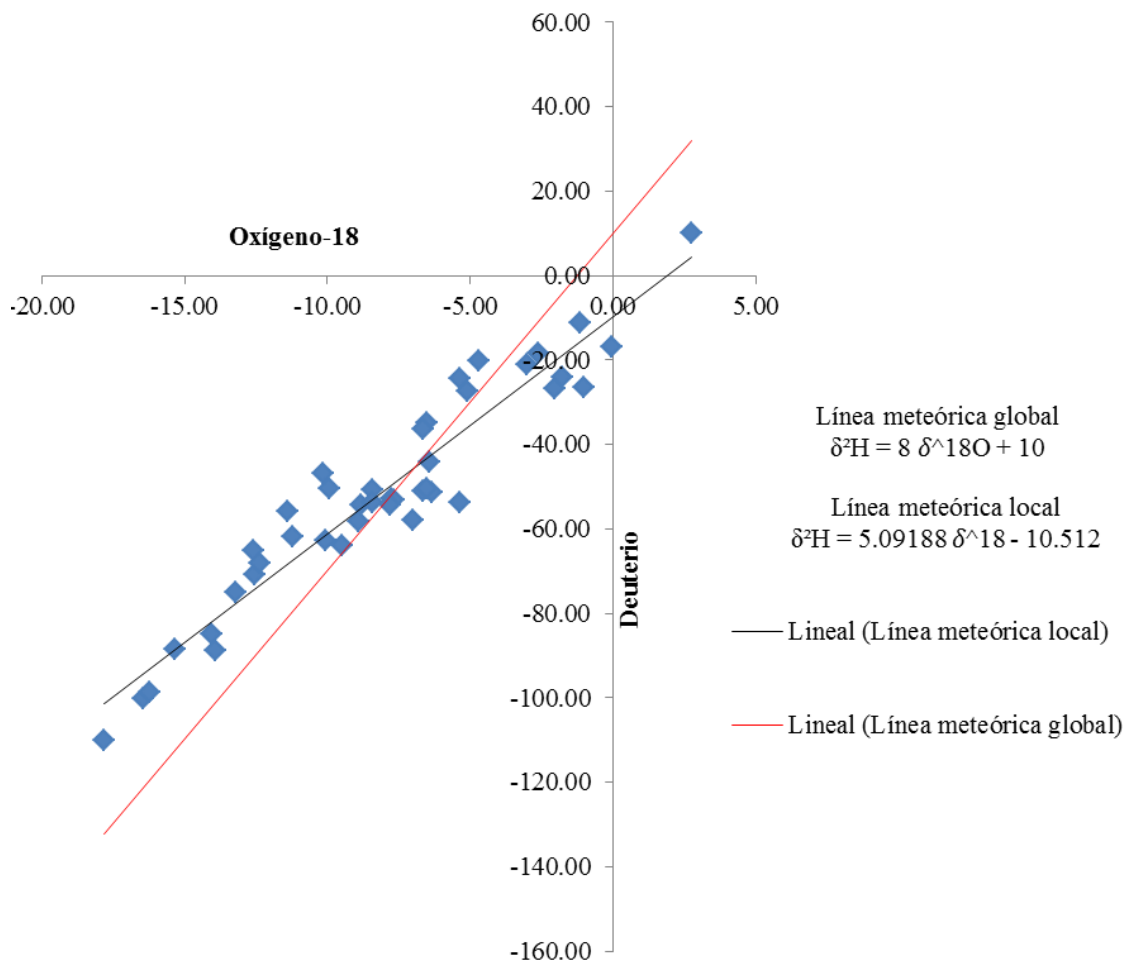


Figura 15. Correlación de la firma isotópica para las muestras de precipitación, grafica de la línea meteórica local (LMWL) junto con la línea meteórica global (GMWL)

La pendiente de la línea meteórica local como se reportó por González-Trinidad et al., (2017) y en Pacheco-Guerrero et al., (2019) tiene una pendiente menor a la de la línea meteórica global; esta diferencia puede ser atribuida a diversos factores. Dado que los sitios de muestreo se ubicaron en zonas predominantemente bajo condiciones áridas o semiáridas, la evaporación debajo del nivel de condensación (a este proceso se le conoce como subcloud evaporation) fue un factor importante que afectó la composición isotópica de la precipitación particularmente dadas las condiciones de precipitación en una masa de aire caliente. Sin embargo es posible que este efecto provocado por la evaporación descrita sea menor a mayores elevaciones que lo que se presenta en elevaciones menores (Ingraham et al., 1998) donde las pendientes para este tipo de regresiones varían entre 5.5 y 6.5, que se presenta comúnmente en zonas áridas o semiáridas. Valores de pendientes bajos se han reportado previamente para zonas o

regiones con similitudes a la expuesta en la investigación por diversos autores (Boronina et al., 2005; Cartwright et al., 2012; Liebminger et al., 2006). Todos los sitios de muestreo se posicionaron sobre los 2000 m.s.n.m. (ver Tabla 1) el efecto de la altitud – un empobrecimiento progresivo de isótopos – puede estar afectando la composición isotópica del agua meteórica, sin embargo este efecto no es exclusivo para provocar una pendiente baja.

Los cuerpos de agua y los cauces muestreados son efímeros, debido a ello, los cuerpos de agua en zonas áridas sufren de altas tasas de evaporación debido a los grandes tiempos de residencia y al área de contacto de su superficie con las altas temperaturas características de estas zonas, especialmente en épocas secas. La firma isotópica de este tipo de agua se ha graficado en la Figura 16. Este tipo de agua se enriquece progresivamente de isótopos pesados con altas tasas de evaporación continua (se estima que la evaporación potencial de la zona es de $\sim 2227 \text{ mm año}^{-1}$) lo que la hace isotópicamente distinta en comparación con el agua meteórica circundante. La correlación de la firma isotópica para los cuerpos de agua recae sobre una línea que identifica a varias líneas de evaporación (dado que no intersecta la línea meteórica local no se puede considerar como una línea de evaporación única), con pendiente de 5.0795 (similar a la meteórica) e intercepto de -22.9634, la combinación entre agua de lluvia, altas tasas de evaporación e incorporación de escurrimientos conlleva a una mezcla de aguas que puede sugerir esta composición isotópica. Respecto al enriquecimiento antes mencionado, se aprecia en la Figura 16 incluso muestras muy enriquecidas, con valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ reflejando altos periodos de residencia de estas muestras. Este enriquecimiento en este tipo de muestras, con valores positivos de oxígeno-18 han sido previamente reportados para zonas áridas con similitudes a la estudiada (Herczeg et al., 1992; Karroum et al., 2017; Luo et al., 2017). Las muestras de los escurrimientos en el cauce Chilitas no caen cerca de la línea meteórica local, de hecho, estos valores caen bajo la línea representativa de los cuerpos de agua, pero no cerca de las muestras enriquecidas. Este empobrecimiento en la composición isotópica de las muestras se puede deber a las elevaciones altas de la cuenca Chilitas con respecto a los sitios de muestreo de los cuerpos de agua (Goebel et al., 2015; Ingraham et al., 1998).

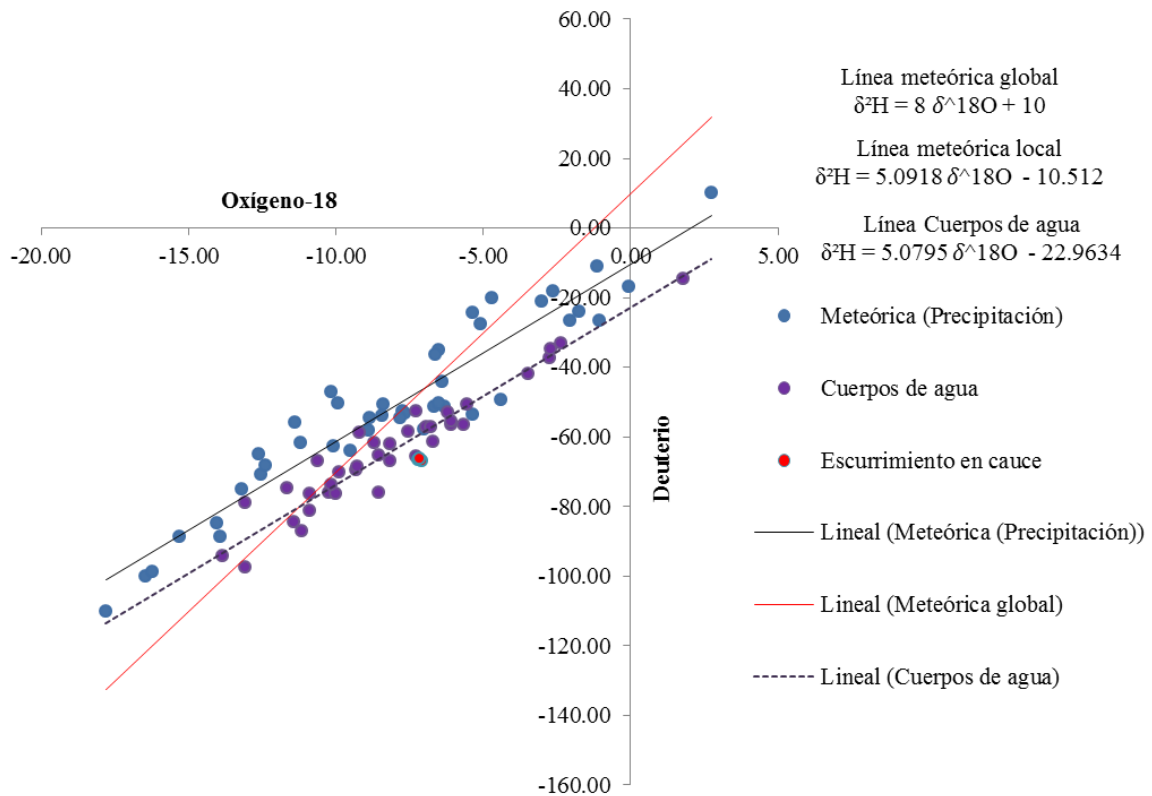


Figura 16. Correlación de la firma isotópica para las muestras de cuerpos de agua, gráfica de la línea meteórica local (LMWL) junto con la línea meteórica global (GMWL)

Las correlación en la composición isotópica del agua subsuperficial muestreada, junto con la línea meteórica local, se ha graficado en la Figura 17. Las muestras de agua subsuperficial se han agrupado y graficado siguiendo la misma metodología presentada por González-Trinidad et al., (2017), que consiste en agrupar las muestras dependiendo del grado de empobrecimiento isotópico de las muestras y de la distancia perpendicular de estas a la línea meteórica loca. Sin embargo, se realizó también un análisis de clusters por el método HCA (hierarchial clustering analysis), no obstante, no se obtuvieron resultados concisos y no se presenta. Parte de la metodología propuesta es presentar en la gráfica las líneas de correlación de los tres agrupamientos encontrados.

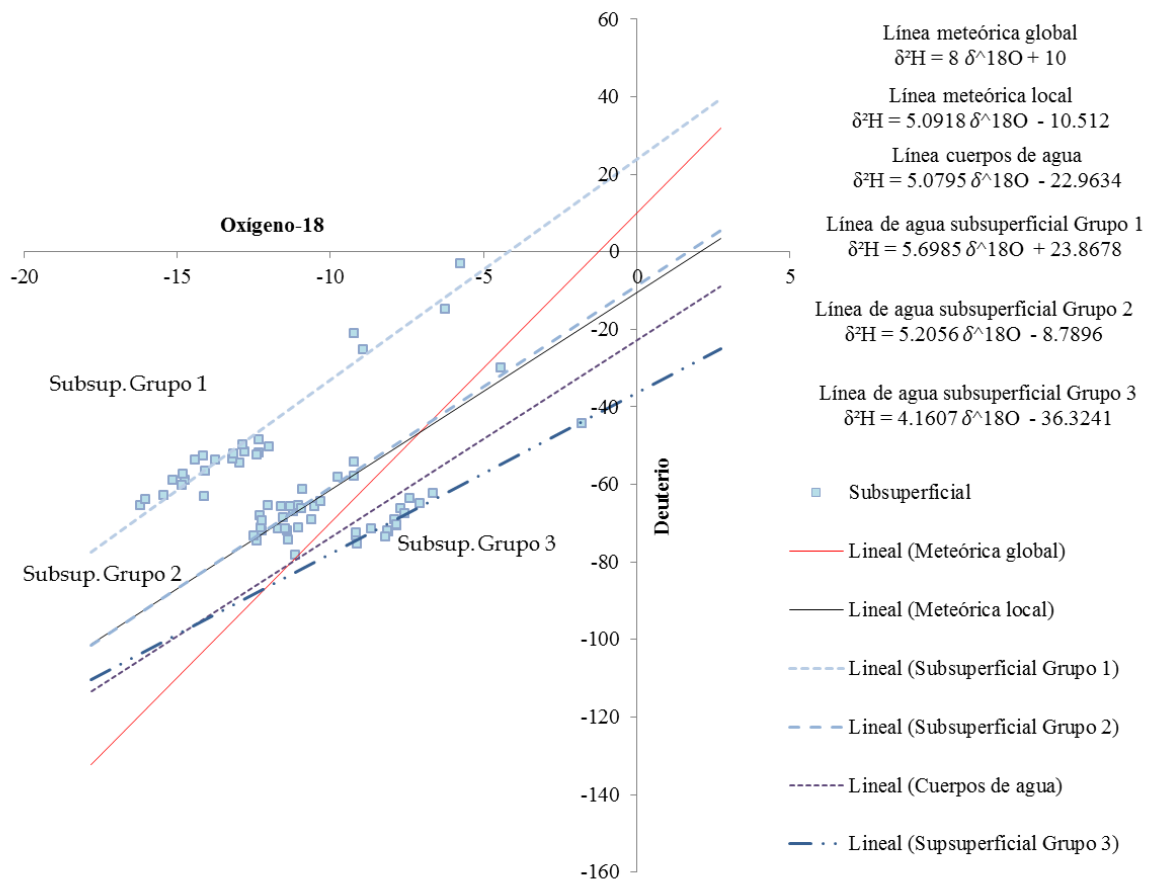


Figura 17. Correlación de la firma isotópica para las muestras agua subsuperficial así como el agrupamiento observado en dichas muestras, gráfica de la línea meteórica local (LMWL) junto con la línea meteórica global (GMWL) y la de los cuerpos de agua.

Los tres grupos encontrados en la composición isotópica del agua subsuperficial se analizaron bajo la hipótesis de que estas muestras representan al agua contenida en el horizonte geológico subyacente a la superficie, es decir, el suelo; lo que puede proporcionar información relevante acerca de la recarga del acuífero (Tan et al., 2014). La Figura 18 muestra la distribución espacial de los isótopos estables en las muestras de agua subsuperficial sobre los tipos de suelos encontrados en la zona de muestreo de acuerdo a la clasificación de suelos de la FAO (Food and Agriculture Organization). El grupo 2 cae prácticamente sobre la línea meteórica local, reflejando el hecho de que estos pozos someros se encuentran recargados por agua directamente de la precipitación. La Figura 18 muestra a este grupo en el área más baja de la zona de estudio, indicando un tiempo de respuesta rápido a la precipitación lo que permite la rápida infiltración. Este tipo de infiltración puede deberse principalmente a la microtopografía de la zona, lo que permite el rápido movimiento de la precipitación

hacia abajo a las capas más profundas del suelo, reduciendo las altas tasas de evaporación (Tan et al., 2014). El grupo 2 se sitúa sobre fluvísoles, que permiten el flujo del agua dependiendo de la porosidad de estos, así como de su contenido de arenas y arcillas (Souza et al., 2017). El grupo 3 cae debajo de las líneas de agua meteórica y de los cuerpos de agua, con una pendiente de 4.10607 y un intercepto de -36.3241. La composición isotópica del agua del suelo está en función del agua de lluvia y de las pérdidas de volumen de esta una vez infiltrada por evaporación, esta evaporación es predominante en el grupo 3 y su firma isotópica resultante depende de las contribuciones positivas de la lluvia y negativas de la evaporación, lo que puede explicar el enriquecimiento de oxígeno-18 que se muestra en la Figura 17, Al infiltrarse las precipitaciones para ir a engrosar las aguas subterráneas, la mezcla que se produce en la zona no saturada compensa las variaciones estacionales isotópicas, de forma que el agua de la zona saturada tiene una composición que corresponde a la composición isotópica media del agua infiltrada en la región. Los elementos del grupo 1 se encuentran muy dispersos entre las elevaciones mayores y menores de la zona del muestreo, mientras que para los grupos 2 y 3 solamente se encuentran a elevaciones más bajas, sin embargo se deduce que no hay diferencia en la composición isotópica para estas muestras subsuperficiales como consecuencia de la localización de los pozos someros del muestreo. El desplazamiento de este grupo con respecto a la línea meteórica puede deberse también a la hidrólisis de los silicatos lo que provoca intercambio con el tanto en su composición isotópica, así mismo al ser agua subsuperficial, el CO_2 puede provocar un intercambio isotópico con el agua que empobrece ésta en ^{18}O mientras que el 2H no cambia.

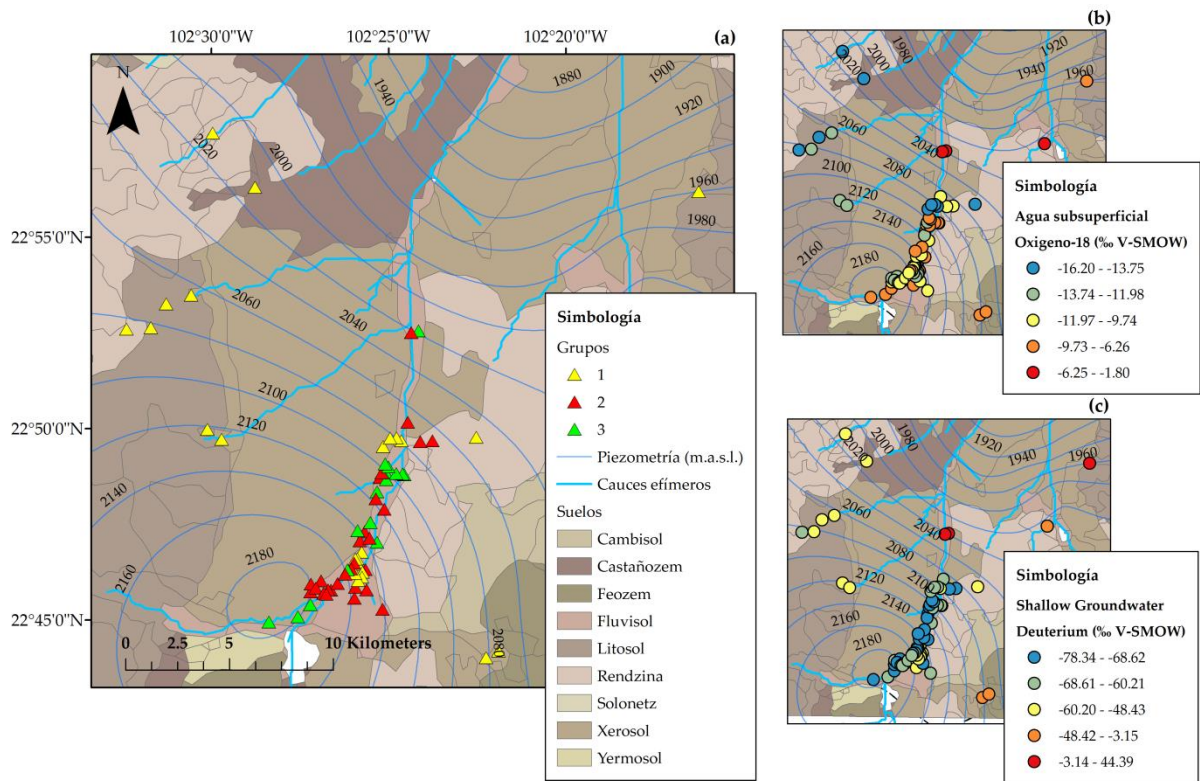


Figura 18. Distribución espacial de los isótopos estables en las muestras de agua subsuperficial sobre los tipos de suelos encontrados en la zona de muestreo de acuerdo a la clasificación de suelos de la FAO (Food and Agriculture Organization).

