



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE MÉXICO

FACULTAD DE GEOGRAFÍA

LICENCIATURA EN GEOLOGÍA AMBIENTAL Y RECURSOS HÍDRICOS

TESIS

PARA OBTENER EL GRADO DE LICENCIADO
EN GEOLOGÍA AMBIENTAL Y RECURSOS HÍDRICOS

**LA RECARGA DE ACUÍFEROS. ANÁLISIS DE SU ESTIMACIÓN
DE ACUERDO CON LA INFORMACIÓN DISPONIBLE, EL CASO
DEL ACUÍFERO DEL VALLE DE SAN JUAN DEL RÍO,
QUERÉTARO**

PRESENTAN:

ARIANNA VALLE GONZÁLEZ
HECTOR URIEL ZARAGOZA CONTRERAS

ASESOR:

DR. JOSÉ LUIS EXPÓSITO CASTILLO

REVISORES:

DRA. M. VICENTA ESTELLER ALBERICH
DR. MIGUEL ANGEL GÓMEZ ALBORES

TOLUCA, MÉXICO

ABRIL, 2019

Resumen

La estimación de la recarga del Acuífero del Valle de San Juan del Río, en el estado de Querétaro, objetivo de la presente investigación, se basó en la información disponible publicada por instituciones como el Comité Técnico de Agua Subterráneas del Acuífero de San Juan del Río (COTAS San Juan del Río), la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), Servicio Geológico Mexicano (SGM), el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI); así como estudios especializados realizados en la zona de estudio.

Esta investigación comprende un desarrollo progresivo de diferentes etapas que inician en la recopilación bibliográfica de métodos para estimar la recarga de agua subterránea, información cartográfica y descriptiva del área de estudio, bases de datos de pozos de extracción y monitoreo en el acuífero, así como los informes de disponibilidad publicados con anterioridad, una vez integrados estos factores se constituye la caracterización de la zona de estudio, así como la selección de un método que permita estimar la recarga de agua subterránea de forma eficiente.

Partiendo de la caracterización, se encontró que el Acuífero del Valle de San Juan del Río de acuerdo con la presión atmosférica es de tipo libre, por lo que este trabajo se encaminó en la selección de un método eficaz para este tipo de acuíferos. Asimismo, el considerar el tiempo de realización de este trabajo como los costos de implementación, fue esencial al seleccionar a la NOM-011-CONAGUA-2015 para su aplicación en este acuífero, ya que establece los lineamientos para estimar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales, así como el método para determinar la recarga total del acuífero.

El siguiente paso fue delimitar la temporalidad para estimar la recarga. Los periodos se definieron con base en las variaciones anuales de la precipitación y de profundidad promedio del nivel estático a lo largo de los últimos 6 años, así como de otras variables, por lo que se establecieron 3 periodos para realizar la estimación de la recarga: 1) 2012 – 2014, 2) 2014 – 2017 y 3) 2012 – 2017, en estos periodos se observa una variación máxima y mínima en la precipitación como en la profundidad promedio del nivel estático.

Para ejecutar la ecuación de balance hídrico como lo establece la NOM-011-CONAGUA-2015 ($E = \pm\Delta S + D$) inicialmente se obtuvo el cambio de almacenamiento (ΔS) el cual incluye como sus componentes: la superficie del valle del acuífero, la evolución piezométrica de los niveles del agua subterránea obtenida a partir de datos de profundidad del nivel piezométrico para los periodos establecidos, y el coeficiente de almacenamiento (S_y) cuyo dato se retomó de estudios publicados por CONAGUA en el año 2002 y 2015.

A partir de ello se optó por utilizar dos técnicas para determinar el cambio de almacenamiento (ΔS), una fue por medio del “Promedio aritmético” el cual no implica una elevada complejidad, y el segundo con base en los “Polígonos de evolución piezométrica” que dependen de una buena distribución espacial de los pozos de monitoreo en todo el valle.

Se tomó la extracción mediante los pozos de explotación como salidas del acuífero (D), para tal fin se consultaron los censos del REPDA del año 2014 y el estudio elaborado por DEDISA en el año 2007 retomado en la investigación de Medina (2017) para la estimación de recarga del periodo 2012 – 2014 y el último censo de extracción realizado por el COTAS San Juan del Río para el año 2016 en los periodos 2014 – 2017 y 2012 – 2017.

Como resultados para el periodo 2012 – 2014 se generó una estimación de 231.07 Mm³ mediante el cálculo de cambio de almacenamiento, haciendo uso del promedio aritmético y de 242.4 Mm³ con base en los polígonos de evolución piezométrica. Para el periodo 2012 – 2014 de 340.7 Mm³ con base en la primera técnica y de 338.1 Mm³ mediante la segunda. Para el periodo 2012 – 2017 que abarca los anteriores, se realizó una estimación de 303.09 Mm³ mediante la primera y de 296.6 Mm³ mediante en la segunda técnica.

Finalmente se compararon los resultados obtenidos con estimaciones anteriores, demostrando así que el método de balance establecido por la NOM-011-CONAGUA-2015 para las condiciones empleadas, ofrece resultados satisfactorios con un menor grado de complejidad en su análisis.

Contenido

Introducción	1
Justificación	2
Hipótesis	4
Objetivos	4
Capítulo 1. Marco Teórico	
1.1. Ciclo hidrológico.....	5
1.2. Acuíferos y sus características.....	7
1.3. Recarga de agua subterránea.....	9
1.4. Métodos para estimar la recarga.....	10
1.4.1. Uso de lisímetros.....	11
1.4.2. Balance hídrico.....	13
1.4.3. Trazadores isotópicos.....	14
1.4.4. Enfoques de Darcy.....	16
1.4.5. Fluctuaciones del nivel piezométrico.....	17
1.5. Incertidumbres al estimar la recarga.....	20
1.6. Comparación de los métodos.....	21
1.7. Marco normativo.....	23
Capítulo 2. Caracterización del Área de Estudio	
2.1. Ubicación del Acuífero del Valle de San Juan del Río.....	24
2.2. Geomorfología.....	24
2.3. Clima.....	27
2.4. Marco geológico.....	30
2.5. Hidrología superficial.....	35
2.6. Hidrología subterránea.....	35
2.7. Uso de suelo.....	41
Capítulo 3. Materiales y Métodos	
3.1. Recopilación de la información.....	44
3.2. Selección del método para estimar la recarga.....	44
3.3. Estimación de la recarga con base en la NOM-011-CONAGUA-2015.....	46
3.3.1. Estimación del área del valle.....	47
3.3.2. Delimitación de la temporalidad.....	47