La gráfica de la Figura 19 muestra la regresión obtenida para las muestras recolectadas por Navarro-Velasco, (2007) con respecto al agua meteórica moderna. Todas las muestras caen debajo de la línea meteórica. Se espera que las muestras de agua subterránea en zonas áridas, muestren un empobrecimiento isotópico en comparación al agua meteórica la diferencia en el intercepto de ambas líneas es del orden de los 20‰ δD . Esta diferencia sugiere que el agua subterránea sufrió procesos de reciclaje isotópico antes de su tránsito por el medio geológico e intercambio con minerales del terreno hasta convertirse en recarga; un intercambio de oxígeno entre el agua subterránea y los minerales enriquecen progresivamente el agua en ^{18}O mientras que el 2H no cambia. Mismas composiciones isotópicas con altas tasas de evaporación se observaron en las muestras de agua superficial (cuerpos de agua y escurrimientos) (Abadi Berhe et al., 2017; Ako et al., 2012; Bouragba et al., 2011; González-Trinidad et al., 2017). Los acuíferos en este tipo de regiones áridas y semiáridas se recargan principalmente durante climas húmedos o se recargan de sistemas climáticos que viajan en diferentes trayectorias atmosféricas, lo que resulta en composiciones isotópicas con

mayor empobrecimiento de deuterio que las composiciones actuales, lo cual ocurre en la zona de estudio (Ingraham et al., 1998).

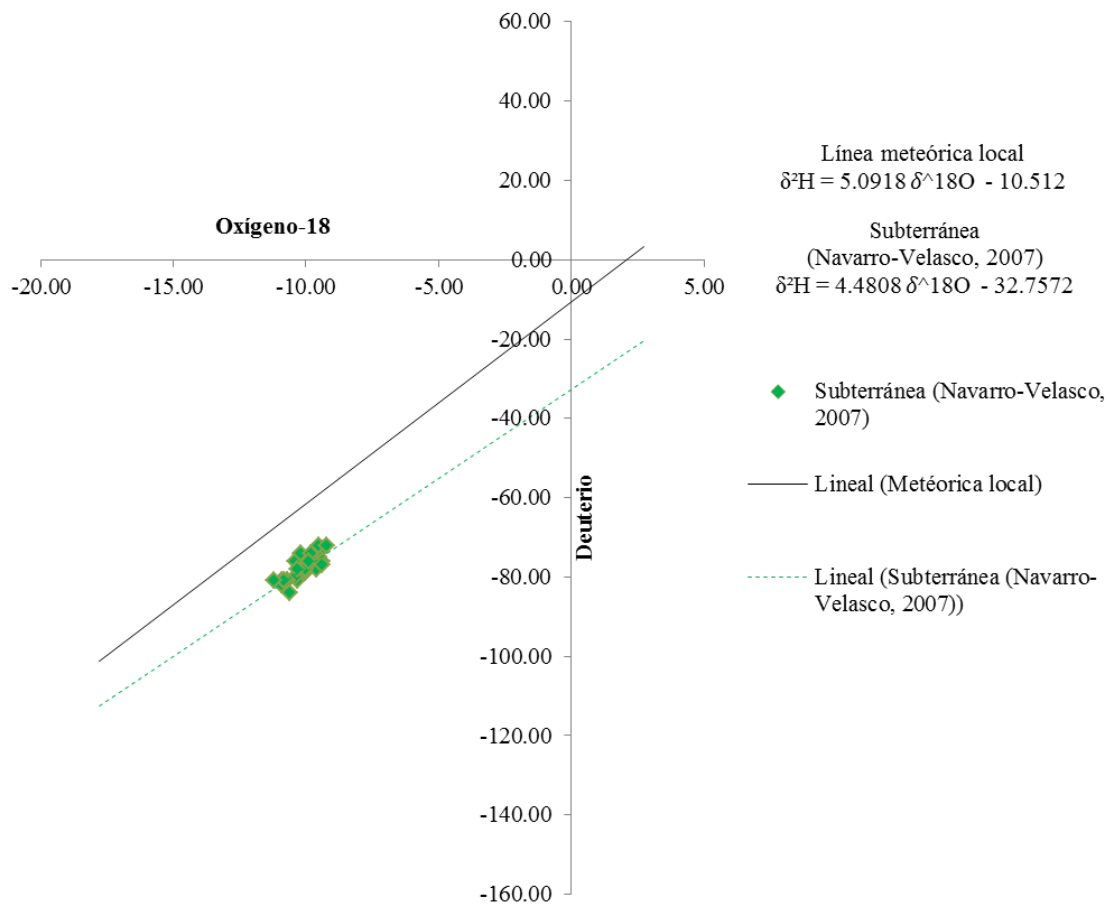


Figura 19. Correlación de la firma isotópica para las muestras agua subterránea tomadas del trabajo previamente publicado por Navarro-Velasco, (2007)

La distribución espacial del muestreo realizado en 2007 es prácticamente la misma área que el realizado en la presente investigación, excepto por las muestras que se tomaron en los acuíferos de Chupaderos y Benito Juárez (ver Figura 5). La composición isotópica del muestreo realizado en la presente investigación revela cuatro diferentes clusters, los grupos 3 y 4, y particularmente más el 3 fueron similares a la firma isotópica de las muestras tomadas en 2007, mientras que los grupos 1 y 2 tienen firmas isotópicas similares al grupo 1 del agua subsuperficial (Figura 20).

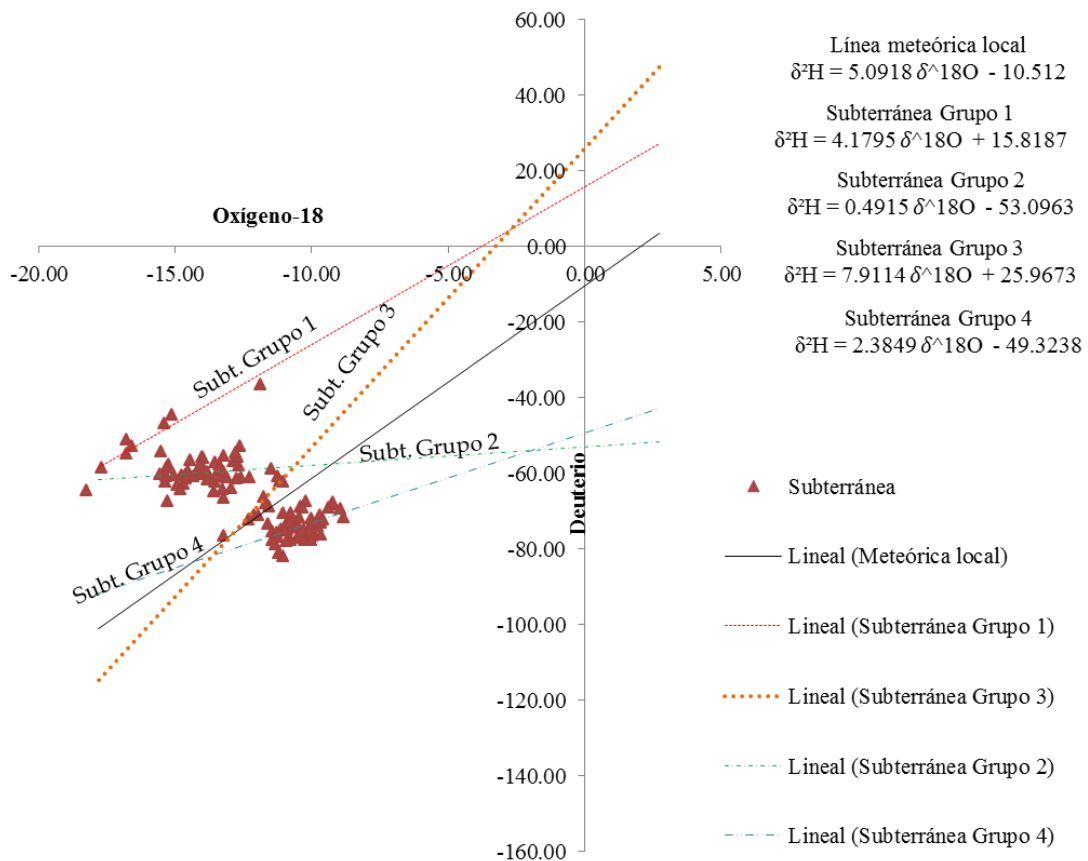


Figura 20. Correlación de la firma isotópica para las muestras agua subterránea tomadas en el presente trabajo de investigación.

Los grupos 1 y 2 del agua subterránea tuvieron un menor empobrecimiento de deuterio, sugiriendo que estas muestras provienen de una recarga por una precipitación diferente a la muestreada, probablemente de eventos de precipitación tipo ciclónicos con tiempos de viaje relativamente rápidos del océano, los cuales representan una de los tipos de lluvia presentes en la zona de estudio, sin embargo su firma isotópica también puede reflejar, al igual que en el agua subsuperficial pero con mayor potencia, un efecto causado por la hidrólisis de silicatos y por intercambio con el CO_2 , lo que es posible por contacto del agua subterránea con el medio fracturado y por la alta concentración de pozos ubicados en la zona de estudio. La composición isotópica del grupo 3 cae sobre o cerca de la meteórica, indicando un origen meteórico e implicando que la precipitación moderna es la componente dominante de ese grupo de muestras. Además, la ausencia de evaporación durante los procesos de infiltración sugiere que la recarga fue rápida en la

zona superficial gracias al movimiento rápido del agua en la matriz geológica superficial por lo que el efecto de la evaporación sobre la composición isotópica no fue importante (Bouragba et al., 2011; Clark and Fritz, 1997; Dogramaci et al., 2015, 2012). Esta infiltración preferente a través de la zona no saturada alcanzando el nivel freático con esa característica firma isotópica ha sido previamente reportada (Tan et al., 2014). El grupo 4 al igual que el agua muestreada en 2007 muestra que sufrió procesos de evaporación o reciclaje antes de su recarga. La pendiente de la línea de la regresión del grupo 4 fue mejor que la del agua superficial, por lo que los almacenamientos superficiales se pueden considerar como una fuente de recarga. El intersección de la línea meteórica y de las líneas de los grupos 3 y 4 identifican la composición isotópica de la fuente de agua antes de la recarga. Es posible verificar la recarga de acuíferos subterráneos por infiltración lateral a partir de los eventos de escurrimiento, o por infiltración vertical de aguas estancadas, pues la composición isotópica de estas aguas difiere frecuentemente de la de las precipitaciones locales. Los cauces pueden aportar aguas de precipitaciones caídas a gran altitud y, por lo tanto, pobres en isótopos pesados. El agua de los cuerpos de agua puede estar considerablemente enriquecida en isótopos pesados debido a la evaporación, y la relación isotópica que se observe en ellas será distinta de la habitual en las precipitaciones. La Figura 21 muestra la distribución espacial de la composición isotópica del agua subterránea muestreada para la investigación.

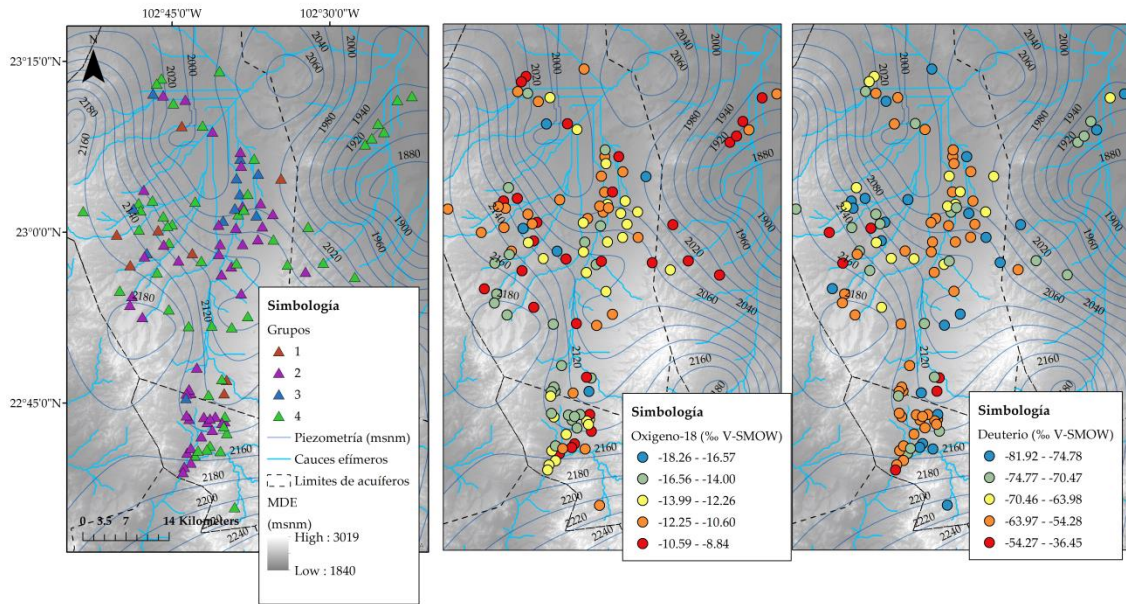


Figura 21. Distribución espacial de la composición isotópica del agua subterránea muestreada para la investigación.

Similar a lo encontrado en parte de las muestras analizadas de agua subsuperficial, las muestras de agua subterránea indican que la recarga no se dio únicamente por eventos de precipitación locales, lo que implica que la recarga se puede dar fuera de la zona muestreada de precipitación o por una serie de mezcla de flujos (Tan et al., 2014). Poco contraste se encontró entre la composición isotópica del aguas subsuperficial y el agua subterránea, lo que indica una circulación rápida y mezcla entre ambos tipos de agua, lo cual puede ser esperado de acuerdo a otras investigaciones (Carucci et al., 2012; Ingraham et al., 1998; Petitta et al., 2011).

Se presentaron diferentes agrupamientos de la composición isotópica del agua subterránea, de hecho, exhibiendo similitudes al comportamiento de la composición para el agua subsuperficial, lo que puede deberse a varios factores, por ejemplo a los procesos hidrodinámicos en la zona vadosa, permitiendo la evolución del agua meteórica en subsuperficial y finalmente alcanzando el nivel freático a través del material de la zona no saturada (interacción agua-roca). Las muestras del agua subsuperficial representan muestras de agua de pozos someros alimentados por acuíferos colgados, esta agua puede estar afectada por las propiedades hidrodinámicas del suelo en las capas superiores de este. La conductividad hidráulica vertical es heterogénea en las capas superficiales, y por lo tanto, las tasas de infiltración son muy

diferentes. El tiempo de residencia del agua dentro de la zona de evaporación en la zona vadosa determina su nivel de exposición a los impactos de la evaporación derivados de las altas temperaturas ambientales y la baja humedad, típico en zonas áridas y, por lo tanto, diferentes niveles de fraccionamiento. La relativa heterogeneidad del agua subterránea entre los muestres de 2007 y los recientes sugieren que no son en gran medida similares en el tiempo ni en el espacio, reflejando condiciones mixtas (aguas subterránea vieja y joven por darle un concepto) (Addai et al., 2016; Ahmed and Clark, 2016; Bestland et al., 2017). El exceso de deuterio también refleja diferentes fuentes de recarga. De acuerdo con Ingraham et al., (1998), el agua subterránea en regiones áridas comúnmente tiene un exceso de deuterio menor comparado con el agua meteórica. Los valores medios del exceso de deuterio para el agua subterránea muestreada en 2007 y el grupo 4 de la muestreada recientemente tienen valores por debajo del promedio de la meteórica (ver Tabla 7) lo que puede deberse a: (1) el proceso de evaporación que ocurre durante los eventos de lluvia a través de una atmósfera de baja humedad, y (2) el agua meteórica muestreada se evaporó inicialmente del océano bajo condiciones más húmedas que las del día de hoy.

Tabla 7. Resumen del exceso de deuterio en las muestras de los diferentes tipos de agua.

Agua muestreada	Año	Grupo	n	Promedio	Máx.	Mín.	Desv.est.
Precipitación	2014–2018	1	43	13.42	35.8	-18.31	15.62
Cuerpos de agua	2018	1	37	0.96	25.83	-28.88	11.18
Escurrimiento en cauces	2018	1	3	-9.49	-9.06	-10.35	0.74
		1	25	53.48	64.09	35.18	7.36
Subsuperficial	2017	2	28	21.49	30.72	5.63	5.73
		3	16	-7	0.64	-30	6.84
		1	8	77.15	82.94	58.42	8.01
Subterránea	2014–2015	2	47	51.42	69.89	36.93	7.55
		3	11	27.01	33.01	23.7	2.63
		4	49	8.91	19.23	-0.85	4.8
Subterránea	2007	1	35	2.82	8.6	-1.8	2.44

3.2 Secciones geoelectricas.

Se identificaron cuatro unidades geoelectricas en los dos perfiles mayores, estas unidades se presentan con su correlación geológica detectada en la Tabla 8. Los resultados de la sección 1 (Oeste-este) se presentan en la Figura 22. Este perfil tiene valores menores a los $<150 \Omega\text{m}$, las regiones con los valores más altos se localizaron a los extremos, mientras que los valores que varían entre los 5 y 25 Ωm se presentan en la parte central de la sección. Estos datos indican la presencia de un deposito aluvial (graben) con bajos valores de resistividad limitado por dos sistemas montañosos de bajo relieve en los extremos (horst) denominadas Sierra de Fresnillo (al oeste) y Sierra de Zacatecas (al este), con diferente composición geológica si las comparamos con el deposito aluvial al centro del valle, en la parte media de la sección geoelectrica. La unidad U1A se definió como material predominantemente arcilloso con calizas. La unidad 1B es el relleno sedimentario de la cuenca (material aluvial entrelazado con tobas) con diferentes tamaños de partículas constituido por gravas, arenas, arcillas y calizas (Q(al)). La unidad 2 es una mezcla entre la unidad 1B y rocas volcánicas alteradas y fracturadas provenientes de un conglomerado volcánico del terciario. La unidad 3 corresponde a la unidad volcánica fracturada del terciario, que está representada por flujos de lava riolítica con una textura porfirica, así como cuarzo, sanidina y plagioclasas en una matriz vítrea, con biotita y arcilla como minerales secundarios.

Tabla 8. Unidades geoelectricas con su correlación geológica.

Unidad	Resistividad (Ωm)	Correlación geologica.
1A	<10	Material predominantemente arcilloso mezclado con piedra caliza
1B	25-Oct	Relleno sedimentario (material aluvial entremezclado con tobas)
2	25 - 50	Relleno sedimentario mezclado con rocas volcánicas fracturadas
3	> 50	Unidad volcánica fracturada del terciario representada por riolitas

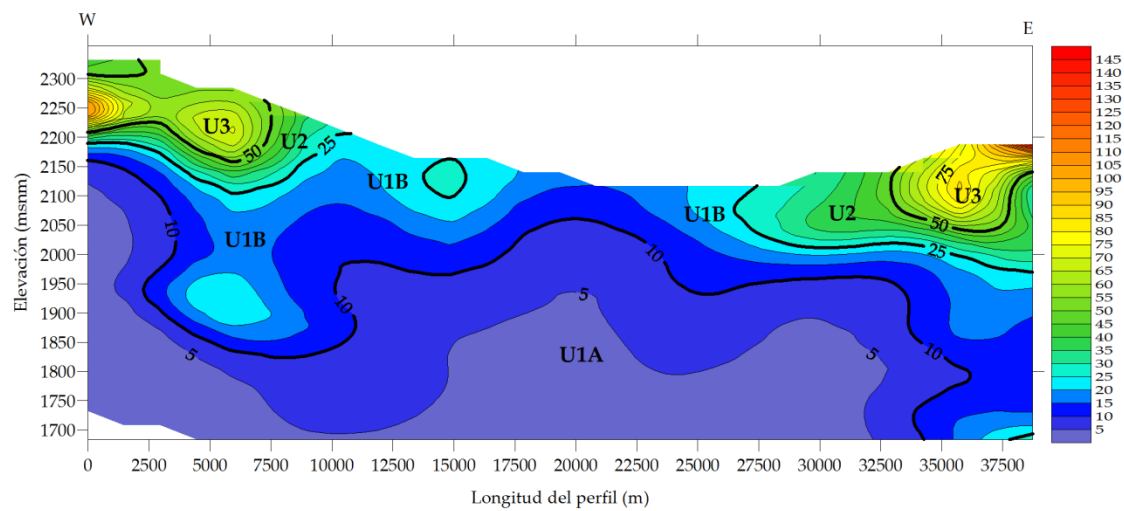


Figura 22. Modelo bidimensional electromagnético a lo largo del perfil mayor 1 (Oeste-Este).

La sección 2 construida a partir del perfil Norte-sur se presenta en la Figura 23. A diferencia de la sección 1, esta sección tiene valores mayores a los $150 \Omega\text{m}$ alcanzando algunas zonas los $6000 \Omega\text{m}$. Esta sección tiene sus valores más altos en los extremos, indicando condiciones de frontera para el área de estudio mayor en términos de la geología. Similar a la sección 1, los valores de resistividad más bajos se observaron en la parte central de la zona de estudio indicando el mismo material de relleno sedimentario. La unidad 1A y 1B corresponden al mismo material presentado en la Tabla 8. Sin embargo, las unidades U2 y U3 tienen diferentes orígenes que en la sección anterior. La unidad U3 en el lado izquierdo del perfil corresponde a la riolita-toba ácida (Tom(R-Ta)), que tiene varios afloramientos superficiales en la zona donde se detectó. Valores más bajos de resistividad pueden corresponder al conglomerado (Ts(cg)) que está en la sección superior en comparación con riolita. La unidad U3 en el lado derecho de la sección se analizó bajo el mismo enfoque, aunque esta zona carece de afloramientos superficiales, hay un importante área cubierta por rocas ígneas extrusivas (Tom(R-Ta)) al sur del acuífero Benito Juárez, que bien puede representar esta unidad si se realiza una proyección del perfil (ver Figura 3).

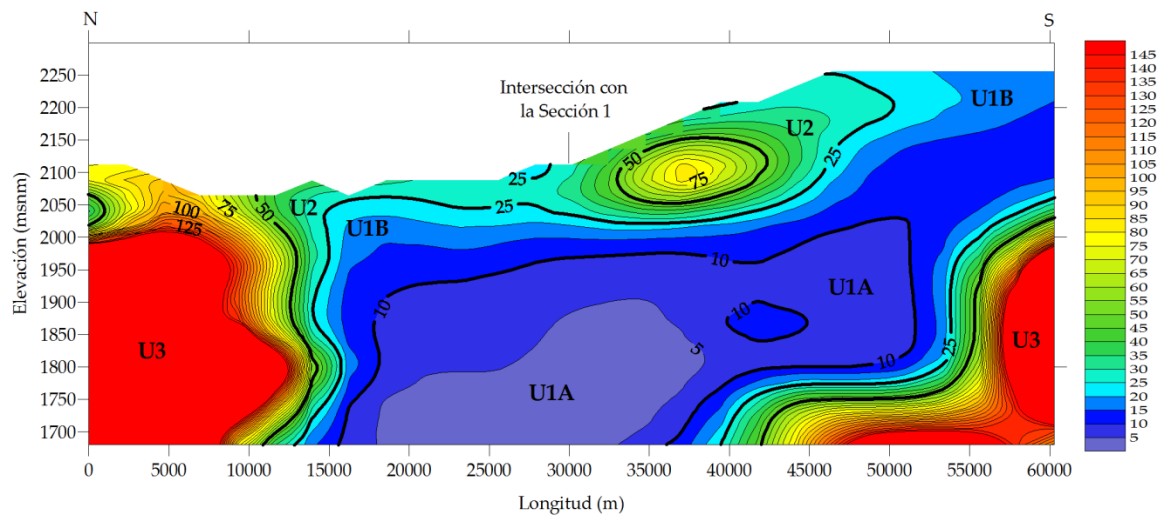


Figura 23. Modelo bidimensional electromagnético a lo largo del perfil mayor 2 (Norte-Sur).

Bajo el mismo enfoque dado en los perfiles mayores se realizó una correlación geológica para los perfiles menores que alcanzaron una profundidad de 100 m. En la Figura 24 se muestra la correlación geológica que potencialmente se puede realizar con las cartas geológicas disponibles, sin embargo, al ser sondeos con un objetivo de clasificar la zona subsuperficial (hasta 100 m) es necesaria la implementación de otro tipo de información. Para este apartado, se utilizó un registro de pozos con registros litológicos durante su perforación a fin de tener una mejor correlación de la zona de estudio en la cuenca Chilitas. Se utilizó el pozo con clave 1.U.R.B. para dichos fines, en la se indican las condiciones similares para realizar la correlación.

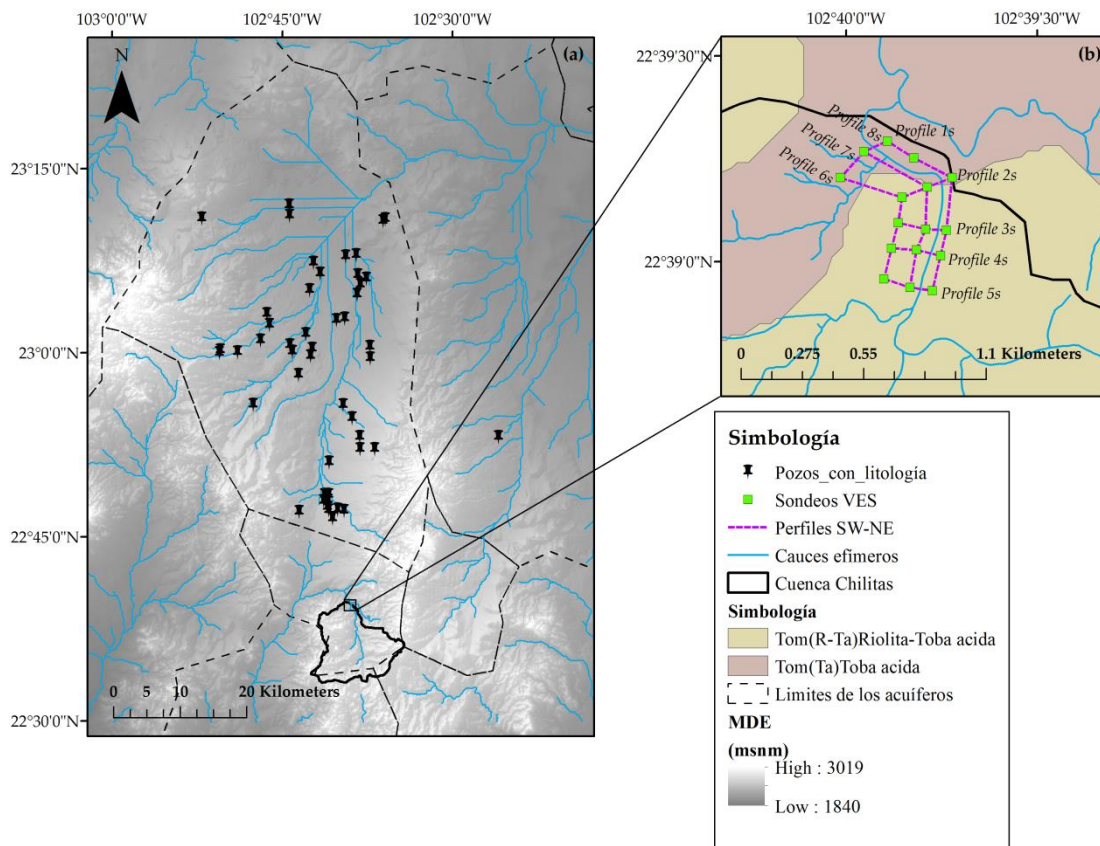


Figura 24. Correlación geológica potencial para los perfiles menores y registro de pozos con litología sobre la zona de estudio mayor.



Figura 25. Imagen satelital en perspectiva indicando las condiciones similares orográficas y geológicas superficiales entre los sondeos VES para los perfiles menores y el pozo con registro litológico e identificador 1.U.R.B.

Para los perfiles menores 1, 2, 3, 4 y 5 los valores de resistividad varían de los 5 a los 150 Ωm en la mayoría de las secciones, con excepción en la sección 1, donde se alcanzan valores de hasta 360 Ωm . Estos rangos son los esperados para los estratos más someros de la zona vadosa para el área estudiada. Todos los perfiles coinciden en una capa superior con un espesor de entre 20 y 30 metros con resistividades que varían de los 25 a los 70 Ωm lo que pudiera ser resultado de gravas y gravillas cementadas con arcilla, reflejando un conglomerado fluvio-lacustrino del cuaternario, lo cual es corroborado en la columna estratigráfica del pozo 1.U.B.R; sin embargo en los siguientes metros se observa la presencia de resistividades iguales a las observadas en las unidades U1A y U1B de los perfiles mayores, al realizar la inspección litológica con el pozo se observa un espesor similar que corresponde a arenas de grano grueso mezclado con gravillas, dicho material tiene la capacidad de almacenar agua, por lo que representarían ventanas impermeables que podrían permitir el flujo de agua proveniente de las pérdidas de transmisión. En un análisis visual a lo largo de los cinco perfiles se encuentra un intercalado entre condiciones con alta y baja resistividad probablemente reflejando condiciones más cementadas y menos cementadas. Si se analizan los perfiles longitudinales se encuentra que aun con capas conglomerado o cementados, existe comunicación entre las capas con capacidad para almacenar y conducir agua en el subsuelo.

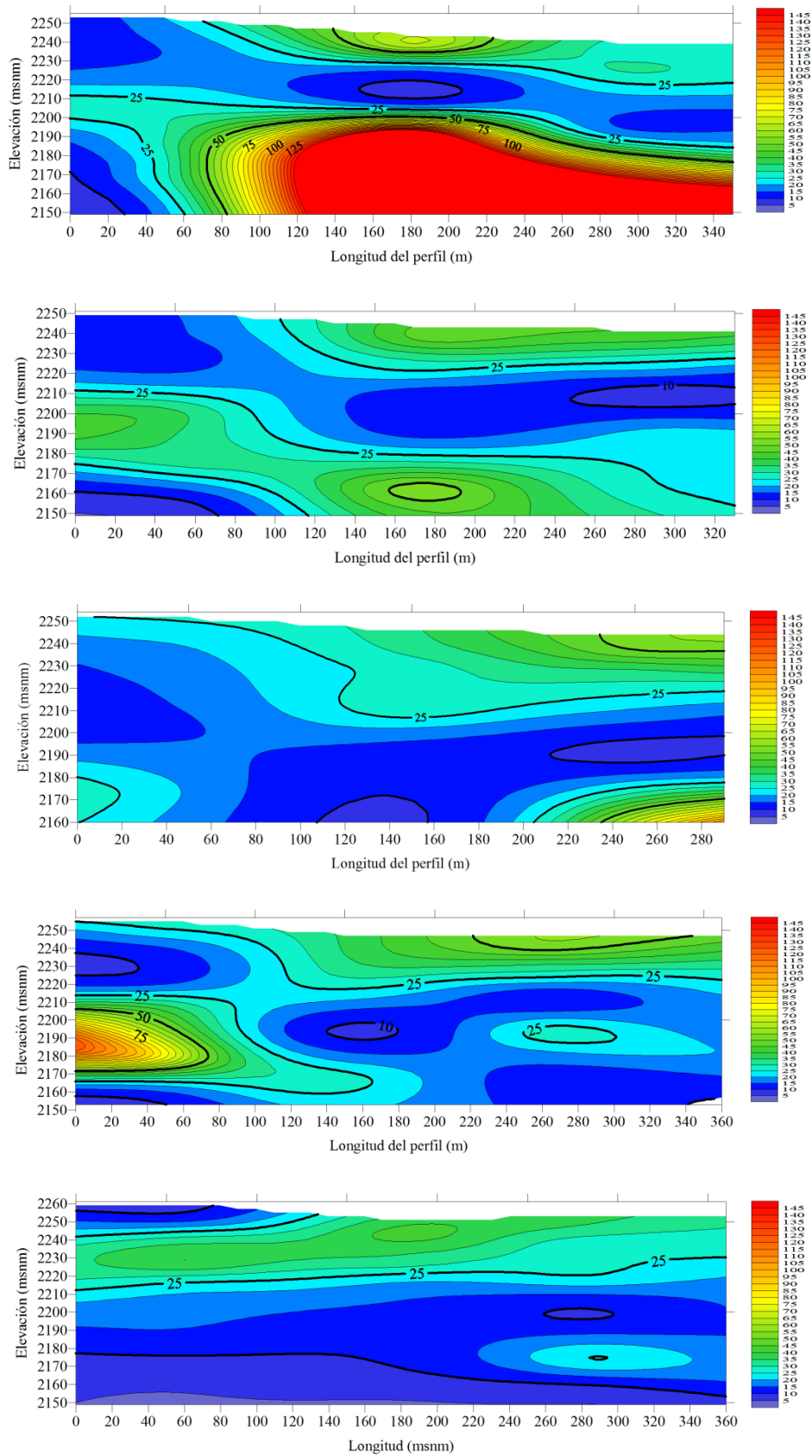


Figura 26. Modelos bidimensionales electromagnéticos para los perfiles menores 1, 2, 3, 4 y 5 que se realizaron de forma transversal entre el Vertedor 1 y el Vertedor 2

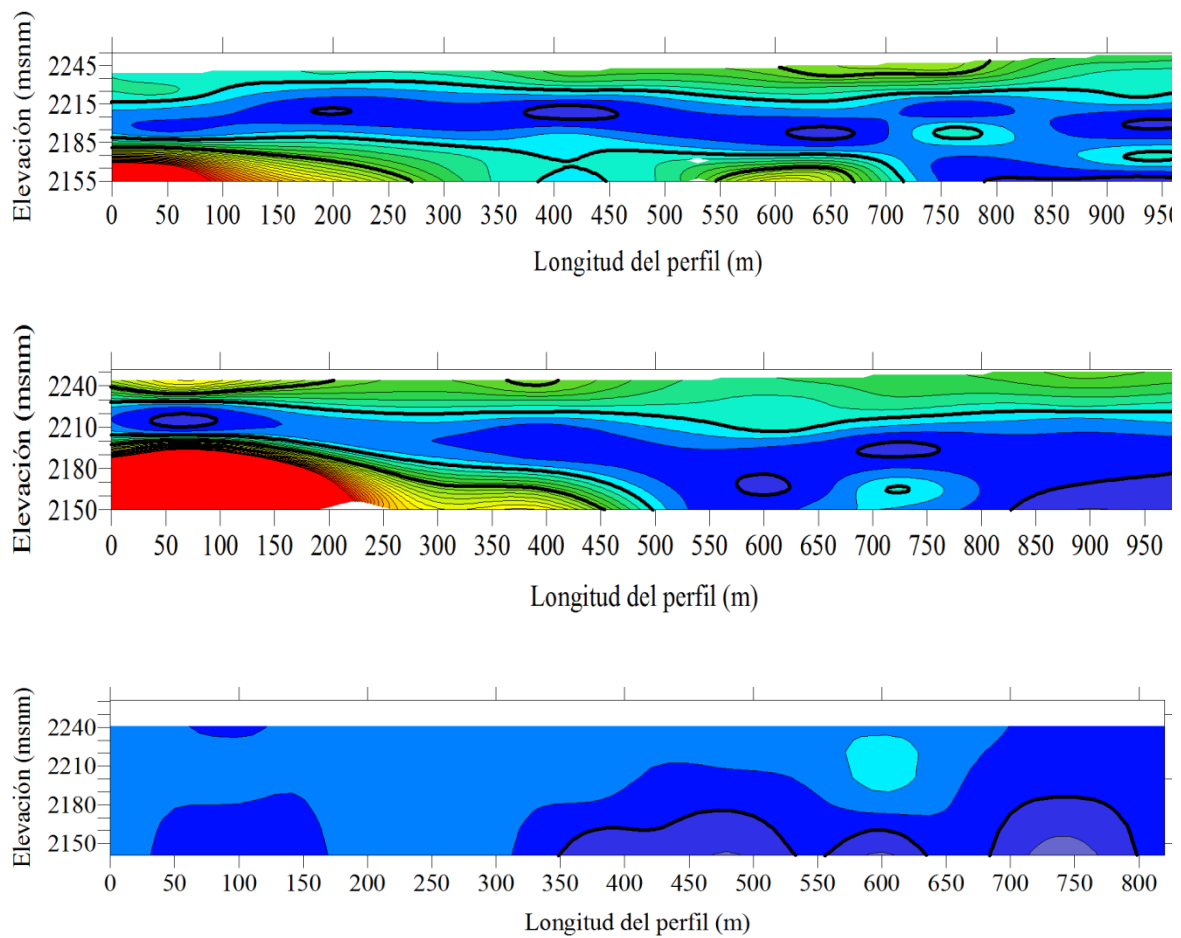


Figura 27. Modelos bidimensionales electromagnéticos para los perfiles menores 6, 7 y 8 que se realizaron de forma longitudinal entre el Vertedor 1 y el Vertedor 2

3.3 Modelo conceptual regional.

El contenido de isótopos pesados de hidrógeno y oxígeno del agua de lluvia disminuye con el aumento de la altitud (Dansgaard, 1964; Dogramaci et al., 2015; Gonfiantini et al., 2001). La relación entre la altitud de los puntos de recolección del agua meteórica y el ^{18}O se conoce como Línea de Gradiente Isotópico Regional (RIGL por sus siglas en inglés). En esta investigación se propone la siguiente RIGL, elaborada usando el promedio anual de la composición isotópica para cada una de las estaciones de medición a diferentes altitudes (Gonfiantini et al., 2001), variando entre 1660 y 2580 m.s.n.m. (ver Anexo 1).