3.3.3. Descarga del acuífero.....	49
3.3.4. Estimación del cambio de almacenamiento (ΔS) en el acuífero.....	49
3.3.4.1. Estimación de la recarga con base en la estimación del cambio de almacenamiento ΔS mediante el promedio aritmético.....	53
3.3.4.2. Estimación de la recarga con base en la estimación del cambio de almacenamiento ΔS mediante polígonos de evolución piezométrica.....	57

Capítulo 4. Análisis y Discusión de Resultados

4.1. Recopilación de la información.....	62
4.2. Selección del método para estimar la recarga.....	67
4.3. Estimación del balance hídrico con base en la NOM-011-CONAGUA-2015....	67
4.3.1. Estimación del área del valle.....	68
4.3.2. Delimitación de la temporalidad.....	68
4.3.3. Delimitación de las descargas.....	70
4.3.4. Estimación de la recarga con base en la estimación del cambio de almacenamiento ΔS mediante el promedio aritmético.....	72
4.3.4.1. Estimación de la recarga para el periodo 2012 – 2014	72
4.3.4.2. Estimación de la recarga para el periodo 2014 – 2017	74
4.3.4.3. Estimación de la recarga para el periodo 2012 – 2017	75
4.3.5. Estimación de la recarga con base en la estimación del cambio de almacenamiento ΔS mediante los polígonos de evolución piezométrica.....	76
4.3.5.1. Estimación de la recarga para el periodo 2012 – 2014	77
4.3.5.2. Estimación de la recarga para el periodo 2014 – 2017	83
4.3.5.3. Estimación de la recarga para el periodo 2012 – 2017	86
4.4. Comparación de resultados.....	89
Conclusiones	92
Recomendaciones	93
Referencias	95
Anexos	99

Índice de figuras

FIGURA 1.1.	Proceso del ciclo hidrológico.....	6
FIGURA 1.2.	Tipos de acuíferos de acuerdo con la presión atmosférica.....	8
FIGURA 1.3.	Comportamiento del nivel piezométrico en cada tipo de acuífero.....	8
FIGURA 2.1.	Mapa de ubicación.....	25
FIGURA 2.2.	Mapa de pendiente.....	26
FIGURA 2.3	Mapa de climas.....	28
FIGURA 2.4	Mapa de precipitación media anual.....	29
FIGURA 2.5.	Mapa geológico.....	31
FIGURA 2.6.	Sección geológica A-B.....	34
FIGURA 2.7.	Mapa hidrológico.....	36
FIGURA 2.8.	Mapa de hidrología subterránea.....	40
FIGURA 2.9.	Mapa de uso de suelo.....	42
FIGURA 3.1.	Esquema metodológico para la estimación de la recarga.....	43
FIGURA 3.2.	Gráfico de precipitación media anual y profundidad promedio del nivel estático.....	48
FIGURA 3.3.	Técnicas para estimar el volumen de Cambio de Almacenamiento (ΔS).....	50
FIGURA 3.4.	Distribución de los pozos de monitoreo en el acuífero en marco de la densidad de pozos de extracción.....	51
FIGURA 3.5	Ejemplo del método de triangulación por medio de isolíneas.....	59
FIGURA 4.1.	Ubicación de los pozos de monitoreo proporcionados por el COTAS de San Juan del Río.....	66
FIGURA 4.2.	Valle del Acuífero de San Juan del Río.....	69
FIGURA 4.3	Gráfico de precipitación con los periodos de estimación de la recargar.....	71
FIGURA 4.4.	Evolución del nivel piezométrico en el periodo 2012 – 2014.....	82
FIGURA 4.5.	Evolución del nivel piezométrico en el periodo 2014 – 2017.....	85
FIGURA 4.6.	Evolución del nivel piezométrico en el periodo 2012 – 2017.....	88
FIGURA 4.7.	Gráfico de relación de precipitación y valores de recarga para diferentes periodos.....	91

Índice de tablas

TABLA 1.1.	Ventajas y desventajas de la aplicación de los métodos para estimar la recarga.....	19
TABLA 1.2.	Métodos más utilizados y variables a utilizar para estimar la recarga.....	22
TABLA 2.1.	Tipos de climas en el área de estudio.....	27
TABLA 2.2.	Usos de suelo en el Acuífero del Valle de San Juan del Río.....	41
TABLA 3.1.	Evolución de la profundidad de los niveles.....	56
TABLA 4.1.	Pozos de monitoreo ubicados en el Acuífero de San Juan del Río.....	64
TABLA 4.2.	Descargas para los diferentes periodos.....	72
TABLA 4.3.	Nivel piezométrico del área de estudio y cálculo de abatimiento.....	78
TABLA 4.4.	Datos de polígonos de evolución piezométrica para el periodo 2012 – 2014	83
TABLA 4.5.	Datos de polígonos de evolución piezométrica para el periodo 2014 – 2017	84
TABLA 4.6.	Datos de polígonos de evolución piezométrica para el periodo 2012 – 2017	86
TABLA 4.7.	Estimación de la recarga mediante el promedio aritmético y polígonos de evolución piezométrica.....	90

Índice de anexos

ANEXO 1.	Vista del relieve norte del valle de San Juan del Río desde la presa Constitución de 1917.....	100
ANEXO 2.	Zonas con pendientes abruptas en el valle de San Juan del Río.....	100
ANEXO 3.	Vista Noroeste de la presa Constitución de 1917.....	101
ANEXO 4.	Vista Noreste de la presa Constitución de 1917.....	101
ANEXO 5.	Agricultura de riego en el valle de San Juan del Río.....	102
ANEXO 6.	Canal de riego para la agricultura	102
ANEXO 7.	Reunión con integrantes del COTAS San Juan del Río	103
ANEXO 8.	Pozos de monitoreo en el Acuífero del Valle de San Juan del Río	103
ANEXO 9.	Infraestructura de los Pozos de monitoreo en el acuífero.....	104

Introducción

Las aguas subterráneas abastecen de agua potable por lo menos al 50% de la población mundial y representan el 43% de toda el agua utilizada para el riego (FAO, 2010). A nivel mundial, 2.500 millones de personas dependen exclusivamente de los recursos de aguas subterráneas para satisfacer sus necesidades básicas diarias de agua (UNESCO, 2015).

La importancia del agua subterránea en México se manifiesta en la magnitud del volumen utilizado por los principales usuarios. El 38.9% del volumen total concesionado para usos consuntivos procede de agua subterránea (CONAGUA, 2016).