Para definir la recarga local del agua subterránea, se han graficado los valores del ^{18}O y su valor de elevación de los puntos de muestreo, del grupo 4 y del muestreo de 2007 del agua subterránea junto con la nueva propuesta de la RIGL (Figura 28). La regresión obtenida de la RIGL es $\delta^{18}\text{O} = 7.97619 (\pm 3.69416) - 0.00752 (\pm 0.00176) * \text{alt}$

($R^2 = 0.6465$, $R = -0.80405$), el empobrecimiento calculado fue de $-0.752\text{‰} / 100 \text{ m}$, este tipo de regresiones se han reportado aun con valores de correlación menores, dada la heterogeneidad de las variables involucradas (Dogramaci et al., 2012).

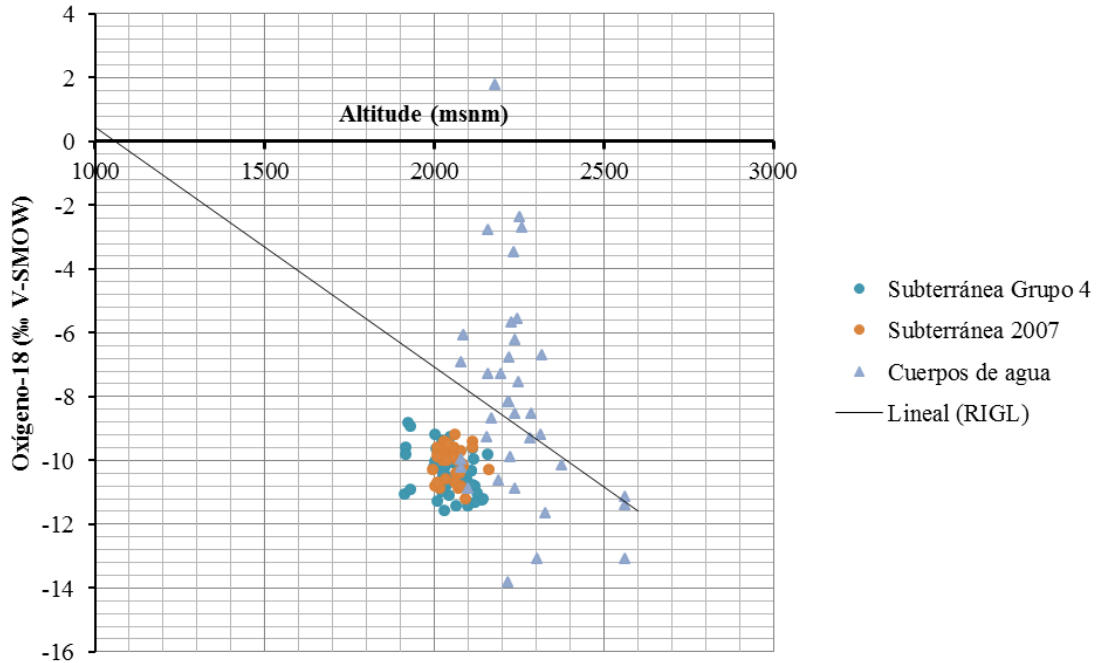


Figura 28. Estimación de la elevación media de la recarga usando los valores de ^{18}O del agua subterránea del grupo 4 y de la muestreada en 2007 contra sus elevaciones, también se presenta la propuesta de la RIGL.

De acuerdo a la Figura 28 el grupo 4 del agua subterránea muestreada, así como la de 2007, fueron producto de recarga de lluvia local. De acuerdo a los siguientes autores (Bouchaou et al., 2008; Bouragba et al., 2011; Paternoster et al., 2008), proyectar diferentes puntos en la RIGL determina la elevación media de la recarga, si se considera que el gradiente no ha cambiado en el transcurso del tiempo. Los resultados indican que el origen del agua se da entre las elevaciones 2000 y 2600 m.s.n.m.; a estas elevaciones se encuentran las estribaciones de los sistemas montañosos ya mencionados donde también se detectaron los cambios más fuertes de resistividad en ambos perfiles mayores, lo que indica que se trata del medio fracturado.

Se construyó un modelo conceptual (Figura 29) regional para la recarga del agua subterránea en base a los resultados obtenidos respecto a la composición isotópica del agua y a las secciones geo eléctricas. La sección 1 confirma el nivel de agua estimado

en base a la piezometría mostrada en la Figura 1, con una elevación inicial de ~ 2180 m.s.n.m. (Oeste) y finalizando con una elevación de ~2000 m.s.n.m. (Este). La sección 2 también refleja el nivel freático del agua subterránea con un gradiente de sur a norte con elevaciones entre 2140 y 2020 m.s.n.m. respectivamente. La sección 2 se usó para construir el modelo, esta sección se proyectó para incluir para incluir al acuífero administrativo Benito Juárez. Las direcciones de los patrones de flujo propuestos siguen las pendientes de la sección. La mayoría de la recarga de la precipitación local se origina en una elevación promedio de 2200 m, sin embargo, de acuerdo a la isotopía los cauces y los cuerpos, también representan otra fuente de recarga.

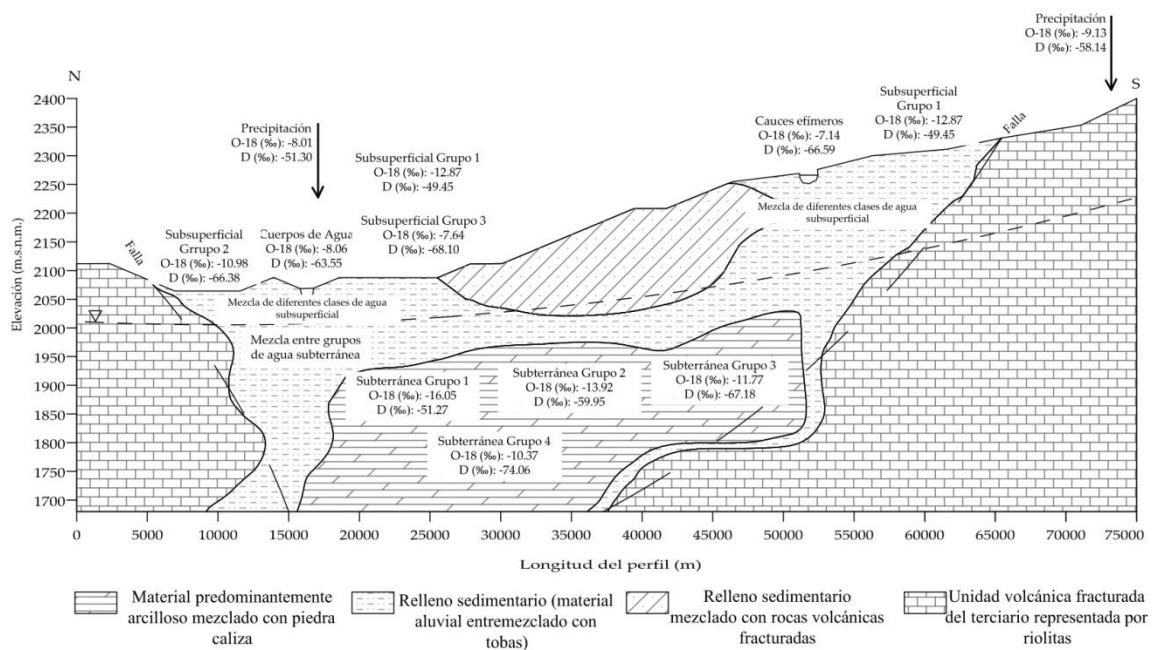


Figura 29. Modelo conceptual regional en el área de estudio mayor en base a la composición isotópica analizada y en base a los secciones geoelectricas con su correspondiente geología.

3.4 Evaluación de las pérdidas de transmisión mediante la hidrometría.

La evaluación de las pérdidas de transmisión a través de hidrometría se realizó basándose en el enfoque de un evento medido por diferenciación de los volúmenes en estaciones de medición hidrométrica (Grimaldi et al., 2013). En la Figura 30 se presentan los hietogramas de la precipitación registrada durante el periodo más intenso de lluvias del tiempo de evaluación, el evento seleccionado para el análisis fue el del 11 de Julio del 2019 ya que carece de precipitación en la estación Vertedor 2 con lo que se

puede deducir que la parte baja de la cuenca no tuvo precipitación, y por tanto escurrimiento lateral entre los dos vertedores, por el contrario las estaciones Saint-Venant y Navier-Stokes registran prácticamente la misma altura de precipitación, reflejando una precipitación uniforme en la zona alta de la cuenca.

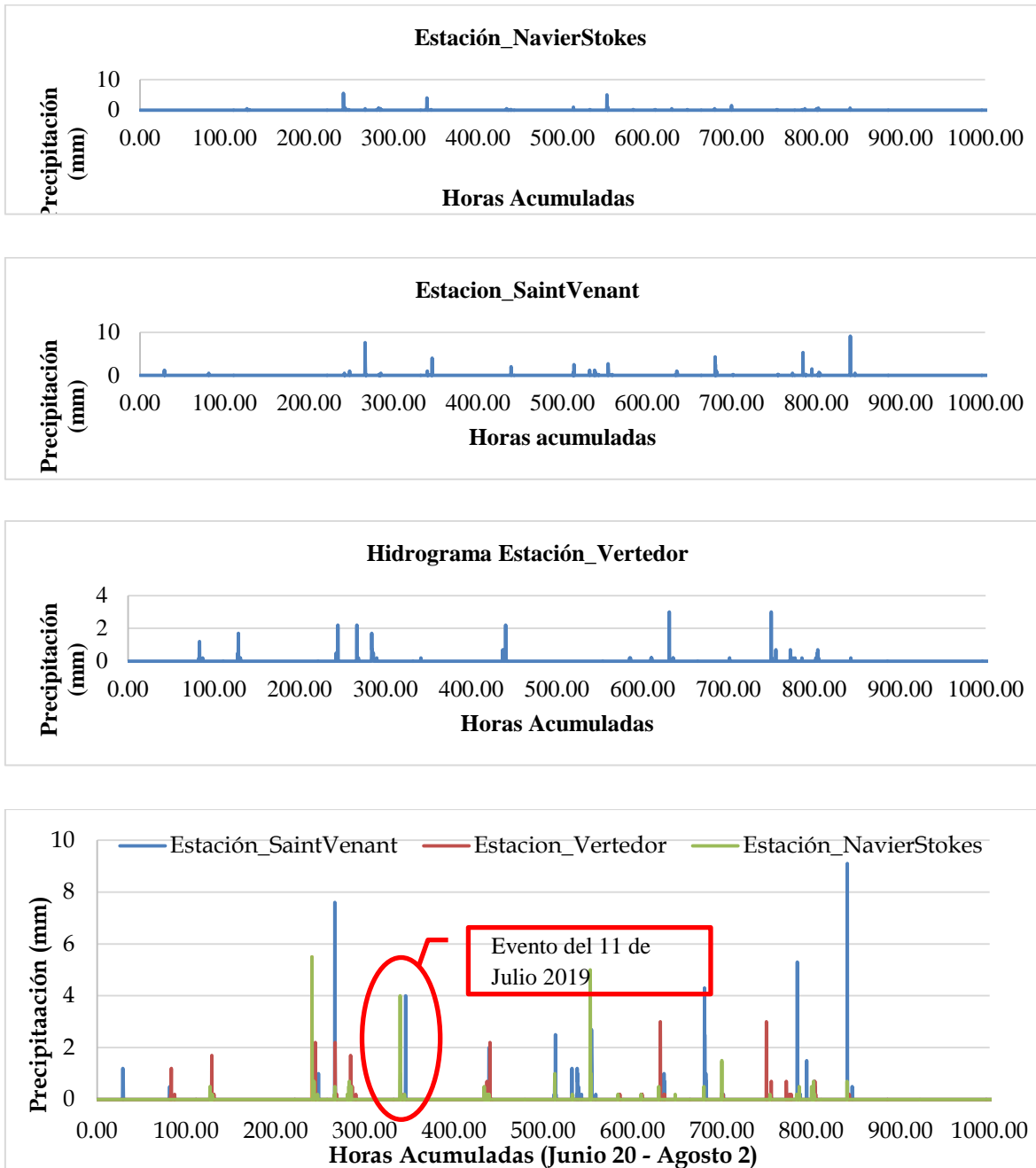


Figura 30. Hietogramas en los 3 pluviómetros instalados en la cuenca Chilitas durante el periodo de lluvias (20 de Junio al 2 de Agosto del 2019)

La Figura 31. Registros del tirante hidráulico en el vertedor 1 y vertedor 2 para el evento de escurrimiento del 11 de Julio del 2019. Figura 31 muestra los registros del tirante hidráulico medidos en los vertedores 1 y 2 para el evento de precipitación bajo estudio.

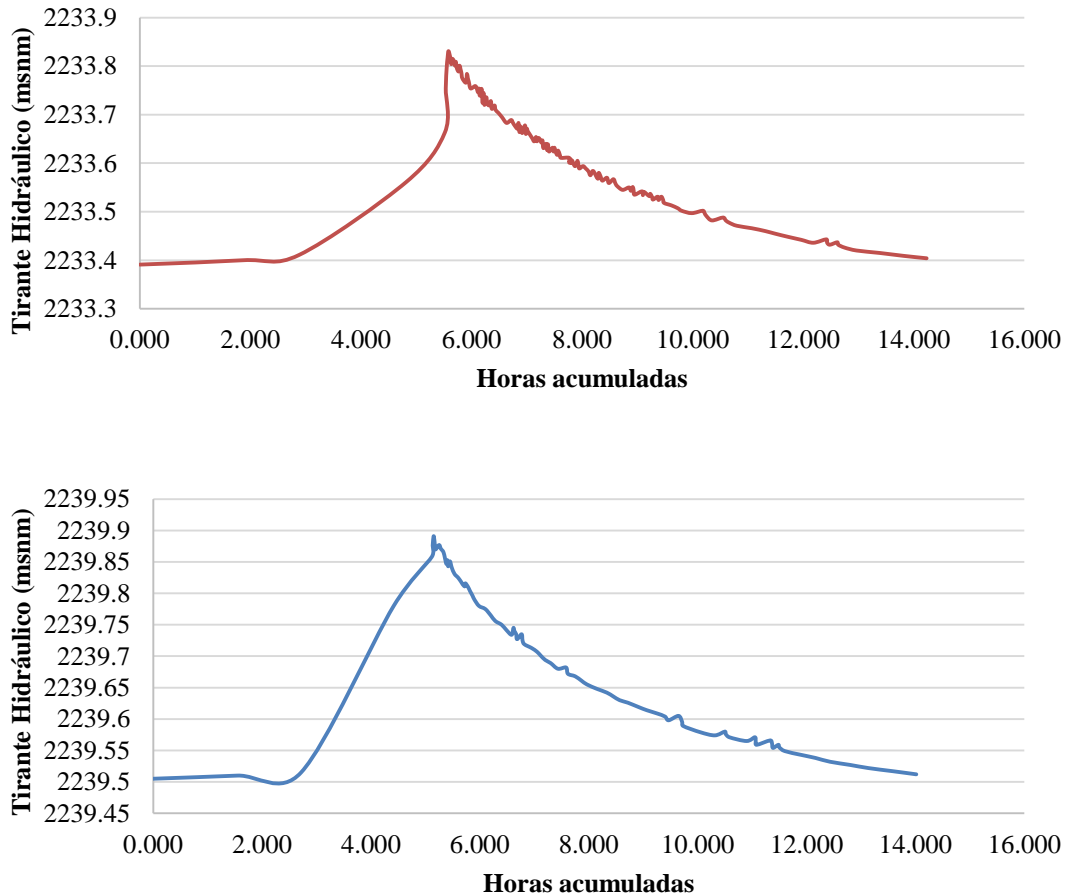
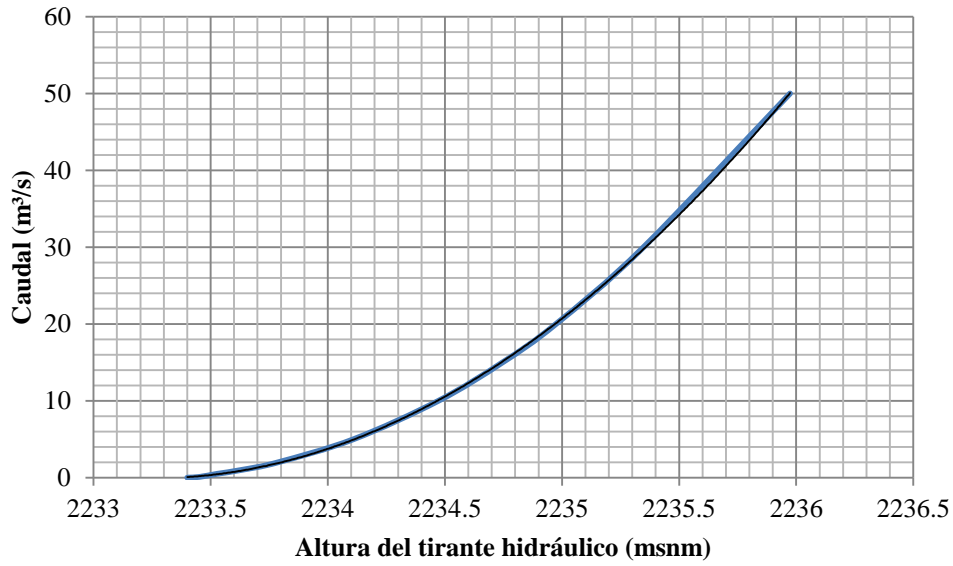


Figura 31. Registros del tirante hidráulico en el vertedor 1 y vertedor 2 para el evento de escurrimiento del 11 de Julio del 2019.

A partir de la modelación numérica de flujo unidimensional en el tramo de cauce instrumentado se obtuvieron las curvas elevación-descarga para ambos vertedores. Éstas curvas tienen como objetivo relacionar un tirante hidráulico con un caudal. Por medio del método de mínimos cuadrados se obtuvo una regresión polinómica de grado tres para ambos casos (Figura 32).

$$y = -2.71850E-02x^3 + 1.88964E+02x^2 - 4.37260E+05x + 3.36860E+08$$

$$R^2 = 9.99946E-01$$



$$y = -1.80939E+00x^3 + 1.21774E+04x^2 - 2.73184E+07x + 2.04284E+10$$

$$R^2 = 9.99949E-01$$

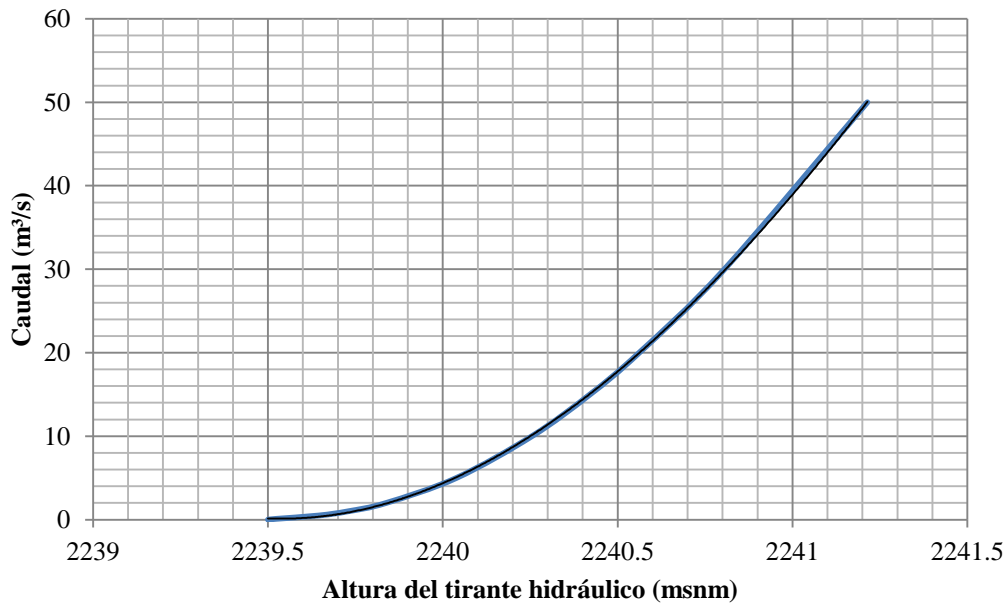


Figura 32. Curvas elevación-descarga para el vertedor 1 y vertedor 2 obtenidas a partir de la modelación unidimensional de flujo.

A partir de las curvas elevación-descarga se construyeron los hidrogramas presentados en la Figura 33, se estimó que el total de escurrimiento que tránsito por el vertedor 1 es de 29,726.94 m³, mientras que en el vertedor 2 transitaron un total de 25,159.99 m³, lo

que resulta en pérdidas de transmisión del orden de los 4,566 m³, estas pérdidas representan aproximadamente el 15% del volumen de agua que ingresó en el vertedor 1, investigaciones previas han reportado eventos de escurrimiento donde en tramos de 1 km se pierde entre el 20 y el 30% (Goodrich et al., 1997; Pacheco-Guerrero et al., 2017; Schoener, 2017). Sin embargo, no todo el 15% debe entenderse como pérdidas de transmisión ya que existe un pequeño porcentaje que es retenido en las depresiones de la microtopografía pero en la mayoría de los casos este volumen es despreciable.

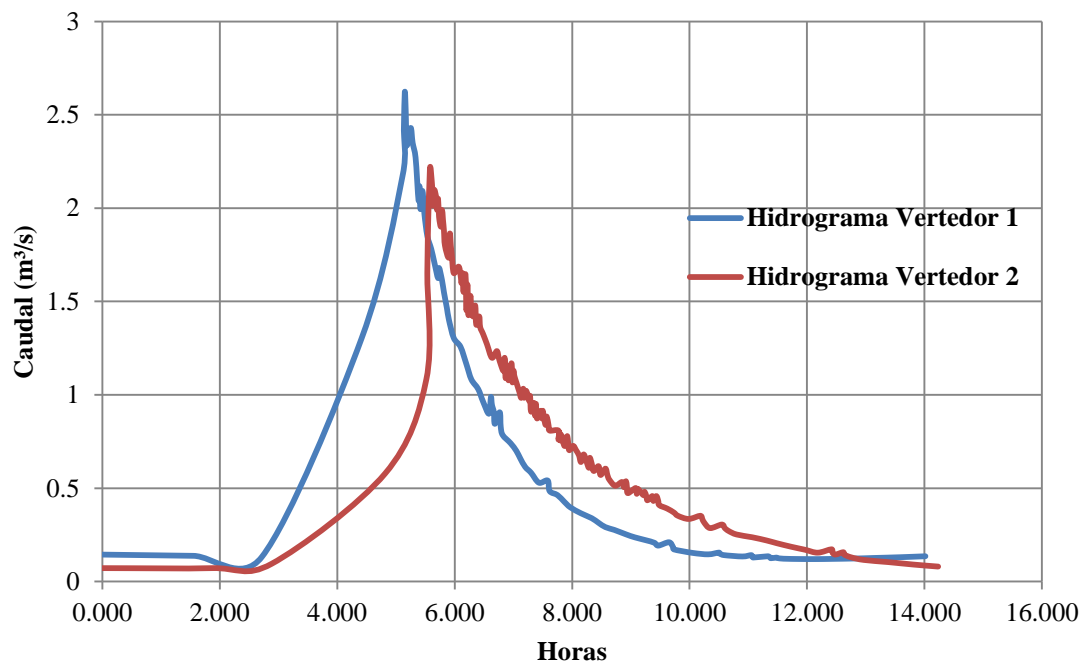


Figura 33. Hidrogramas obtenidos para el vertedor 1 y vertedor 2 en el evento del 11 de Julio del 2019

IV. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

La investigación tuvo como objetivo el uso de un estudio isotópico, prospección geofísica e hidrometría para evaluar los mecanismos de recarga en una zona semiárida y, a partir de esta información, construir un modelo conceptual. Se utilizaron dos modelos de correlación, un modelo clásico, que es el que comúnmente se reporta en la literatura, el OLR, y además, se utilizó un modelo innovador que se ha demostrado mejores resultados al incorporar la incertidumbre en su concepción, el UWLR, dando otro enfoque diferente a la forma de presentar las correlaciones, y por lo tanto las líneas meteóricas locales. Se establece una nueva línea meteórica local para el altiplano Zacatecano. Esta línea muestra claramente los efectos de la evaporación en la firma isotópica del agua en Zacatecas que ocurre por debajo de la capa de condensación.

La presente investigación reporta la similitud isotópica que existe en la región entre el agua subsuperficial y el agua subterránea, que se explica debido a varios factores incluyendo los procesos hidrodinámicos en la zona vadosa que permiten la evolución del agua meteórica en agua subterránea. Sin embargo, este proceso es complicado debido a la heterogeneidad de las variables involucradas, la infiltración asociada a la precipitación y la reposición del agua en el suelo son procesos complicados. Ello se refleja en la heterogeneidad misma de las firmas isotópicas encontradas en el agua subterránea, reflejando una complejidad espacial y temporal en el proceso de la recarga, llevando inclusive a condiciones de mezcla entre flujos.

La hidrometría permitió confirmar que existen pérdidas de transmisión en los cauces en la zona de estudio, el evento que se estudió reporta pérdidas del 15% en el tramo del cauce instrumentado, a través de la prospección geofísica representada en los llamados perfiles menores se confirmó que existieran condiciones de ventanas permeables en el lecho del cauce que permitieran el flujo de estas pérdidas a acuíferos más someros; a pesar de encontrar un intercalado entre los conglomerados del cuaternario y las arenas y granos gruesos probablemente del terciario que a priori pudiera indicar la complejidad para el flujo vertical de las pérdidas de transmisión, también entre estos estratos se encontraron ventanas de comunicación, que potencialmente pueden comunicar los volúmenes de agua perdidos con el nivel freático. A través del análisis isotópico se corroboró que esta agua somera evoluciona en agua subterránea; por lo que se corrobora que las pérdidas recargan.

El modelo conceptual regional permite a los tomadores de decisión tener un modelo como referencia y una metodología que se propone integrar a los procesos aquí expuestos a las tomas de decisión para tener un enfoque integral de la comunicación entre el agua superficial y el agua subterránea, y entender, siempre, que al final de cuentas, es un solo sistema, un sistema integrado.

El modelo de integración propuesto permitió evaluar las pérdidas de transmisión a través de las diferentes herramientas propuestas, al ser una metodología replicable, puede ser aplicada en otras zonas de estudio particularmente en zonas semiáridas. Dichas herramientas permiten estudiar la interacción agua superficial-agua subterránea ya que los elementos bajo estudio forman parte de dicha interacción. La integración de éstas herramientas permite evaluar si existe recarga a partir del agua meteórica y su evolución a través de la atmósfera y el subsuelo, así mismo, permite evaluar el umbral máximo de agua que puede iniciar con el proceso de recarga a partir de eventos de inundación en cauces.

Los resultados indican que los volúmenes de escurrimiento que se pierden en los cauces representan el proceso de inicio de la recarga de agua subterránea; hoy en día, no existe una política respecto al manejo de explotación del agua subterránea que tome en cuenta estas pérdidas, siendo para las zonas áridas una de las principales fuentes de recarga. Aunado a ello, las metodologías de los balances hídricos que hoy se aplican para el manejo de los acuíferos consideran a la recarga como una lámina de agua sobre una superficie, no obstante, la heterogeneidad de los eventos de lluvia observados en la pluviometría y los eventos de escurrimiento que se pueden atribuir a dichas tormentas vuelve complicado al proceso espacio-temporal de la recarga, que, más allá de depender de una lámina de precipitación, depende de un proceso más complicado con la interacción de todos los elementos expuestos aquí.

La investigación indica que en condiciones como las aquí expuestas pueden formarse acuíferos colgados bajo los lechos de los cauces a través de ventanas permeables que permiten la comunicación de los diferentes estratos, por consiguiente, estos acuíferos colgados pueden formar parte de un sistema de flujo local o inclusive formar parte del inicio de un sistema de flujo intermedio o regional.

Un reto existente en la integración agua superficial-agua subterránea es la modelación numérica. Esta modelación debe integrar las condiciones de las pérdidas de transmisión

expuestas, la geometría geológica de la zona vadosa y las condiciones hidrodinámicas del cauce, sin embargo, para llegar a la formulación de esos modelos, es necesario contar con información que permita calibrarlos. Las condiciones meteorológicas limitan los eventos de precipitación y escurrimiento que propicien de escenarios adecuados para integrarlos en la modelación; al día de hoy, se cuenta con instrumentación meteorológica e hidrométrica continua en la cuenca Chilitas, que permita la formulación de dichos modelos.

V. PRODUCTOS OBTENIDOS.

Se presentan a continuación, los productos científicos obtenidos en la investigación. La producción científica se enfocó en la obtención de artículos indizados bajo el índice Journal Citation Report (JCR). Se presenta la caratula del artículo con su respectivo DOI.

1. Identifying Groundwater Recharge Sites through Environmental Stable Isotopes in an Alluvial Aquifer. *Water* 2017, 9(8), 569; <https://doi.org/10.3390/w9080569>.



Article

Identifying Groundwater Recharge Sites through Environmental Stable Isotopes in an Alluvial Aquifer

Julián González-Trinidad ¹, Anuard Pacheco-Guerrero ^{1,*}, Hugo Júnez-Ferreira ¹, Carlos Bautista-Capetillo ¹ and Arturo Hernández-Antonio ²

¹ Doctorado en Ciencias de la Ingeniería, Universidad Autónoma de Zacatecas, Avda. Ramón López Velarde, 801, 98000 Zacatecas, Mexico; jgonza@uaz.edu.mx (J.G.-T.); hejunez@hotmail.com (H.J.-F.); baucap@uaz.edu.mx (C.B.-C.)

² Centro del Agua para America Latina y el Caribe, Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey, 64849 Monterrey, Mexico; heran@itesm.mx

* Correspondence: anuard.pacheco@uaz.edu.mx; Tel.: +52-492-102-1273

Received: 26 June 2017; Accepted: 28 July 2017; Published: 2 August 2017

Abstract: Environmental isotope tracers have been a useful tool in providing new insights into hydrologic processes. In Mexico, there have been several studies reporting different values for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ for certain geographical areas. The objective of this study is to achieve the isotopic characterization of rainfall and groundwater and to report the comprehensive understanding of groundwater flow processes around and within the Calera aquifer and, consequently, its potential recharge sites. The samples used for the stable isotope analysis ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) were measured using a GV-Isoprime isotope-ratio mass spectrometer at the Isotopy Laboratory of the Water Center for Latin America and the Caribbean. The δD of precipitation ranged between -110.20‰ and 10.11‰ , with a mean of $-55.67\text{‰} \pm 27.81\text{‰}$. The $\delta^{18}\text{O}$ ranged between -17.80‰ and 2.74‰ , with a mean of $-9.44\text{‰} \pm 4.74\text{‰}$. The δD of groundwater ranged between -81.92‰ and -36.45‰ , with a mean of $-66.05\text{‰} \pm 8.58\text{‰}$. The $\delta^{18}\text{O}$ ranged between -18.26‰ and -8.84‰ , with a mean of $-12.35\text{‰} \pm 2.12\text{‰}$. The local meteoric water line of the Zacatecas state is $\delta\text{D} = -2.03 + 5.68 \delta^{18}\text{O}$. The groundwater samples were clustered into four groups. The clustering of the samples led to the finding that streamflows play a significant role in the hydrological balance as a source of local recharge to the aquifer.

Keywords: isotopic composition; recharge; groundwater; environmental isotopes; alluvial aquifer; deuterium; oxygen-18

1. Introduction

Environmental isotope tracers have been a useful tool in providing new insights into hydrologic processes; they integrate small-scale variability to provide an effective indication of catchment-scale processes [1]. The applications of environmental isotopes as hydrologic tracers in freshwater systems fall into two main categories according to the classification of Kendall and Doctor [1]: (i) tracers of water itself (water isotope hydrology) and (ii) tracers of the solutes in the water (solute isotope biogeochemistry).

Precipitation is an important collector of the major and minor pollutants present in the atmosphere; furthermore, it is an important component of total water resources, making it vital for irrigation, human use, as well as industrial and domestic purposes in inland regions [2,3]. The chemical composition of rainfall is determined by several mechanisms: the condensation of water vapor on cloud condensation nuclei, the capture of species inside the cloud droplets (rainout), and scavenging processes below the clouds (washout) [4,5]. Particularly, there are two factors that control the isotopic character of rainfall: (a) the temperature of condensation of the precipitation and (b) the ratio of water vapor that has already

2. Integration of Isotopic (^2H and ^{18}O) and Geophysical Applications to Define a Groundwater Conceptual Model in Semiarid Regions. *Water* 2019, 11(3), 488; <https://doi.org/10.3390/w11030488>.



Article

Integration of Isotopic (^2H and ^{18}O) and Geophysical Applications to Define a Groundwater Conceptual Model in Semiarid Regions

Pacheco-Guerrero Anuard ¹, González-Trinidad Julián ^{1,*}, Júnez-Ferreira Hugo ¹, Bautista-Capetillo Carlos ¹, Hernández-Antonio Arturo ², Olmos-Trujillo Edith ¹ and Ávila-Sandoval Claudia ¹

¹ Doctorado en Ciencias de la Ingeniería, Universidad Autónoma de Zacatecas, Campus Siglo XXI, Zacatecas 98160, Mexico; anuard.pacheco@uaz.edu.mx (P.-G.A.); hejunez@uaz.edu.mx (J.-F.H.);

baucap@uaz.edu.mx (B.-C.C.); editholmostru@gmail.com (O.-T.E.); claudia_ivette@hotmail.com (Á.-S.C.)

² Servicios de Investigación Científica y Técnica, Guadalupe 67169, Mexico; arturohernandez976@gmail.com

* Correspondence: jgonza@uaz.edu.mx; Tel.: +52-492-942-0984

Received: 21 December 2018; Accepted: 1 March 2019; Published: 8 March 2019



Abstract: One-third of the global population depends on groundwater for drinking, which is an even larger proportion for arid regions. The integration of isotopic and geophysical applications has been very useful in understanding the process of groundwater recharge. The aim of this study is to define a conceptual model that describes groundwater functions within an aquifer located in a semi-arid region by identifying recharge patterns based on the isotopic characteristics of: Rainfall, surface water, shallow and deep groundwater, and incorporating regional geophysical data. We demonstrated that rainfall was affected by sub-cloud evaporation and altitude. Shallow and deep modern groundwater samples were clustered and exhibited similar evolution from rainfall. However, different groups recharged from different precipitation sources compared to the local one. In the current study, we analyzed the isotopic evolution of deep groundwater over a 10-year period, which was mainly affected by the incorporation of different flows with different isotopic signatures and the hydrodynamics of the area. We performed two geoelectrical sections in the study area to improve the understanding of the hydrogeological setting and water movement patterns. The new conceptual model should help stakeholders in the context of water management policies for the study area.

Keywords: semiarid region; environmental tracers; geophysical application; groundwater recharge

1. Introduction







Arid and semiarid regions represent >30% of the global terrestrial surface area and receive <400 mm yr⁻¹ of rainfall. In these regions, aquifers represent the principal water supply; in many cases, groundwater may be a fossil resource [1–4]. The study of water resources in arid and semiarid regions has become important due to their increasing demand, and groundwater depletion [5]. Many studies indicate that infiltration through streambeds during flood events is the main form of recharge, whereby water losses by infiltration into alluvial channels during floods initiate the recharge process into groundwater [2,6]. Similarly, recharge likely occurs in only small portions of the basins in arid and semiarid regions, such as depressions and ephemeral stream channels [7–10]. Identifying the relationship between groundwater–surface water (GW–SW) systems is crucial when developing programs and policies for managing water resources [11]. The main factors controlling groundwater recharge on catchment-scale are: (1) Basin morphology and stream channel position within a landscape; (2) hydraulic conductivity of the porous medium connecting stream channels to

3. Spatio-Temporal Analysis of Natural and Anthropogenic Arsenic Sources in Groundwater Flow Systems. *Int. J. Environ. Res. Public Health* 2018, 15(11), 2374; <https://doi.org/10.3390/ijerph15112374>.