De acuerdo con el informe de Estadísticas del Agua en México (2017), de los 653 acuíferos que conforman la República Mexicana, para el 2016 se reportan 105 que se encuentran en condición de sobreexplotación, es decir, ya no cuentan con disponibilidad y el déficit de agua subterránea en el sistema no permite otorgar más concesiones a los usuarios. Por ello, resulta necesario realizar cálculos de disponibilidad que indican el volumen medio anual de agua subterránea que puede ser extraído del acuífero, adicional a la extracción ya concesionada y a la descarga natural comprometida, para determinar si el sistema acuífero aún cuenta con disponibilidad de agua y así lograr la preservación del recurso hídrico.

Bajo esta condición, la necesidad de la evaluación de la recarga radica, en que el manejo óptimo de las aguas subterráneas requiere de su conocimiento, ya que la explotación debe expresarse como una extracción en función de la recarga que recibe un acuífero en determinado tiempo y a la descarga natural comprometida (Murillo-Díaz. 2004), esto permitirá que no se potencialicen efectos adversos que perjudiquen el funcionamiento del sistema acuífero; sin embargo, la evaluación, así como la estimación de la recarga, es un proceso complejo de determinar debido a que los métodos que existen para realizar la estimación dependen de ciertas variables que en algunos casos presentan dificultades al ser establecidas o de identificar y en otros casos resulta costosa su implementación.

En el Acuífero del Valle de San Juan del Río, la mayoría del volumen de agua que se extrae se utiliza para la agricultura y uso potable, lo cual significa que el acuífero toma importancia

como fuente principal de abastecimiento de agua para la población y el desarrollo económico de la entidad (CONAGUA, 2015).

Asimismo, se menciona que existe un déficit importante de -135.39 Mm^3 en cuanto al volumen concesionado de agua subterránea (326.09 Mm^3) respecto de la recarga media anual (191.5 Mm^3), lo cual significa que se extrae del acuífero más agua de la que se recarga de forma natural por medio de la precipitación. El problema radica en que si la extracción intensiva continua, el acuífero no será capaz de atenuar los efectos negativos además de la pérdida de ecosistemas que dependen en cierto nivel del agua subterránea o, en su caso, la pérdida de cuerpos de agua que se alimentan del agua subterránea.

En este contexto uno de los principales desafíos es estimar de manera coherente la recarga del acuífero con el uso de la tecnología y la búsqueda en la literatura en materia de métodos de recarga aplicables a acuíferos libres, como lo es el Acuífero del Valle de San Juan del Río.

Es por ello que realizar diversas estimaciones de la recarga mediante diferentes métodos, permitirá una aproximación a un valor confiable de la misma. Es importante reconocer que los métodos existentes no son universales, es decir, al consultar diversos métodos para estimar la recarga de acuíferos se seleccionará aquel que se adapte a las características e información disponible del acuífero.

Justificación

De acuerdo con la Comisión Nacional del Agua (2015), en el acuífero del Valle de San Juan del Río existen 698 aprovechamientos, de los cuales 546 corresponden al uso agrícola y abrevadero; 128 pozos se utilizan para uso público-urbano y recreativo y 24 para el uso industrial, es decir, en su mayoría el volumen de agua que se extrae del acuífero se usa para la agricultura y el consumo humano, lo que significa que el acuífero toma importancia como fuente principal para el abastecimiento de agua para la población y el desarrollo económico de la entidad, sin embargo, al no disponer de suficientes cuerpos de agua superficiales que satisfagan la demanda hídrica, el acuífero se ve sometido a una intensa explotación, cuyas consecuencias derivan en una serie de problemáticas que no solo se limitan a la escasez de

agua, sino que también, podrían originar agrietamientos en el suelo lo que se traduce en la compactación de los poros vacíos que deja la extracción, dando potencial al hundimiento del terreno, además de los conflictos sociales que se originan por la disputa del vital líquido.

Un paso fundamental para alcanzar el manejo sustentable del acuífero es estimar su tasa de recarga anual a la luz de información reciente. El presente trabajo tiene la finalidad de revisar en la literatura los diferentes métodos que existen para estimar la recarga en acuíferos, de tal manera que se pueda aplicar el que mejor se adecue a las características hidrogeológicas del Acuífero del Valle de San Juan del Río, el cual es de suma importancia, ya que es la principal fuente de abastecimiento de agua potable y permite el desarrollo de actividades económicas en la entidad.

Realizar la estimación de la recarga genera una gran incertidumbre ya que algunos métodos exigen información de alta complejidad, y es necesario considerar tanto la variación espacio-temporal como la fiabilidad de los datos a utilizar.

En este sentido, la importancia de la investigación radica en la selección de un método para estimar la recarga del acuífero, basada en la integración de información existente y actualizada, así como del uso de los Sistemas de Información Geográfica.

Como resultado se estimará la recarga y se comparará entre diferentes métodos aplicados, demostrando y evaluando las ventajas y desventajas que ofrece el método seleccionado.

Es preciso incluir una revisión y adquisición de toda la información existente para el Acuífero del Valle de San Juan del Río, y así utilizar toda la información disponible para aplicar un método que se adapta al tipo de acuífero y haga uso de la información existente, lo cual puede atestiguar un resultado de mayor precisión al volumen total de la recarga.

El desconocer los valores de recarga de agua subterránea genera deficiencias a los encargados de gestionar los recursos hídricos, ya que desconocen las capacidades de aprovechamiento que tiene el acuífero o las medidas de prevención y protección que se deben implementar para evitar problemas a corto y largo plazo.

Hipótesis

La disponibilidad de la información sobre las características hidrogeológicas como climáticas del Acuífero del Valle de San Juan del Río, permitirá seleccionar un método para la estimación de la recarga con menor incertidumbre en los resultados.

Objetivos

Objetivo general

Estimar la recarga del Acuífero del Valle de San Juan del Río, partiendo del análisis de los métodos existentes y de la información disponible sobre el acuífero para contar con valores consistentes de recarga que permitan definir las bases del manejo sustentable del acuífero.

Objetivos específicos

- Recopilar, analizar y geoprocesar la información disponible relacionada con el acuífero del Valle de San Juan del Río, Qro; para conformar la base de geodatos.
- Identificar los diferentes métodos existentes de recarga de acuíferos para seleccionar el que se pueda aplicar con base en las características del acuífero y la información disponible.
- Estimar la recarga del acuífero por el método seleccionado con la información disponible y las características hidrogeológicas del área de estudio para contar con las bases preliminares para su manejo sustentable.
- Comparar los resultados obtenidos con otras estimaciones previas de la recarga del acuífero para identificar ventajas y desventajas del método utilizado.

Capítulo 1

Marco Teórico

1.1. Ciclo hidrológico

La World Meteorological Organization (2012) define a los Recursos hídricos como: “Aquellos recursos disponibles o potencialmente disponibles, en cantidad y calidad suficientes, en un lugar y en un período de tiempo dados, apropiados para satisfacer una demanda identificable”.