Article

Spatio-Temporal Analysis of Natural and Anthropogenic Arsenic Sources in Groundwater Flow Systems

Claudia Avila-Sandoval , Hugo J nez-Ferreira , Julián González-Trinidad * , Carlos Bautista-Capetillo , Anuard Pacheco-Guerrero  and Edith Olmos-Trujillo 

Doctorado en Ciencias de la Ingeniería, Universidad Autónoma de Zacatecas, Campus UAZ Siglo XXI, Carretera Zacatecas-Guadalajara Km. 6, Ejido la Escondida, C.P. 98160 Zacatecas, Mexico; claudia_ivetthe@hotmail.com (C.A.-S.); hejunez@uaz.edu.mx (H.J.-F.); baucap@uaz.edu.mx (C.B.-C.); anuard.pacheco@uaz.edu.mx (A.P.-G.); editholmostru@gmail.com (E.O.-T.)

* Correspondence: jgonza@uaz.edu.mx; Tel.: +52-492-942-0984

Received: 20 September 2018; Accepted: 23 October 2018; Published: 26 October 2018



Abstract: The presence of arsenic in groundwater constitutes a hazard for the environment and human health, and the determination of its source has become a global challenge, which can be approached by defining the natural background levels (NBL) in conjunction with the indicator kriging method, with the aim of delineating anthropogenically contaminated areas. However, having a unique value of NBL for large areas can generate interpretation errors. This research integrates the determination of the flow systems present in the Calera Aquifer, and the definition of the natural background levels in each flow system by making estimation maps in ArcGIS using two databases, 10 years apart, to evaluate the spatio-temporal variation of arsenic in groundwater. The results indicate a notable increase in the probability of exceeding the arsenic NBL, mainly in the intermediate flow, which may be due to movement resulting from mining activities as well as a mixture of regional and intermediate flows caused by the extraction of water for agriculture and drinking water supplies. The presented values exceed the maximum limits allowed for human consumption, as stated by the World Health Organization.

Keywords: arsenic; natural background levels; indicator kriging; flow systems; groundwater

1. Introduction

The natural and anthropogenic occurrence of arsenic in groundwater has become a concern in human health studies [1]. It is estimated that millions of people are at risk of the adverse effects of arsenic exposure through drinking water [2], which results in chronic poisoning that leads to changes in skin pigmentation and thickening, as well as various types of cancers of the skin, lungs, bladder, and kidney. Thus, in 1980, the international agency for cancer research classified arsenic in group one, as a carcinogen for humans beings [3].

Arsenic in groundwater has been identified in 105 countries in the world, and the population exposed to a concentration greater than the reference value indicated by the World Health Organization (WHO) is estimated to be to >200 million worldwide [4]. The natural occurrence of high values of arsenic in groundwater has been reported in different geologically young aquifers around the world [5–7]. Some research reports that the pollution of groundwater by arsenic may be due to agricultural activities in connection with the application of fertilizers and pesticides [8,9], as well as by mining activities [6,10,11].

Variation in the concentrations of arsenic in groundwater may arise in response to natural or anthropogenic factors. Natural variation in arsenic concentrations might be expected to occur in

VI. LITERATURA CITADA.

- Abadi Berhe, B., Erdem Dokuz, U., Çelik, M., 2017. Assessment of hydrogeochemistry and environmental isotopes of surface and groundwaters in the Kütahya Plain, Turkey. *J. Afr. Earth Sci.* 134, 230–240.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.06.015>
- Addai, M.O., Yidana, S.M., Chegbeleh, L.-P., Adomako, D., Banoeng-Yakubo, B., 2016. Groundwater recharge processes in the Nasia sub-catchment of the White Volta Basin: Analysis of porewater characteristics in the unsaturated zone. *J. Afr. Earth Sci.* 122, 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.04.006>
- Ahmed, A., Clark, I., 2016. Groundwater flow and geochemical evolution in the Central Flinders Ranges, South Australia. *Sci. Total Environ.* 572, 837–851.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.07.123>
- Ako, A.A., Shimada, J., Hosono, T., Ichiyanagi, K., Nkeng, G.E., Eyong, G.E.T., Roger, N.N., 2012. Hydrogeochemical and isotopic characteristics of groundwater in Mbanga, Njombe and Penja (Banana Plain) – Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 75, 25–36. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.06.003>
- Allison, G.B., Gee, G.W., Tyler, S.W., 1994. Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 6–14.
- Bailly-Comte, V., Borrell-Estupina, V., Jourde, H., Pistre, S., 2012. A conceptual semidistributed model of the Coulazou River as a tool for assessing surface water-karst groundwater interactions during flood in Mediterranean ephemeral rivers: KARST CONTRIBUTION TO SURFACE FLOW. *Water Resour. Res.* 48, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010WR010072>
- Bestland, E., George, A., Green, G., Olifent, V., Mackay, D., Whalen, M., 2017. Groundwater dependent pools in seasonal and permanent streams in the Clare Valley of South Australia. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 9, 216–235.
<https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.12.087>
- Binley, A., Hubbard, S.S., Huisman, J.A., Revil, A., Robinson, D.A., Singha, K., Slater, L.D., 2015. The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales: The Emergence of Hydrogeophysics. *Water Resour. Res.* 51, 3837–3866. <https://doi.org/10.1002/2015WR017016>

- Boronina, A., Balderer, W., Renard, P., Stichler, W., 2005. Study of stable isotopes in the Kouris catchment (Cyprus) for the description of the regional groundwater flow. *J. Hydrol.* 308, 214–226. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.11.001>
- Bouchaou, L., Michelot, J.L., Vengosh, A., Hsissou, Y., Qurtobi, M., Gaye, C.B., Bullen, T.D., Zuppi, G.M., 2008. Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss–Massa aquifer, southwest of Morocco. *J. Hydrol.* 352, 267–287. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.01.022>
- Bouragba, L., Mudry, J., Bouchaou, L., Hsissou, Y., Krimissa, M., Tagma, T., Michelot, J.L., 2011. Isotopes and groundwater management strategies under semi-arid area: Case of the Souss upstream basin (Morocco). *Appl. Radiat. Isot.* 69, 1084–1093. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2011.01.041>
- Cartwright, I., Weaver, T.R., Cendón, D.I., Fifield, L.K., Tweed, S.O., Petrides, B., Swane, I., 2012. Constraining groundwater flow, residence times, inter-aquifer mixing, and aquifer properties using environmental isotopes in the southeast Murray Basin, Australia. *Appl. Geochem.* 27, 1698–1709. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2012.02.006>
- Carucci, V., Petitta, M., Aravena, R., 2012. Interaction between shallow and deep aquifers in the Tivoli Plain (Central Italy) enhanced by groundwater extraction: A multi-isotope approach and geochemical modeling. *Appl. Geochem.* 27, 266–280. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.11.007>
- Clark, I.D., Fritz, P., 1997. *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC Press/Lewis Publishers, Boca Raton, FL.
- CONAGUA, 2015. Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Calera (3225), Estado de Zacatecas.
- Constable, S.C., Parker, R.L., Constable, C.G., 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics* 52, 289–300.
- Cortés, A., Durazo, J., Farvolden, R.N., 1997. Studies of isotopic hydrology of the basin of Mexico and vicinity: annotated bibliography and interpretation. *J. Hydrol.* 198, 346–376.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters.pdf. *Science* 133, 1702–1703.

- Dahan, O., Tatarsky, B., Enzel, Y., Kulls, C., Seely, M., Benito, G., 2008. Dynamics of Flood Water Infiltration and Ground Water Recharge in Hyperarid Desert. *Ground Water* 46, 450–461. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00414.x>
- Dailey, D., Sauck, W., Sultan, M., Milewski, A., Ahmed, M., Laton, W.R., Elkadiri, R., Foster, J., Schmidt, C., Al Harbi, T., 2015. Geophysical, remote sensing, GIS, and isotopic applications for a better understanding of the structural controls on groundwater flow in the Mojave Desert, California. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 3, 211–232. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2014.12.002>
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 4, 438–467. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>
- Day, R.A., Saenz, M., Pan American Health Organization, World Health Organization, 2005. *Cómo escribir y publicar trabajos científicos*.
- Doble, R.C., Crosbie, R.S., Smerdon, B.D., Peeters, L., Cook, F.J., 2012. Groundwater recharge from overbank floods: GROUNDWATER RECHARGE FROM OVERBANK FLOODS. *Water Resour. Res.* 48, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011WR011441>
- Dody, A., Ziv, B., 2013. Factors affecting isotopic composition of the rainwater in the Negev Desert, Israel: ISOTOPIC COMPOSITION OF RAINWATER. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 118, 8274–8284. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50592>
- Dogramaci, S., Firmani, G., Hedley, P., Skrzypek, G., Grierson, P.F., 2015. Evaluating recharge to an ephemeral dryland stream using a hydraulic model and water, chloride and isotope mass balance. *J. Hydrol.* 521, 520–532. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.017>
- Dogramaci, S., Skrzypek, G., Dodson, W., Grierson, P.F., 2012. Stable isotope and hydrochemical evolution of groundwater in the semi-arid Hamersley Basin of subtropical northwest Australia. *J. Hydrol.* 475, 281–293. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.10.004>
- Ettayfi, N., Bouchaou, L., Michelot, J.L., Tagma, T., Warner, N., Boutaleb, S., Massault, M., Lgourna, Z., Vengosh, A., 2012. Geochemical and isotopic (oxygen, hydrogen, carbon, strontium) constraints for the origin, salinity, and residence time of groundwater from a carbonate aquifer in the Western Anti-Atlas Mountains, Morocco. *J. Hydrol.* 438–439, 97–111. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.03.003>

- Gaye, C.B., Edmunds, W.M., 1996. Groundwater recharge estimation using chloride, stable isotopes and tritium profiles in the sands of northwestern Senegal. *Environ. Geol.* 27, 246–251.
- Goebel, T.S., Lascano, R.J., Paxton, P.R., Mahan, J.R., 2015. Rainwater use by irrigated cotton measured with stable isotopes of water. *Agric. Water Manag.* 158, 17–25. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2015.04.005>
- Gonfiantini, R., Roche, M.-A., Olivry, J.-C., Fontes, J.-C., Zuppi, G.M., 2001. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chem. Geol.* 181, 147–167.
- González-Trinidad, J., Pacheco-Guerrero, A., Jénez-Ferreira, H., Bautista-Capetillo, C., Hernández-Antonio, A., 2017. Identifying Groundwater Recharge Sites through Environmental Stable Isotopes in an Alluvial Aquifer. *Water* 9, 569. <https://doi.org/10.3390/w9080569>
- Goodrich, D.C., Lane, L.J., Shillito, R.M., Miller, S., Syed, K.H., Woolhiser, D.A., 1997. Linearity of basin response as a function of scale in a semiarid watershed.pdf. *Water Resour. Res.* 33, 2951–2965.
- Goodrich, D.C., Williams, D.G., Unkrich, C.L., Hogan, J.F., Scott, R.L., Hultine, K.R., Pool, D., Goes, A.L., Miller, S., 2004. Comparison of methods to estimate ephemeral channel recharge, Walnut Gulch, San Pedro River basin, Arizona. *Groundw. Recharge Desert Environ. Southwest. U. S.* 77–99.
- Greenbaum, N., 2002. Paleofloods and the Estimation of Long Termn Transmission Losses and Recharge to the Lower Nahal Zin Alluvial Aquifer, Negev Desert, Israel 5. <https://doi.org/10.1029/WS005p0311>
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Arcangeletti, E., Nardi, F., 2013. Flood mapping in ungauged basins using fully continuous hydrologic–hydraulic modeling. *J. Hydrol.* 487, 39–47. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.02.023>
- Hartsough, P., Poulson, S.R., Biondi, F., Estrada, I.G., 2008. Stable Isotope Characterization of the Ecohydrological Cycle at a Tropical Treeline Site. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 40, 343–354. [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(06-117\)\[HARTSOUGH\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(06-117)[HARTSOUGH]2.0.CO;2)
- Helaly, A.S., 2017. Assessment of groundwater potentiality using geophysical techniques in Wadi Allaqi basin, Eastern Desert, Egypt – Case study. *NRIAG J. Astron. Geophys.* 6, 408–421. <https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2017.09.003>

- Herczeg, A.L., Barnes, C.J., Macumber, P.G., Olley, J.M., 1992. A stable isotope investigation of groundwater-surface water interactions at Lake Tyrrell, Victoria, Australia. *Chem. Geol.* 96, 19–32.
- Hernández, J.E., Gowda, P.H., Howell, T.A., Steiner, J.L., Mojarro, F., Núñez, E.P., Avila, J.R., 2012. Modeling groundwater levels on the Calera aquifer region in Central Mexico using ModFlow. *J. Agric. Sci. Technol. B* 2.
- Hernández-Antonio, A., Mahlkecht, J., Tamez-Meléndez, C., Ramos-Leal, J., Ramírez-Orozco, A., Parra, R., Ornelas-Soto, N., Eastoe, C.J., 2015. Groundwater flow processes and mixing in active volcanic systems: the case of Guadalajara (Mexico). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 3937–3950. <https://doi.org/10.5194/hess-19-3937-2015>
- Huang, Y., Chen, Xunhong, Chen, Xi, Ou, G., 2015. Transmission losses during two flood events in the Platte River, south-central Nebraska. *J. Hydrol.* 520, 244–253. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.046>
- Ingraham, N.L., Caldwell, E.A., Verhagen, B.T., 1998. Arid Catchments, in: *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier, pp. 435–465.
- Júnez-Ferreira, H., González, J., Reyes, E., Herrera, G.S., 2016. A Geostatistical Methodology to Evaluate the Performance of Groundwater Quality Monitoring Networks Using a Vulnerability Index. *Math. Geosci.* 48, 25–44. <https://doi.org/10.1007/s11004-015-9613-y>
- Karroum, M., Elgettafi, M., Elmandour, A., Wilske, C., Himi, M., Casas, A., 2017. Geochemical processes controlling groundwater quality under semi arid environment: A case study in central Morocco. *Sci. Total Environ.* 609, 1140–1151. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.199>
- Keesari, T., Sharma, D.A., Rishi, M.S., Pant, D., Mohokar, H.V., Jaryal, A.K., Sinha, U.K., 2017. Isotope investigation on groundwater recharge and dynamics in shallow and deep alluvial aquifers of southwest Punjab. *Appl. Radiat. Isot.* 129, 163–170. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2017.07.022>
- Kendall, C., Doctor, D.H., 2010. United States Geological Survey, Menlo Park, CA, USA. *Isot. Geochem. Deriv. Treatise Geochem.* 7, 181.
- Kpegli, K.A.R., Alassane, A., Trabelsi, R., Zouari, K., Boukari, M., Mama, D., Dovonon, F.L., Yoxi, Y.V., Toro-Espitia, L.E., 2015. Geochemical processes in Kandi Basin, Benin, West Africa: A combined hydrochemistry and stable

- isotopes approach. *Quat. Int.* 369, 99–109.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.12.070>
- Kretzschmar, T.G., Frommen, T., 2013. Stable Isotope Composition of Surface and Groundwater in Baja California, Mexico. *Procedia Earth Planet. Sci.* 7, 451–454. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2013.03.194>
- Lachniet, M.S., Patterson, W.P., 2009. Oxygen isotope values of precipitation and surface waters in northern Central America (Belize and Guatemala) are dominated by temperature and amount effects. *Earth Planet. Sci. Lett.* 284, 435–446. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.010>
- Li, Z., Chen, X., Liu, W., Si, B., 2017. Determination of groundwater recharge mechanism in the deep loessial unsaturated zone by environmental tracers. *Sci. Total Environ.* 586, 827–835. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.02.061>
- Liebminger, A., Haberhauer, G., Papesch, W., Heiss, G., 2006. Correlation of the isotopic composition in precipitation with local conditions in alpine regions. *J. Geophys. Res.* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JD006258>
- Liu, J., Song, X., Sun, X., Yuan, G., Liu, X., Wang, S., 2009. Isotopic composition of precipitation over Arid Northwestern China and its implications for the water vapor origin. *J. Geogr. Sci.* 19, 164–174. <https://doi.org/10.1007/s11442-009-0164-3>
- Liu, Y., Yamanaka, T., Zhou, X., Tian, F., Ma, W., 2014. Combined use of tracer approach and numerical simulation to estimate groundwater recharge in an alluvial aquifer system: A case study of Nasunogahara area, central Japan. *J. Hydrol.* 519, 833–847. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.017>
- Lopes, D.D., Silva, S.M.C.P., Fernandes, F., Teixeira, R.S., Celligoi, A., Dall’Antônia, L.H., 2012. Geophysical technique and groundwater monitoring to detect leachate contamination in the surrounding area of a landfill – Londrina (PR – Brazil). *J. Environ. Manage.* 113, 481–487.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2012.05.028>
- Lu, Y., Tang, C., Chen, J., Song, X., Li, F., Sakura, Y., 2008. Spatial characteristics of water quality, stable isotopes and tritium associated with groundwater flow in the Hutuo River alluvial fan plain of the North China Plain. *Hydrogeol. J.* 16, 1003–1015. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0292-3>
- Luo, X., Jiao, J.J., Wang, X., Liu, K., Lian, E., Yang, S., 2017. Groundwater discharge and hydrologic partition of the lakes in desert environment: Insights from stable

- 18 O/ 2 H and radium isotopes. *J. Hydrol.* 546, 189–203.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.01.017>
- Martinez, J.L., Raiber, M., Cox, M.E., 2015. Assessment of groundwater–surface water interaction using long-term hydrochemical data and isotope hydrology: Headwaters of the Condamine River, Southeast Queensland, Australia. *Sci. Total Environ.* 536, 499–516. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.031>
- McCallum, A.M., Andersen, M.S., Acworth, R.I., 2014. A New Method for Estimating Recharge to Unconfined Aquifers Using Differential River Gauging: *Ground Water* xx, no. xx: xx-xx. *Groundwater* 52, 291–297.
<https://doi.org/10.1111/gwat.12046>
- McLachlan, P.J., Chambers, J.E., Uhlemann, S.S., Binley, A., 2017. Geophysical characterisation of the groundwater–surface water interface. *Adv. Water Resour.* 109, 302–319. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.09.016>
- Mogaji, K.A., Omobude, O.B., 2017. Modeling of geoelectric parameters for assessing groundwater potentiality in a multifaceted geologic terrain, Ipinsa Southwest, Nigeria – A GIS-based GODT approach. *NRIAG J. Astron. Geophys.* 6, 434–451. <https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2017.07.001>
- Mohamaden, M.I.I., Ehab, D., 2017. Application of electrical resistivity for groundwater exploration in Wadi Rahaba, Shalateen, Egypt. *NRIAG J. Astron. Geophys.* 6, 201–209. <https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2017.01.001>
- Mohamaden, M.I.I., Hamouda, A.Z., Mansour, S., 2016. Application of electrical resistivity method for groundwater exploration at the Moghra area, Western Desert, Egypt. *Egypt. J. Aquat. Res.* 42, 261–268.
<https://doi.org/10.1016/j.ejar.2016.06.002>
- Morin, E., Grodek, T., Dahan, O., Benito, G., Kulls, C., Jacoby, Y., Langenhove, G.V., Seely, M., Enzel, Y., 2009. Flood routing and alluvial aquifer recharge along the ephemeral arid Kuiseb River, Namibia. *J. Hydrol.* 368, 262–275.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.02.015>
- Navarro-Solís, O., 2016. INTEGRATIVE METHODOLOGY FOR THE IDENTIFICATION OF GROUNDWATER FLOW PATTERNS: APPLICATION IN A SEMI-ARID REGION OF MEXICO. *Appl. Ecol. Environ. Res.* 14, 645–666. https://doi.org/10.15666/aer/1404_645666

- Navarro-Velasco, J.L., 2007. Análisis y determinación de zonas de recarga en el acuífero de Calera, Zacatecas, México. Universidad Autónoma de Zacatecas “Francisco García Salinas,” Zacatecas, México.
- Pacheco-Guerrero, A., Goodrich, D.C., González-Trinidad, J., Júnez-Ferreira, H.E., Bautista-Capetillo, C.F., 2017. Flooding in ephemeral streams: incorporating transmission losses. *J. Maps* 13, 350–357.
<https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1305303>
- Pacheco-Guerrero, A., Julián, G.-T., Hugo, J.-F., Carlos, B.-C., Arturo, H.-A., Edith, O.-T., Claudia, Á.-S., 2019. Integration of Isotopic (2H and 18O) and Geophysical Applications to Define a Groundwater Conceptual Model in Semiarid Regions. *Water* 11, 488. <https://doi.org/10.3390/w11030488>
- Paternoster, M., Liotta, M., Favara, R., 2008. Stable isotope ratios in meteoric recharge and groundwater at Mt. Vulture volcano, southern Italy. *J. Hydrol.* 348, 87–97.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.038>
- Petitta, M., Primavera, P., Tuccimei, P., Aravena, R., 2011. Interaction between deep and shallow groundwater systems in areas affected by Quaternary tectonics (Central Italy): a geochemical and isotope approach. *Environ. Earth Sci.* 63, 11–30. <https://doi.org/10.1007/s12665-010-0663-7>
- Quezadas, J.P., Silva, A.C., Inguaggiato, S., Ortega, M. del R.S., Pérez, J.C., Heilweil, V.M., 2015. Meteoric isotopic gradient on the windward side of the Sierra Madre Oriental area, Veracruz, Mexico. *Geofísica Int.* 54, 267–276.
<https://doi.org/10.1016/j.gi.2015.04.021>
- Rodríguez-Juárez, P., Júnez-Ferreira, H., González Trinidad, J., Zavala, M., Burnes-Rudecino, S., Bautista-Capetillo, C., 2018. Automated Laboratory Infiltrometer to Estimate Saturated Hydraulic Conductivity Using an Arduino Microcontroller Board. *Water* 10, 1867. <https://doi.org/10.3390/w10121867>
- Rosales-Rivera, M., Díaz-González, L., Verma, S.P., 2018. A NEW ONLINE COMPUTER PROGRAM (BIDASYS) FOR ORDINARY AND UNCERTAINTY WEIGHTED LEAST-SQUARES LINEAR REGRESSIONS: CASE STUDIES FROM FOOD CHEMISTRY. *Rev. Mex. Ing. Quím.* 17, 507–522.
- Roy, S., Tarafdar, S., 1997. Archie’s law from a fractal model for porous rocks. *Phys. Rev. B* 55, 8038.

- Ruthsatz, A.D., Sarmiento Flores, A., Diaz, D., Reinoso, P.S., Herrera, C., Brasse, H., 2018. Joint TEM and MT aquifer study in the Atacama Desert, North Chile. *J. Appl. Geophys.* 153, 7–16. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.04.002>
- Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.* 10, 18–39.
- Scanlon, B.R., Keese, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Edmunds, W.M., Simmers, I., 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrol. Process.* 20, 3335–3370. <https://doi.org/10.1002/hyp.6335>
- Schoener, G., 2017. Quantifying Transmission Losses in a New Mexico Ephemeral Stream: A Losing Proposition. *J. Hydrol. Eng.* 22, 05016038. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001473](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001473)
- Shanfield, M., Cook, P.G., 2014. Transmission losses, infiltration and groundwater recharge through ephemeral and intermittent streambeds: A review of applied methods. *J. Hydrol.* 511, 518–529. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.068>
- Shentsis, I., 2003. Increasing transmission losses from flood events due to groundwater extraction. *Hydrol. Process.* 17, 713–725. <https://doi.org/10.1002/hyp.1161>
- Singha, K., Day-Lewis, F.D., Johnson, T., Slater, L.D., 2015. Advances in interpretation of subsurface processes with time-lapse electrical imaging: TIME-LAPSE ELECTRICAL IMAGING. *Hydrol. Process.* 29, 1549–1576. <https://doi.org/10.1002/hyp.10280>
- Song, X., Wang, S., Xiao, G., Wang, Z., Liu, X., Wang, P., 2009. A study of soil water movement combining soil water potential with stable isotopes at two sites of shallow groundwater areas in the North China Plain. *Hydrol. Process.* 23, 1376–1388. <https://doi.org/10.1002/hyp.7267>
- Souza, R., Souza, E., Netto, A.M., Almeida, A.Q. de, Júnior, G.B., Silva, J.R.I., Lima, J.R. de S., Antonino, A.C.D., 2017. Assessment of the physical quality of a Fluvisol in the Brazilian semiarid region. *Geoderma Reg.* 10, 175–182. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2017.07.008>
- Sun, H., Hu, Z., Zhang, J., Wu, W., Liang, S., Lu, S., Liu, H., 2016. Determination of hydraulic flow patterns in constructed wetlands using hydrogen and oxygen isotopes. *J. Mol. Liq.* 223, 775–780. <https://doi.org/10.1016/j.molliq.2016.08.115>
- Tan, H., Zhang, Y., Zhang, W., Kong, N., Zhang, Q., Huang, J., 2014. Understanding the circulation of geothermal waters in the Tibetan Plateau using oxygen and

- hydrogen stable isotopes. *Appl. Geochem.* 51, 23–32.
<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.09.006>
- Verma, S.P., 2012. Geoquimiometría. *Rev. Mex. Cienc. Geológicas* 29, 276–298.
- Villeneuve, S., Cook, P.G., Shanafield, M., Wood, C., White, N., 2015. Groundwater recharge via infiltration through an ephemeral riverbed, central Australia. *J. Arid Environ.* 117, 47–58. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2015.02.009>
- Vivoni, E.R., Bowman, R.S., Wyckoff, R.L., Jakubowski, R.T., Richards, K.E., 2006. Analysis of a monsoon flood event in an ephemeral tributary and its downstream hydrologic effects: MONSOON FLOOD EVENT AND ITS DOWNSTREAM EFFECTS. *Water Resour. Res.* 42, n/a-n/a.
<https://doi.org/10.1029/2005WR004036>
- Wattanasen, K., Elming, S.-Å., 2008. Direct and indirect methods for groundwater investigations: A case-study of MRS and VES in the southern part of Sweden. *J. Appl. Geophys.* 66, 104–117. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.04.005>
- Younis, A., Soliman, M., Moussa, S., Massoud, U., ElNabi, S.A., Attia, M., 2016. Integrated geophysical application to investigate groundwater potentiality of the shallow Nubian aquifer at northern Kharga, Western Desert, Egypt. *NRIAG J. Astron. Geophys.* 5, 186–197. <https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2016.03.003>
- Yu, M.C.L., Cartwright, I., Braden, J.L., de Bree, S.T., 2013. Examining the spatial and temporal variation of groundwater inflows to a valley-to-floodplain river using ²²²Rn, geochemistry and river discharge: the Ovens River, southeast Australia. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 4907–4924. <https://doi.org/10.5194/hess-17-4907-2013>

Anexo 1. Datos de la composición isotópica de las muestras.

Tabla 9. Composición isotópica del agua de precipitación.

ID	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Exceso-d	x (utm 13n)	y (utm 13n)	Elevación
RA1	-88.76	-13.92	22.60	716742.05	2564892.70	2198.00
RA2	-100.14	-16.44	31.38	771935.49	2577883.16	1984.00
RA3	-98.62	-16.22	31.14	741521.12	2500221.42	2330.00
RA4	-64.00	-9.50	12.00	719582.23	2533910.12	2287.00
RA5	-110.20	-17.80	32.20	770303.04	2517228.84	2200.00
RA6	-88.53	-15.32	34.03	749818.54	2521074.14	2580.00
RA7	-47.01	-10.16	34.27	749818.54	2521074.14	2580.00
RA8	-50.70	-8.40	16.50	771935.49	2577883.16	1984.00
RA9	-54.44	-8.84	16.28	741521.12	2500221.42	2330.00
RA10	-50.50	-9.92	28.86	770303.04	2517228.84	2200.00
RA11	-75.08	-13.20	30.52	741182.99	2556959.69	2087.00
RA12	-20.04	-4.70	17.56	741182.99	2556959.69	2087.00
RA13	-27.50	-5.10	13.30	797434.05	2719807.26	1920.00
RA14	-84.80	-14.03	27.44	766153.37	2705541.36	1660.00
RA15	-44.21	-6.41	7.07	719582.23	2533910.12	2287.00
RA16	-62.80	-10.06	17.68	741521.12	2500221.42	2330.00
RA17	-65.00	-12.60	35.80	770303.04	2517228.84	2200.00
RA18	-70.90	-12.54	29.42	749818.54	2521074.14	2580.00
RA19	-55.80	-11.40	35.40	703449.99	2655671.20	1937.00
RA20	-35.01	-6.52	17.15	700390.83	2636488.96	1875.00
RA21	-68.14	-12.37	30.82	703449.99	2655671.20	1937.00
RA22	-24.50	-5.35	18.30	663847.58	2688646.28	1994.00
RA23	-36.42	-6.64	16.70	797434.05	2719807.26	1920.00
RA24	-61.70	-11.20	27.90	627270.34	2588131.83	2703.00
RA25	-21.18	-3.03	3.06	766153.37	2705541.36	1660.00
RA26	-11.17	-1.15	-1.97	771935.49	2577883.16	1984.00
RA27	-53.68	-5.37	-10.72	663847.58	2688646.28	1994.00
RA28	-53.82	-8.44	13.70	700390.83	2636488.96	1875.00
RA29	10.11	2.74	-11.81	627270.34	2588131.83	2703.00
RA30	-26.69	-2.04	-10.38	766153.37	2705541.36	1660.00
RA31	-23.96	-1.76	-9.85	766153.37	2705541.36	1660.00
RA32	-52.75	-7.75	9.22	716742.05	2564892.70	2198.00
RA33	-53.23	-7.65	7.96	716742.05	2564892.70	2198.00
RA34	-51.19	-6.65	2.02	741182.99	2556959.69	2087.00
RA35	-51.33	-6.32	-0.77	741182.99	2556959.69	2087.00
RA36	-16.83	-0.07	-16.28	703449.99	2655671.20	1937.00
RA37	-57.85	-7.02	-1.67	770303.04	2517228.84	2200.00
RA38	-58.19	-8.90	12.97	770303.04	2517228.84	2200.00
RA39	-26.62	-1.04	-18.31	627270.34	2588131.83	2703.00
RA40	-54.47	-7.80	7.93	749818.54	2521074.14	2580.00

ID	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Exceso-d	x (utm 13n)	y (utm 13n)	Elevación
RA41	-18.33	-2.62	2.60	703449.99	2655671.20	1937.00
RA42	-50.48	-6.52	1.71	741521.12	2500221.42	2330.00
RA43	-49.25	-4.39	-14.14	741521.12	2500221.42	2330.00

Tabla 10. Composición isotópica de los cuerpos de agua.

ID	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Exceso-d	x (utm 13n)	y (utm 13n)	Elevación
WB1	-87.03	-11.15	2.17	751177.00	2524225.00	2563.87
WB2	-52.63	-7.29	5.69	738212.00	2531549.00	2196.38
WB3	-69.57	-9.31	4.91	742272.00	2524644.00	2282.04
WB4	-66.99	-10.63	18.05	735833.00	2527501.00	2191.05
WB5	-84.56	-11.41	6.72	751177.00	2524225.00	2563.87
WB6	-76.01	-8.55	-7.61	724051.00	2532308.00	2286.06
WB7	-65.72	-7.29	-7.40	730413.00	2543231.00	2160.34
WB8	-61.30	-6.70	-7.70	745353.00	2531442.00	2319.03
WB9	-65.36	-8.54	2.96	728740.00	2535997.00	2236.90
WB10	-81.06	-10.87	5.90	726283.00	2535404.00	2239.14
WB11	-97.32	-13.09	7.40	751177.00	2524225.00	2563.87
WB12	-70.09	-9.88	8.95	726170.00	2536308.00	2223.37
WB13	-66.75	-8.17	-1.39	724992.00	2537065.00	2220.11
WB14	-76.26	-10.89	10.86	735521.00	2550836.00	2101.39
WB15	-57.23	-6.94	-1.71	741734.00	2562915.00	2081.33
WB16	-75.90	-10.24	6.02	741734.00	2562915.00	2081.33
WB17	-76.19	-9.98	3.65	741734.00	2562915.00	2081.33
WB18	-56.44	-6.07	-7.88	725514.00	2567711.00	2085.94
WB19	-14.64	1.78	-28.88	719768.00	2561410.00	2180.33
WB20	-57.21	-6.76	-3.13	718395.00	2557843.00	2220.62
WB21	-58.53	-7.54	1.79	718673.00	2555010.00	2247.97
WB22	-37.47	-2.76	-15.39	731914.00	2505959.00	2157.71
WB23	-61.90	-8.17	3.46	736512.00	2510405.00	2219.32
WB24	-94.16	-13.82	16.40	736512.00	2510405.00	2219.32
WB25	-73.61	-10.14	7.51	748148.00	2530533.00	2375.54
WB26	-50.55	-5.56	-6.07	738776.00	2513435.00	2244.07
WB27	-52.93	-6.21	-3.25	738294.00	2512784.00	2238.32
WB28	-56.49	-5.67	-11.13	737554.00	2512387.00	2228.03
WB29	-41.84	-3.49	-13.92	737931.00	2512203.00	2233.94
WB30	-32.97	-2.37	-14.01	738958.00	2512305.00	2250.95
WB31	-34.62	-2.71	-12.94	739464.00	2512906.00	2258.95
WB32	-74.66	-11.64	18.46	746743.00	2530390.00	2329.04
WB33	-78.81	-13.08	25.83	744438.00	2528515.00	2305.40
WB34	-58.73	-9.18	14.71	743782.00	2525677.00	2313.55
WB35	-68.47	-9.27	5.69	738931.00	2539136.00	2157.13

ID	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Exceso-d	x (utm 13n)	y (utm 13n)	Elevación
WB36	-61.62	-8.69	7.90	737713.00	2535097.00	2168.91
WB37	-55.66	-6.09	-6.94	725514.00	2567711.00	2085.94

Tabla 11. Composición isotópica del agua del escurrimiento en cauce.

ID	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Exceso-d	x (utm 13n)	y (utm 13n)	Elevación
SR1	-66.59	-7.19	-9.07	739865.01	2507172.74	2238.41
SR2	-66.91	-7.07	-10.35	739865.01	2507172.74	2238.41
SR3	-66.26	-7.15	-9.06	740107.71	2506543.71	2244.19

Tabla 12. Composición isotópica del agua subsuperficial.

ID	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Exceso-d	x (utm 13n)	y (utm 13n)	Grupo	Elevación
ACHM1	-73.31	-9.15	-0.13	759043.43	2517817.50	3.00	2198.43
ACHM2	-66.30	-7.69	-4.74	760443.65	2518072.22	3.00	2182.04
ACHM3	-72.46	-9.14	0.64	761044.51	2518655.06	3.00	2173.28
ACHM4	-68.62	-11.54	23.71	761048.06	2519279.95	2.00	2172.21
ACHM5	-67.97	-12.30	30.44	761061.65	2519655.71	2.00	2174.59
ACHM6	-69.50	-12.24	28.40	761561.41	2519808.90	2.00	2166.51
ACHM7	-73.25	-12.50	26.78	761307.63	2519459.82	2.00	2168.71
ACHM8	-65.39	-12.01	30.72	762034.47	2519352.33	2.00	2162.25
ACHM9	-61.23	-10.90	25.97	761900.14	2519365.42	2.00	2163.81
ACHM10	-65.74	-11.60	27.02	761683.21	2519198.46	2.00	2165.38
ACHM11	-67.00	-11.21	22.70	761812.36	2519157.70	2.00	2164.89
ACHM12	-66.37	-11.00	21.66	762357.23	2519674.92	2.00	2158.88
ACHM13	-58.15	-9.74	19.77	763208.07	2519498.82	2.00	2157.60
ACHM14	-54.12	-9.23	19.72	763160.06	2518971.66	2.00	2161.48
ACHM15	-71.59	-11.68	21.87	763758.24	2519375.95	2.00	2157.04
ACHM16	-65.80	-10.50	18.17	764516.73	2518438.06	2.00	2170.00
ACHM17	-57.77	-9.20	15.84	763704.11	2520356.88	2.00	2149.40
ACHM18	-54.55	-12.93	48.92	763368.70	2520606.58	1.00	2150.00
ACHM19	-51.82	-12.33	46.78	763552.37	2520218.84	1.00	2150.87
ACHM20	-52.29	-12.40	46.87	763533.46	2519993.79	1.00	2153.19
ACHM21	-51.65	-12.78	50.59	763353.85	2519815.27	1.00	2155.15
ACHM22	-53.38	-13.19	52.17	763188.09	2520154.02	1.00	2153.12
ACHM23	-58.93	-14.73	58.88	763515.68	2521184.67	1.00	2146.58
ACHM24	-60.21	-14.83	58.44	763309.82	2520873.39	1.00	2149.75
ACHM25	-58.98	-15.14	62.16	763207.42	2520853.11	1.00	2150.00
ACHM26	-71.25	-11.05	17.12	763159.41	2520658.36	2.00	2151.00