La litosfera, los océanos y la atmósfera forman los reservorios más grandes de agua de la tierra. El principal eslabón entre estos embalses es el ciclo hidrológico, que proporciona agua dulce para los seres humanos, funciones de los ecosistemas continentales, meteorización y sedimentos y es corresponsable del equilibrio de la temperatura en la Tierra (Seiler y Gat 2007).

En la naturaleza el agua realiza un vasto ciclo bajo dos estados principales: gaseoso y líquido-sólido. El vapor de agua atmosférico se condensa en las nubes que engendran las precipitaciones, en forma de lluvia, nieve o granizo (Castany, 1971).

Sánchez (2017) define que la infiltración puede seguir los siguientes caminos regresando a la atmósfera; se evapora o transpira o sucede la combinación de ambas generando la denominada evapotranspiración. Cuando la radiación solar convierte las moléculas del estado líquido a gaseoso, una parte se evapora directamente desde el suelo húmedo y otra por medio de la intercepción de agua que retienen las hojas de las plantas. El siguiente proceso ocurre cuando las plantas se alimentan de una parte del agua infiltrada en el suelo, lo que les ayuda a su crecimiento mientras otra se transpira.

El proceso de escurrimiento se logra de manera superficial y subterránea; el flujo que logra traspasar las raíces de las plantas en la zona no saturada del suelo puede salir superficialmente creando manantiales, a lo cual se le denomina escorrentía hipodérmica. El flujo que logra traspasar estas capas del subsuelo llegando a la zona saturada se le denomina escorrentía subterránea.

La escorrentía superficial es la parte del agua que precipita y llega a cuerpos de agua como; ríos, lagos y embalses. Durante este trayecto una pequeña porción es evaporada, otra se retiene como nieve o hielo dependiendo de las condiciones climáticas del lugar (escorrentía superficial diferida), y, finalmente, una porción del escurrimiento termina en el mar. El mecanismo que sigue el ciclo hidrológico se muestra en la figura 1.1.

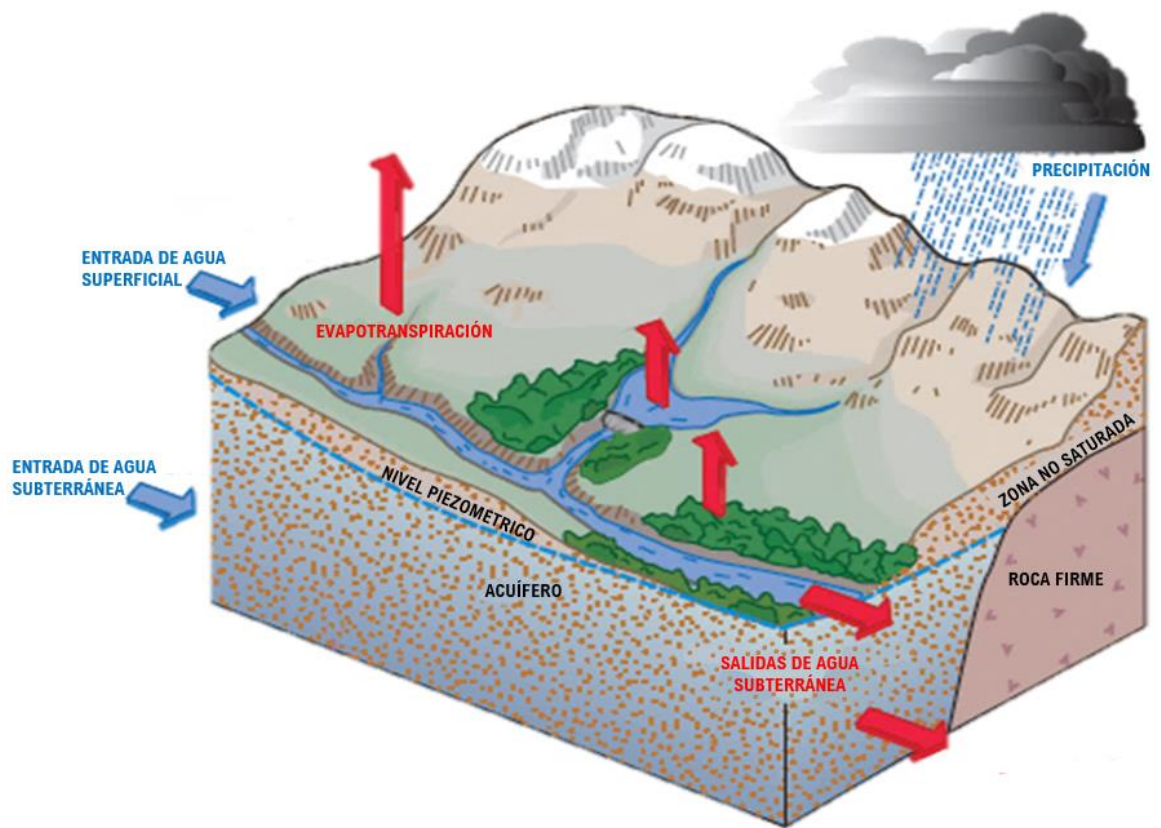


Figura 1.1. Proceso del ciclo hidrológico (Healy, 2007).

1.2. Acuíferos y sus características

De acuerdo con la Ley de Aguas Nacionales (DOF, Ley de Aguas Nacionales, 2016), un acuífero se define como: cualquier formación geológica o conjunto de formaciones geológicas hidráulicamente conectados entre sí, por las que circulan o se almacenan aguas del subsuelo que pueden ser extraídas para su explotación, uso o aprovechamiento y cuyos límites laterales y verticales se definen convencionalmente para fines de evaluación, manejo y administración de las aguas nacionales del subsuelo.

Existen tres tipos de acuíferos de acuerdo con la presión atmosférica (figura 1.2). Un acuífero se denomina libre cuando el agua almacenada está en contacto directo con la atmósfera a través de los poros y fisuras de la roca. Cumple la condición de que el límite superior de la zona saturada, la superficie freática, es una superficie física en que el agua subterránea se encuentra con la presión atmosférica, en cualquier punto por debajo de la superficie freática el agua está a una presión mayor que la atmosférica. Se supone que el peso de la roca no ejerce ninguna presión sobre el agua que en ella se almacena, es decir, que el esqueleto del acuífero es una estructura independiente y estable (si se vacía de agua, la roca no se desmorona) (Martínez et al 2006).

Cuando un acuífero está aislado de la atmósfera por unidades geológicas impermeables se le denomina acuífero confinado. Este acuífero se encuentra siempre saturado de agua y en todos sus puntos el agua se encuentra a una presión mayor que la atmosférica (figura 1.3).

Si se perfora un sondeo hasta alcanzar un acuífero confinado, el agua del acuífero ascenderá en el interior de ese sondeo hasta alcanzar un equilibrio entre la presión a la que se encuentra sometida y la presión atmosférica, a este fenómeno se le llama artesianismo (Martínez et al 2006).

Si la presión fuese suficiente el agua podría ascender por encima de la superficie del suelo originándose un fenómeno de surgencia. A la cota que alcanzaría el agua en el interior del sondeo ranurado con un punto del acuífero confinado se le denominaría nivel piezométrico, y al lugar geométrico del nivel piezométrico de todos los puntos de un acuífero confinado se le denominaría superficie piezométrica (Martínez et al 2006).

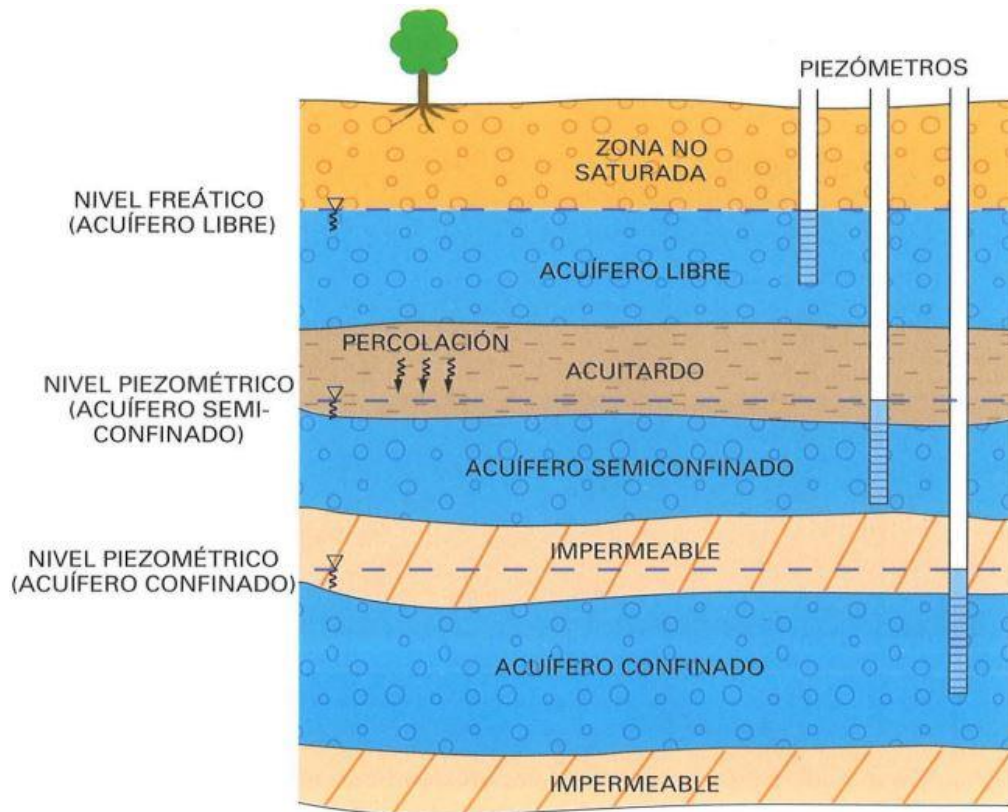


Figura 1.2. Tipos de acuíferos de acuerdo con la presión atmosférica (Martínez et al., 2006).

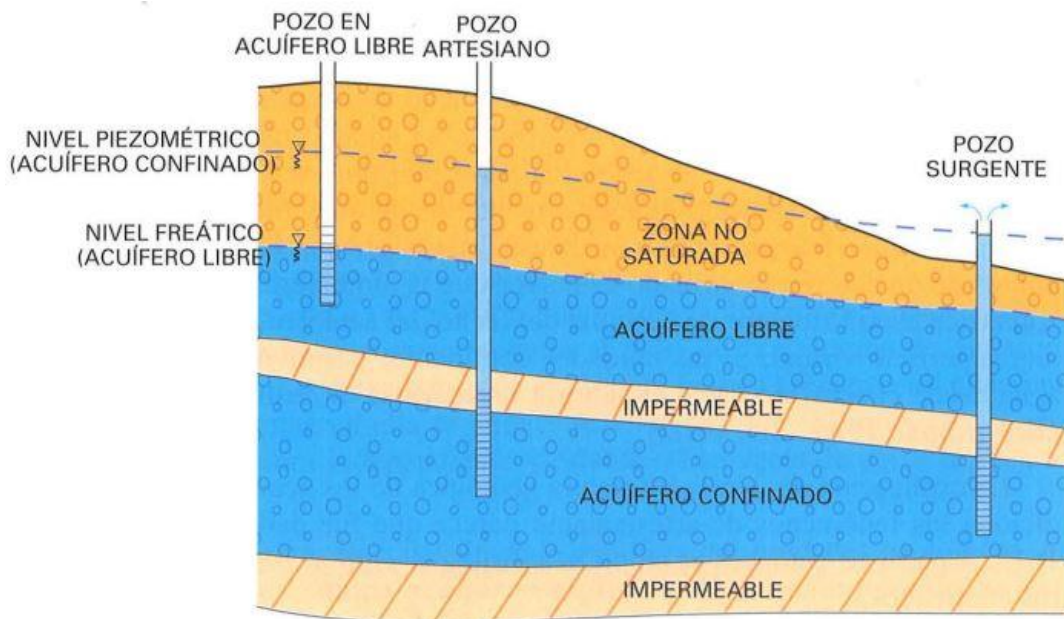


Figura 1.3. Comportamiento del nivel piezométrico en cada tipo de acuífero (Martínez et al., 2006).

Puesto que la presión del agua en todos los puntos del acuífero confinado es mayor que la atmosférica; la superficie piezométrica estará siempre por encima del techo del acuífero y será, por lo tanto una superficie virtual. Si las unidades confinantes permiten un cierto flujo de agua desde el acuífero hacia el exterior o viceversa, el acuífero se llama semiconfinado.

Cuando un acuífero confinado o semiconfinado el nivel piezométrico desciende por debajo de su techo, el acuífero adquiere la condición de libre (Martínez et al, 2006).

1.3 Recarga de agua subterránea

La recarga de agua subterránea es definida como la cantidad de agua que penetra a través de la superficie y que llega al nivel freático incorporándose al acuífero (Healy, 2010). Por otro lado, Campos (1998), menciona que el agua que penetra las capas del suelo es conocida como infiltración mientras que la percolación es la parte del agua que además de penetrar las capas superficiales llega al acuífero, también denominada infiltración neta, infiltración eficaz o recarga potencial.