ID	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Exceso-d	x (utm 13n)	y (utm 13n)	Grupo	Elevación
ACHM27	-65.62	-11.31	24.88	763001.65	2520375.51	2.00	2153.00
ACHM28	-69.14	-7.91	-5.89	762828.11	2520338.71	3.00	2153.88
ACHM29	-65.39	-11.05	22.98	762714.62	2520133.52	2.00	2155.00
ACHM30	-71.55	-8.65	-2.38	764260.79	2521665.57	3.00	2139.44
ACHM31	-72.01	-12.23	25.86	763661.13	2522175.28	2.00	2141.68
ACHM32	-72.04	-11.39	19.10	763437.61	2521734.37	2.00	2145.41
ACHM33	-66.29	-10.94	21.22	764612.60	2523256.82	2.00	2131.57
ACHM34	-69.24	-10.60	15.59	763894.98	2521856.11	2.00	2141.00
ACHM35	-70.56	-7.82	-7.96	763941.65	2522617.18	3.00	2138.31
ACHM36	-75.32	-9.13	-2.27	763323.42	2522227.92	3.00	2148.78
ACHM37	-70.41	-7.82	-7.84	764261.18	2524103.38	3.00	2131.28
ACHM38	-71.26	-12.25	26.72	764201.40	2523766.80	2.00	2132.61
ACHM39	-71.52	-11.45	20.11	764391.98	2524779.71	2.00	2128.49
ACHM40	-72.26	-8.09	-7.50	764658.00	2525070.57	3.00	2123.98
ACHM41	-63.57	-7.41	-4.33	765576.55	2524926.63	3.00	2121.07
ACHM42	-64.95	-7.06	-8.50	765487.58	2524955.88	3.00	2120.93
ACHM43	-62.24	-6.64	-9.16	765175.97	2524987.32	3.00	2121.53
ACHM44	-67.66	-7.58	-7.04	764710.31	2524692.96	3.00	2125.97
ACHM45	-74.59	-12.40	24.58	764476.48	2525012.00	2.00	2126.58
ACHM46	-72.06	-8.14	-6.92	764796.72	2525297.72	3.00	2120.58
ACHM47	-73.48	-8.19	-7.95	764654.43	2525439.95	3.00	2120.63
ACHM48	-78.34	-11.12	10.62	766932.70	2526563.87	2.00	2129.75
ACHM49	-74.27	-11.35	16.54	766334.84	2526513.56	2.00	2117.10
ACHM50	-64.54	-10.30	17.89	765737.63	2527456.49	2.00	2103.97
ACHM51	-53.62	-14.39	61.53	765428.08	2526558.48	1.00	2108.78
ACHM52	-62.81	-15.43	60.59	764548.47	2526278.37	1.00	2122.48
ACHM53	-65.57	-16.20	64.07	765188.85	2526698.90	1.00	2111.83
ACHM54	-64.02	-16.01	64.09	764886.50	2526690.62	1.00	2117.45
ACHM55	-52.62	-14.15	60.56	769040.13	2526736.12	1.00	2112.40
ACHM56	-57.41	-14.79	60.91	758368.39	2538788.16	1.00	2130.10
ACHM57	-56.66	-14.08	55.95	756331.15	2541403.48	1.00	2133.58
ACHM58	-48.43	-12.32	50.16	755294.83	2533589.60	1.00	2215.21
ACHM59	-53.60	-13.75	56.38	754087.28	2533159.82	1.00	2245.22
ACHM60	-52.24	-13.13	52.82	753347.80	2532020.88	1.00	2254.38
ACHM61	-63.09	-14.12	49.84	752165.38	2531951.91	1.00	2289.03
ACHM62	-50.39	-11.98	45.43	756069.18	2527102.21	1.00	2296.27
ACHM63	-49.75	-12.84	52.97	756756.06	2526636.72	1.00	2261.08
ACHM64	-25.30	-8.92	46.09	769514.21	2516100.25	1.00	2188.12
ACHM65	-20.96	-9.21	52.71	770116.57	2516424.86	1.00	2180.28
ACHM66	-3.15	-5.76	42.90	775722.43	2532548.11	1.00	2032.30
ACHM67	-14.87	-6.26	35.18	779775.28	2538576.33	1.00	2077.73
ACHM68	-44.39	-1.80	-30.00	766262.03	2531864.38	3.00	2081.18
ACHM69	-29.86	-4.44	5.63	765909.86	2531781.17	2.00	2080.00

Tabla 13. Composición isotópica del agua subterránea.

ID	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Exceso- d	x (utm 13n)	y (utm 13n)	Grupo	Elevación
ABJ-002	-55.467747	-13.204851	50.17	738685.00	2514395.00	2.00	2131.36
ABJ-003	-76.972546	-10.474348	6.82	738724.00	2515177.00	4.00	2127.84
ABJ-004	-56.874754	-12.848063	45.91	738238.00	2514120.00	2.00	2132.60
ABJ-006	-75.592348	-10.328351	7.03	736271.00	2510439.00	4.00	2148.95
ABJ-007	-74.830825	-11.105744	14.02	737980.00	2509577.00	4.00	2153.07
ABJ-008	-75.314768	-11.421144	16.05	740294.00	2500467.00	4.00	2075.89
ABJ-009	-74.626794	-10.087808	6.08	733839.00	2508869.00	4.00	2156.27
ABJ-010	-74.855016	-10.080734	5.79	735792.00	2509838.00	4.00	2151.65
ABJ-011	-74.007335	-9.813178	4.50	739006.00	2512452.00	4.00	2140.16
ABJ-012	-59.656985	-13.225743	46.15	738521.00	2513552.00	2.00	2135.13
ABJ-013	-55.910981	-13.959805	55.77	733183.00	2507705.00	2.00	2161.29
ABJ-014	-58.039022	-12.654537	43.20	732111.00	2506991.00	2.00	2164.28
ABJ-015	-52.771758	-12.635284	48.31	731904.00	2506184.00	2.00	2167.57
ABJ-017	-55.703797	-12.720513	46.06	732570.00	2509299.00	2.00	2155.10
ABJ-018	-60.666829	-15.021911	59.51	733184.00	2510078.00	2.00	2151.80
ABJ-019	-73.777887	-10.596852	11.00	734348.00	2509672.00	4.00	2152.76
ABJ-020	-61.616266	-13.796923	48.76	732908.00	2514807.00	2.00	2138.12
ABJ-021	-62.874964	-14.679635	54.56	732492.00	2515370.00	2.00	2138.09
ABJ-023	-56.692605	-14.439208	58.82	733116.00	2518967.00	2.00	2131.59
ABJ-024	-60.404348	-14.17673	53.01	732898.00	2519607.00	2.00	2132.38
ABJ-025	-60.273541	-14.609829	56.61	732458.00	2518883.00	2.00	2134.59
ABJ-026	-72.402362	-12.300284	26.00	732372.00	2518162.00	3.00	2135.27
ABJ-028	-60.392833	-14.09673	52.38	737134.00	2515177.00	2.00	2128.74
ABJ-029	-60.158326	-14.015349	51.96	735863.00	2514252.00	2.00	2133.97
ABJ-035	-60.844742	-14.323555	53.74	735268.00	2515098.00	2.00	2132.07
ABJ-036	-60.581134	-14.741887	57.35	736269.00	2514846.00	2.00	2131.20
ABJ-037	-60.777457	-15.330215	61.86	736656.00	2513000.00	2.00	2138.04
ABJ-138	-62.233809	-13.54578	46.13	734894.00	2511954.00	2.00	2143.47
AC-001	-76.871813	-11.249376	13.12	736051.95	2518656.32	4.00	2120.08
AC-014	-81.076333	-11.216196	8.65	739825.45	2529633.71	4.00	2078.93
AC-017	-71.968175	-10.025854	8.24	736581.18	2529911.91	4.00	2098.03
AC-022	-57.598702	-15.224494	64.20	732815.05	2529831.93	2.00	2149.67
AC-024	-68.386833	-9.279751	5.85	729622.61	2532540.39	4.00	2139.68
AC-037	-74.167187	-10.509109	9.91	727730.72	2538493.98	4.00	2118.00
AC-038	-63.039324	-14.904833	56.20	725321.36	2531306.28	2.00	2131.36
AC-039	-62.378461	-15.350583	60.43	723645.66	2534709.38	2.00	2108.00
AC-040	-60.311996	-15.56915	64.24	723276.48	2533263.79	2.00	2107.11
AC-042	-76.667433	-9.968356	3.08	721643.30	2535562.98	4.00	2156.07
AC-046	-76.369545	-9.642535	0.77	730153.29	2546319.58	4.00	2088.71
AC-047	-72.322744	-10.823962	14.27	728706.17	2547626.88	4.00	2093.70
AC-050	-78.825752	-11.308865	11.65	733885.00	2549984.02	4.00	2031.88
AC-060	-77.652207	-11.420234	13.71	742415.05	2531419.97	4.00	2073.98
AC-061	-68.720273	-10.410307	14.56	734883.80	2540382.56	4.00	2094.93
AC-062	-69.076302	-10.341825	13.66	738164.53	2538193.67	4.00	2090.98
AC-064	-73.217878	-10.885526	13.87	729410.63	2546077.41	4.00	2096.75
AC-065	-70.599126	-10.770698	15.57	724799.02	2545478.38	4.00	2133.74
AC-068	-36.451787	-11.859001	58.42	721147.33	2544679.50	1.00	2151.17
AC-071	-70.465826	-11.030789	17.78	715725.93	2548459.35	4.00	2162.35
AC-077	-58.068362	-14.082912	54.59	734159.56	2523107.07	2.00	2127.95
AC-078	-58.604864	-15.33223	64.05	737910.34	2543126.13	2.00	2070.15

ID	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Exceso- d	x (utm 13n)	y (utm 13n)	Grupo	Elevación
AC-079	-54.28035	-15.521363	69.89	740483.72	2545754.38	2.00	2053.89
AC-080	-66.607107	-13.199023	38.99	746485.47	2548012.81	2.00	2036.68
AC-081	-63.978623	-12.934975	39.50	741585.06	2549234.97	2.00	2036.62
AC-082	-61.05476	-12.599106	39.74	744473.47	2549778.33	2.00	2035.80
AC-083	-64.604356	-18.26065	81.48	747817.40	2553753.16	1.00	2018.85
AC-084	-61.122153	-12.256154	36.93	738164.53	2538193.67	2.00	2090.98
AC-085	-73.451043	-11.585505	19.23	740890.38	2547976.10	4.00	2041.31
AC-087	-58.923296	-11.491718	33.01	738402.55	2546930.48	3.00	2044.45
AC-088	-66.420105	-11.744376	27.53	740319.81	2548939.43	3.00	2035.40
AC-089	-61.966709	-11.161547	27.33	741132.63	2551220.81	3.00	2029.61
AC-090	-46.956291	-15.393374	76.19	738967.05	2521086.03	1.00	2109.05
AC091	-62.346687	-11.04936	26.05	744104.78	2554515.27	3.00	2033.93
AC-093	-60.966065	-11.233262	28.90	741180.46	2556973.03	3.00	2028.47
AC-094	-59.012201	-13.917062	52.32	741354.03	2535121.00	2.00	2080.16
AC-095	-64.330137	-14.782355	53.93	739765.64	2539492.00	2.00	2085.14
AC-096	-71.053828	-9.68133	6.40	740586.08	2540019.52	4.00	2083.04
AC-097	-61.166075	-13.084247	43.51	741593.71	2543139.51	2.00	2070.48
AC-098	-73.475954	-10.523849	10.71	738202.87	2521234.30	4.00	2109.95
AC-099	-76.647697	-13.230724	29.20	743773.09	2547761.30	3.00	2044.43
AC-101	-60.867176	-13.342604	45.87	744056.79	2543887.77	2.00	2066.46
AC-102	-74.816852	-10.890179	12.30	746570.73	2543861.55	4.00	2059.82
AC-103	-59.571211	-13.795598	50.79	744781.14	2546004.27	2.00	2052.62
AC-104	-44.667195	-15.116188	76.26	723335.82	2539697.68	1.00	2158.21
AC-105	-54.983997	-16.775117	79.22	733429.89	2541661.22	1.00	2095.24
AC-106	-71.194634	-12.101625	25.62	726046.20	2541648.57	3.00	2141.26
AC-108	-61.398503	-14.588319	55.31	725666.56	2541121.99	2.00	2145.16
AC-109	-58.524189	-17.671983	82.85	731709.28	2562278.45	1.00	2002.13
AC-110	-61.433651	-12.753081	40.59	737682.67	2546249.78	2.00	2049.16
AC-111	-59.346916	-13.269011	46.81	737713.28	2541538.88	2.00	2079.64
AC-112	-64.212925	-13.274356	41.98	731193.87	2540451.26	2.00	2117.60
AC-113	-52.753705	-16.570708	79.81	738593.01	2518935.19	1.00	2113.93
AC-114	-77.083731	-10.512295	7.01	724724.64	2549763.76	4.00	2119.73
AC-115	-75.274794	-10.978876	12.56	725039.26	2548592.90	4.00	2122.26
AC-116	-67.47956	-15.288108	54.83	725538.86	2551926.36	2.00	2099.03
AC-117	-74.775542	-10.296336	7.60	726962.70	2550196.71	4.00	2096.20
AC-118	-76.320484	-9.874922	2.68	729609.53	2543313.91	4.00	2111.91
AC-119	-64.959846	-13.575125	43.64	728778.92	2543036.60	2.00	2119.20
AC-120	-51.229335	-16.771156	82.94	727897.46	2545358.90	1.00	2113.21
AC-121	-68.777761	-11.559214	23.70	723893.64	2548880.60	3.00	2128.79
AC-123	-69.203811	-9.367468	5.74	742414.54	2551246.75	4.00	2032.41
AC-126	-77.69901	-10.246669	4.27	743443.96	2556965.56	4.00	2034.89
AC127	-72.878041	-10.770499	13.29	741776.47	2548684.49	4.00	2039.23
AC-128	-59.298982	-14.540023	57.02	741219.66	2558074.39	2.00	2028.66
AC-129	-57.650783	-13.383736	49.42	741361.18	2555833.07	2.00	2029.03
AC-130	-68.046727	-11.692801	25.50	740599.63	2553792.64	3.00	2025.47
AC-134	-77.646882	-10.766247	8.48	737805.00	2571162.00	4.00	2023.80
AC-135	-55.827398	-14.001305	56.18	728685.00	2567229.00	2.00	2023.39
AC-136	-67.382267	-10.210799	14.30	728421.00	2569958.00	4.00	2022.93
AC-137	-67.841168	-9.209893	5.84	727635.00	2569112.00	4.00	2031.18
AC-139	-71.272161	-11.944575	24.28	727048.00	2567515.00	3.00	2039.14
AC-140	-75.591186	-11.278683	14.64	730361.00	2565917.00	4.00	2011.49
AC-141	-54.680604	-12.768124	47.46	732282.00	2566519.00	2.00	2001.11
AC-142	-71.738351	-10.436671	11.76	735095.00	2562316.00	4.00	2002.97

ID	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Exceso-d	x (utm 13n)	y (utm 13n)	Grupo	Elevación
AC-143	-60.618182	-13.490713	47.31	736670.00	2561368.00	2.00	2009.19
ACH-001	-74.012363	-9.791784	4.32	754694.68	2540082.95	4.00	2027.31
ACH-006	-57.232793	-13.51798	50.91	751780.27	2538624.30	2.00	2050.25
ACH-007	-77.59377	-10.029779	2.64	748850.66	2539782.11	4.00	2062.11
ACH-014	-75.243981	-10.100594	5.56	752199.26	2545938.08	4.00	2010.23
ACH-018	-73.032128	-9.637745	4.07	759773.37	2537793.51	4.00	2006.79
ACH-021	-72.197989	-9.591752	4.54	761462.93	2559301.47	4.00	1918.33
ACH-022	-72.925208	-9.810036	5.56	762513.18	2560289.50	4.00	1917.86
ACH-026	-71.585853	-8.841995	-0.85	763558.85	2562656.57	4.00	1925.87
ACH-030	-69.534871	-8.936817	1.96	766692.37	2566495.46	4.00	1932.05
ACH-035	-81.91979	-11.052601	6.50	764522.10	2561306.91	4.00	1913.70
ACH-036	-78.088255	-10.9246	9.31	769040.02	2567131.82	4.00	1932.56

Tabla 14. Composición isotópica del agua subterránea muestreada por (Navarro-Velasco, 2007)

ID	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Exceso-d	x (utm 13n)	y (utm 13n)	Elevación
NV-1	-76.00	-10.40	7.20	738112.00	2543602.00	2066.96
NV-2	-74.00	-9.60	2.80	739915.00	2544915.00	2058.71
NV-3	-75.00	-9.60	1.80	744005.00	2549482.00	2037.22
NV-4	-73.00	-9.40	2.20	740125.00	2550056.00	2030.15
NV-5	-79.00	-10.00	1.00	738012.00	2549558.00	2027.30
NV-6	-79.00	-10.00	1.00	735379.00	2549752.00	2026.38
NV-7	-75.00	-9.50	1.00	734598.00	2548233.00	2041.35
NV-8	-77.00	-9.80	1.40	742254.00	2557089.00	2032.26
NV-9	-84.00	-10.60	0.80	745041.00	2556982.00	2034.03
NV-10	-76.00	-9.70	1.60	738316.00	2555773.00	2016.16
NV-11	-77.00	-9.80	1.40	736332.00	2557823.00	2009.10
NV-12	-76.00	-9.60	0.80	736816.00	2560262.00	2009.91
NV-13	-78.00	-10.00	2.00	730888.00	2548338.00	2067.79
NV-14	-76.00	-9.70	1.60	728591.00	2550306.00	2077.90
NV-15	-76.00	-9.40	-0.80	727940.00	2545141.00	2113.99
NV-16	-81.00	-10.30	1.40	715781.00	2548267.00	2162.28
NV-17	-78.00	-9.60	-1.20	739001.00	2518574.00	2114.80
NV-18	-74.00	-10.20	7.60	739807.00	2539292.00	2085.58
NV-19	-79.00	-10.10	1.80	743071.00	2539813.00	2081.63
NV-20	-77.00	-9.90	2.20	744736.00	2545816.00	2053.82
NV-21	-78.00	-10.00	2.00	746517.00	2547790.00	2037.60
NV-22	-81.00	-10.90	6.20	738444.00	2531966.00	2073.40
NV-23	-80.00	-10.40	3.20	725681.00	2555125.00	2075.31
NV-24	-81.00	-10.70	4.60	725911.00	2556805.00	2062.08
NV-25	-82.00	-10.90	5.20	729116.00	2558124.00	2016.27
NV-26	-81.00	-10.80	5.40	729302.00	2560543.00	2003.41
NV-27	-81.00	-10.70	4.60	730702.00	2562979.00	2008.94
NV-28	-74.00	-9.80	4.40	738757.00	2563828.00	2021.34

ID	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Exceso-d	x (utm 13n)	y (utm 13n)	Elevación
NV-29	-77.00	-9.40	-1.80	738717.00	2568636.00	2030.79
NV-30	-76.00	-9.90	3.20	736472.00	2565263.00	2010.50
NV-31	-78.00	-10.30	4.40	733566.00	2564165.00	1996.05
NV-32	-72.00	-9.50	4.00	726772.00	2566399.00	2043.35
NV-33	-72.00	-9.20	1.60	725169.00	2564159.00	2063.31
NV-34	-81.00	-10.80	5.40	738039.00	2530818.00	2080.02
NV-35	-81.00	-11.20	8.60	741819.00	2526346.00	2091.95