La recarga se expresa habitualmente en términos de volumen por unidad de tiempo. La procedencia de la recarga puede ser múltiple y variada. La más frecuente es la infiltración de la precipitación, la cual suele ser también la más importante a nivel regional, además, la recarga puede proceder de las aguas superficiales, es decir, a través de ríos y lagos, así como de la transferencia desde otro acuífero o de labores y acciones antrópicas como por el agua de riego; también puede darse de manera artificial producto de actividades como el riego y fugas en redes de abastecimiento (Touhami, 2014).

Si se requieren evitar sobreexplotaciones de los acuíferos con sus consecuencias desfavorables, hay que conocer la recarga natural del sistema hidrogeológico, parámetro que es decisivo para determinar las cantidades de agua disponibles para el uso humano (Werner, 1996).

Lerner et al (1990) proponen una clasificación similar pero un poco más completa sobre las fuentes de recarga:

- a. Recarga directa o recarga difusa, proveniente del agua lluvia.
- b. Recarga concentrada o indirecta, producto de cauces permanentes, estacionales y efímeros.
- c. Flujos laterales, procedentes de otros acuíferos.
- d. Retorno de riegos, excesos de riegos o las pérdidas en los canales de distribución.
- e. Recarga urbana, producto de fugas de redes de abastecimiento y redes de alcantarillado.

Por su parte, Balek, (1988) define cuatro tipos de recarga según el tiempo:

- a. Recarga a corto plazo. Ocurre ocasionalmente luego de una fuerte lluvia, se da principalmente en regiones donde no hay estaciones húmedas y secas muy marcadas.
- b. Recarga estacional. Ocurre regularmente, por ejemplo, durante el período húmedo en regiones húmedas y secas.
- c. Recarga perenne. Ocurre en ciertos lugares del Trópico Húmedo donde el flujo de agua descendente es casi permanente y puede ocurrir una recarga continua.
- d. Recarga histórica. Este tipo de recarga se presentó hace mucho tiempo y contribuyó a la formación de los presentes recursos de agua subterránea, está estrechamente relacionada con lo que se conoce como tiempo de residencia, definido como el tiempo que permanece un volumen determinado de agua en las reservas subterráneas desde que se convirtió en recarga hasta que vuelve a hacer parte del ciclo hidrológico activo (Balek, 1988).

1.4. Métodos para estimar la recarga

Estimar la recarga de agua subterránea es fundamental para la mayoría de los enfoques utilizados para evaluar y gestionar los recursos de aguas subterráneas. La mayoría de los enfoques para cuantificación de la recarga de aguas subterráneas miden la recarga de manera directa o indirecta en un área limitada (a escala puntual o de pequeña cuenca) y para períodos cortos de tiempo (Khan et al, 2016).

Una estimación adecuada de la recarga enfrenta varios desafíos, como la determinación del efecto de las variaciones climáticas y los cambios en el uso del suelo, la influencia de la

geomorfología y la representatividad de ciertos parámetros puntuales extrapolados (Schulz y García, 2015). En general, la recarga depende de los siguientes factores:

- Características del suelo, es decir el material constituyente, porosidad, tasa de infiltración, grado de humedad, profundidad radicular, el uso del suelo, etc.
- Componentes climatológicas que determinan la cantidad de agua susceptible a ser evapotranspirada en el suelo; la temperatura, radiación y velocidad del viento.
- Precipitación y su régimen de intensidad.
- Tipo de roca, tanto de la zona no saturada como la del propio acuífero, incluye los parámetros hidráulicos: conductividad hidráulica, porosidad eficaz, espesor, etc.
- Topografía del terreno.
- Cobertura vegetal como condicionante de la evapotranspiración y escorrentía.

Los métodos de estimación han de tener en cuenta estas circunstancias mediante la adecuada parametrización regional, y el progresivo ajuste de estos parámetros mediante observaciones (Custodio, 1997).

Dado que no existen métodos de medición directa de la recarga, o bien solo son puntuales (Lerner et al, 1990), surge la necesidad de determinar un valor a partir de varios métodos indirectos que estiman la recarga, debido a las limitaciones de cada uno. Por lo tanto, es necesaria la comparación entre los mismos, para así poder estimar la recarga lo suficientemente confiable. Por tal motivo se pueden emplear distintos métodos.

Existen numerosos métodos para la estimación de la recarga, entre los cuales destacan los siguientes.

1.4.1. Uso de lisímetros

Los lisímetros son instalaciones experimentales, que utilizan el suelo como aparato de medición. Permiten evaluar el balance hidrológico, y por tanto sus principales elementos: la infiltración y la evapotranspiración real o potencial bajo las condiciones naturales (Castany, 1971).

Existen varios tipos de lisímetros, que se pueden agrupar en:

- Lisímetros de superficie.
- Lisímetros de pesada.
- Lisímetros subterráneos.

Los primeros dos son los más utilizados. El fin de los lisímetros consiste en evaluar el balance hidrológico de una muestra de suelo dada. Están pues concebidos para determinar los intercambios de agua, y más particularmente, el agua infiltrada durante intervalos de tiempo determinados.

Para el hidrogeólogo, los lisímetros son los únicos dispositivos experimentales que permiten evaluar con precisión la infiltración. Por lo que es el método por excelencia para la estimación de los balances. Por otra parte, permiten estudiar la evolución biológica y físico-química de las aguas al atravesar un suelo de composición determinada (Castany, 1971).

Los lisímetros ofrecen información puntual que después se ha de interpolar, aunque tienen una gran fiabilidad al estimar directamente componentes del balance de agua. Estas técnicas son más apropiadas para zonas húmedas con desarrollo de suelos y acuíferos detríticos (Schulz y García, 2015).

Seiler y Gat (2007), señalan que los estudios de recarga con lisímetros, suelen ser minuciosos en cuanto a la importancia de los factores físicos que intervienen en la recarga como lo es la geología, el clima, la vegetación y el suelo, a diferencia de métodos como el de balance cuya escala de estimación es mayor; sin embargo, esto podría presentar una desventaja ya que el medio resulta no ser homogéneo en la mayoría de los casos y los resultados serían de manera muy puntual, además de que la utilización de lisímetros resulta costoso en cuanto a la construcción y a su mantenimiento ya que el intervalo de monitoreo es amplio.

Las principales ventajas que poseen los lisímetros son que permiten estimar directamente la cantidad de agua infiltrada y la relación entre el drenaje y la pluviometría, es decir la infiltración. La diferencia entre estos datos da el valor de la evapotranspiración real o potencial, según el tipo de aparato.

La superficie del suelo estudiado es sometida a la influencia de los factores hidrometeorológicos (precipitaciones, evapotranspiración y fenómenos térmicos) en las mismas condiciones que en las zonas ambientes. Las mediciones se sitúan así en las condiciones hidrológicas naturales. Además, es posible variar el tipo de superficie del suelo, estudiando su influencia: suelo sin vegetación, o con cobertura vegetal (Castany, 1971).

1.4.2. Balance hídrico

El balance hídrico aplica el principio de la conservación de masa a una cierta región de volumen conocido, definida por unas condiciones de frontera, y durante un período de tiempo. La diferencia en las entradas y las salidas debe ser igual al cambio en el almacenamiento de agua.

La mayor parte de los métodos de balance de agua determinan la recarga a partir de los demás componentes, este tipo de balances se puede aplicar en la zona superficial, en la zona no saturada y en la saturada (Sampler, 1997).

Hay diferentes expresiones para estimar la recarga a partir de un balance hídrico según el volumen de control escogido y según las subdivisiones que se hagan a las entradas, salidas o cambios en el almacenamiento. La expresión más sencilla puede ser:

$$R = P - Es - ET - \Delta S \quad (1)$$

Donde, R es la recarga, P, precipitación, Es, escorrentía, ET, evapotranspiración y ΔS es cambio de almacenamiento.

Esta ecuación es válida si se asume que la recarga es igual al flujo subterráneo o descarga y si se toma la precipitación (P) como única entrada al sistema, luego de asumir que la divisoria de la cuenca coincide con la divisoria de aguas subterráneas y por lo tanto no hay entrada de flujo desde acuíferos vecinos (Freeze y Cherry, 1979).

Existen diferentes tipos de balance hídrico, como (Veléz, 2004):

1. Balance de humedad del suelo. La lluvia y la evapotranspiración potencial constituyen los datos de entrada al balance y la evapotranspiración real y la recarga son los datos de salida.
2. Balance de ríos y canales de agua. Se puede realizar mediante medidas del caudal siendo la más sencilla y otra puede ser por encharcamiento, en la cual la recarga se estima midiendo la disminución del nivel de agua luego de haber sido aislada una sección del canal. Este método no es conveniente ya que requiere preparación previa del canal y es muy costoso usar medidores de infiltración.

Los métodos de balance ofrecen gran disponibilidad de datos para su aplicación; son fáciles de aplicar, rápidos y de bajo costo; toman en cuenta toda el agua que entra al sistema y están disponibles para todas las fuentes de recarga (Veléz, 2004).

1.4.3. Trazadores isotópicos

Los trazadores son sustancias que se encuentran en el medio ambiente ampliamente distribuidos y participan en los ciclos naturales. Particularmente, los isótopos de hidrógeno y de oxígeno son de interés, ya que son constituyentes de la molécula de agua y ofrecen un amplio rango de posibilidades para estudiar los procesos físicos y químicos dentro del ciclo del agua (Schulz y García, 2015).

Los estudios con trazadores isotópicos en agua se realizan con el objetivo de determinar fuentes que originan a recarga, donde hacen el papel de señalizadores, esta técnica consiste en inyectar un trazador y luego rastrearlo en un área determinada (Lerner, et al 1990), además permiten identificar mecanismos responsables de generación de flujos de agua, así como fuentes de solutos, sistemas de contaminación y estimar la recarga de agua subterránea (Kendall y Caldwell, 1998).

Como señala Misstear, (2000) existen dos maneras de determinar la recarga utilizando trazadores, una es mediante el método de rendimiento el cual implica un balance de masa entre lo que precipita y lo que esta infiltrando siendo el cloruro el isótopo más utilizado en este método, mientras que el método de firma determina un área y rastrea el agua que contiene

utilizando isótopos como es el tritio. La utilización de isotopos resulta relativamente barato al no necesitar visitas frecuentes de campo (Lerner, et al, 1990).

Uno de los métodos usados para estimar la recarga de agua subterránea es el Balance de Masas de Cloruro. El cloruro es utilizado debido a la característica de ser conservativo y por su abundancia relativa en la precipitación ya que cumple con las condiciones de ser muy soluble, no interacciona con el medio y el terreno carece de cantidades significativas del mismo (Custodio, 1997).

El Cloruro se presenta en la superficie del suelo tanto por la lluvia como por la deposición seca que sobre él se produce. La mayoría de las plantas no toman cantidades suficientes de cloruro del agua del suelo, por lo que se concentra por la evapotranspiración en la zona de las raíces.

Es un método muy difundido para la estimación de la recarga debido a que las determinaciones son rápidas y de bajo costo y está extensamente documentado en varias revisiones. Este método es muy atractivo para zonas áridas y semiáridas con alta evaporación donde se lo ha aplicado mayoritariamente, aunque también se ha aplicado en zonas húmedas (Touhami, 2014).

El contenido de cloruro de la recarga puede determinarse de agua extraída de la zona vadosa o de la parte superior del acuífero freático (Ruiz, 2003).

El balance de masa de cloruro en un intervalo de tiempo se estima mediante la siguiente expresión:

$$P * Cl_p + DS = R * Cl_R \quad (2)$$

Donde P es la precipitación; Cl_p , la concentración de cloruro de la precipitación; DS, masa de cloruro de la deposición seca; R, es la recarga de agua subterránea, y Cl_R es la concentración de cloruro del agua subterránea.

Para el muestreo de la precipitación, se utiliza un colector ubicado en el nivel del suelo, de manera que la muestra incorpore la deposición seca, o sea:

$$P * Cl'_p = R * Cl_R \quad (3)$$

Donde Cl'_p es la concentración de cloruro de la muestra, que incluye la masa de cloruro en el agua de lluvia y la de la posición seca. Esta última ecuación permite obtener la recarga (Varni, 2013).

Una de las principales ventajas del método es que los resultados se derivan en parte de datos de series de tiempo largas comparado con las mediciones directas de flujo en la zona no saturada donde generalmente los resultados son obtenidos sobre una base de tiempo anual (Edmunds, et al, 1998).

Este método tiene como principal limitación la necesidad de utilizar valores medios tanto del agua de lluvia (cantidad y concentración) como del agua de recarga y esorrentía, proporcionando tan solo una estimación del valor medio multianual de la recarga según el espesor del medio no saturado y las características del muestreo (Schulz y García, 2015).

1.4.4. Enfoques de Darcy

La estimación de la recarga con la técnica de Darcy consiste en encontrar valores de potencial hidrológico a partir de las ecuaciones de Richards para la zona no saturada, y Boussinesq, en la zona saturada, contando con datos de conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento y contenido de humedad, mediante el uso de técnicas analíticas o modelos numéricos, según la simplicidad de las condiciones de campo o la cantidad de simplificaciones asumidas (Veléz, 2004).

Con el potencial hidrológico se determina la velocidad de filtración o el flujo de agua, teniendo este valor se halla el caudal y con este último se realiza un balance de masa donde se conoce el volumen de agua que entra y sale del sistema y se estima el volumen de agua que queda almacenado en él, el cual equivale a la recarga (Veléz, 2004).

La Ley de Darcy se usa para calcular la recarga en la zona saturada de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$R = \frac{K(\theta)dH}{dz} = -K(\theta) \frac{d}{dz}(h + z) = -K(\theta) \left(\frac{dh}{dz} + 1 \right) \quad (4)$$

Donde, $K(\theta)$ es la conductividad hidráulica en la zona no saturada, H es la altura gradiente hidráulico, h es la altura métrica del potencial, z es la distancia horizontal entre los dos puntos donde se mide el potencial hidráulico.

La aplicación de la Ley de Darcy requiere mediciones o estimaciones del gradiente de altura total vertical y de la conductividad hidráulica no saturada en el contenido de agua en el suelo (Khan, et al, 2016).

La recarga puede ser estimada físicamente mediante el movimiento del agua subterránea utilizando la ecuación de conservación de la masa de Darcy, sin embargo, la utilización del método requiere de un alto y detallado conocimiento de las características hidráulicas del acuífero ya que se genera una gran incertidumbre en la estimación debido a errores inherentes en los datos de entrada como la conductividad hidráulica y la heterogeneidad del suelo, así como el conocimiento del agua en la zona no saturada (Veléz, 2004).

1.4.5. Fluctuaciones del nivel piezométrico

El método de variaciones del nivel piezométrico se basa en la premisa de que ascensos en la altura de la superficie freática en acuíferos libres se deben a la incorporación de agua procedente desde la superficie del suelo (Quiroz, et al, 2012). Este método es sencillo, de bajo costo y aplicable a acuíferos freáticos poco profundos, con respuesta rápida de los niveles freáticos a los fenómenos de recarga.

Es uno de los métodos más utilizados en el mundo para estimar la entrada de agua a acuíferos libres. Requiere para su aplicación de la estimación previa del coeficiente de almacenamiento específico y mediciones temporales de nivel piezométrico.

La estimación de la recarga con este método parte de un modelo de balance del agua subterránea, el cual puede ser simplificado de la siguiente manera:

$$R = \Delta S^{sw} + Q^{bf} + ET^{gw} + Q_{off}^{gw} - Q_{on}^{gw} \quad (5)$$

Donde Q_{off}^{gw} es el flujo subterráneo saliente; Q_{on}^{gw} , el flujo subterráneo entrante; ΔS^{sw} , el cambio de almacenamiento; Q^{bf} , el flujo base, y ET^{gw} es la evapotranspiración desde el acuífero. Los últimos dos términos de la ecuación incluyen los pozos de bombeo y/o recarga existentes en la zona para la cual se realiza el balance.

La estimación de la recarga según este método es definida por la siguiente expresión matemática:

$$R = \frac{S_y dh}{dt} = \frac{S_y \Delta h}{\Delta t} \quad (6)$$

Donde R es la recarga; S_y , el almacenamiento específico; h , la altura del nivel piezométrico, y t es el tiempo. Esta ecuación asume que toda el agua que alcanza el nivel freático llega inmediatamente al almacenamiento y que todos los otros componentes de la ecuación general de recarga son cero durante el tiempo de duración del evento, lo que hace que el tiempo sea crítico en el éxito del método (Quiroz, et al, 2012).

La incertidumbre en las estimaciones obtenidas con este método está relacionada con la limitada precisión con que se puede determinar el coeficiente de almacenamiento específico (S_y) y con la validez de las hipótesis de partida (Scanlon, et al, 2002).

El método es atractivo, porque suele haber información asequible sobre niveles. Sin embargo, pueden cometerse errores en el caso de confundir fluctuaciones debidas a la recarga y descarga del acuífero con aquellas producidas por bombeos, fluctuaciones barométricas u otras causas. Por lo general, un cuidadoso análisis de los registros piezométricos permite identificar diferentes fuentes de fluctuaciones de nivel (Varni, 2013) .

En la tabla 1.1 se presentan las principales ventajas y desventajas que presenta cada método para estimar la recarga de agua subterránea.

Tabla 1.1. Ventajas y desventajas de la aplicación de los métodos para estimar la recarga.

Método	Ventajas	Desventajas
Lisímetros	<p>Muy útil en trabajos puntuales. Se pueden emplear como herramienta preventiva para trabajos de protección de agua subterránea. Superan el problema de bajo flujo y de profundidad suficiente. Arroja datos de manera instantánea, estacional hasta anual.</p>	<p>El costo de la construcción de un lisímetro es muy alto. Únicamente da medidas puntuales de la recarga. Construir un lisímetro altera el suelo, se necesita humedad y tiempo para retornar las condiciones naturales.</p>
Balance de Agua	<p>Incluye cualquier agua infiltrada que llegue a la zona saturada, su exactitud cobra mayor relevancia. Incluye componentes superficiales como subterráneos. Suele ser demasiado flexible. Se puede aplicar sobre un amplio rango de espacio y escalas de tiempo.</p>	<p>Se limita al no haber calculado adecuadamente los otros componentes del balance. Es crítica esta limitación cuando la tasa de recarga es pequeña respecto a otras variables de la ecuación, por ejemplo, con la ET. Lo anterior da lugar a grandes incertidumbres en la recarga. No suele aplicarse en regiones áridas.</p>
Trazadores	<p>No son necesarias las visitas a campo frecuentes. Es posible detectar pequeños flujos de agua. A veces se convierte en la única alternativa posible de utilizar. Representan una primera aproximación de entrada al sistema no saturado del acuífero. La utilización de múltiples trazadores puede ayudar a superar cualquier deficiencia. Genera resultados fiables en estudios de zonas áridas o semiáridas que requieran información puntual.</p>	<p>Ofrecen una medida indirecta de la recarga que se puede traducir como una sobreestimación de la recarga. Los resultados deben de interpretarse con mucha precaución en zonas donde el flujo de agua subterránea es multimodal. Requiere del conocimiento de las variaciones temporales del nivel. Incertidumbre en la estimación. Limitada precisión para determinar el coeficiente de almacenamiento.</p>
Aproximaciones de Darcy	<p>Se han desarrollado métodos simplificados para medir cada parámetro y a menudo dan información suficiente. Puede aplicarse en regiones extensas. La ecuación por aplicar depende de la extensión del terreno.</p>	<p>Su implementación para estimar la recarga real es difícil debido a la complejidad de determinar propiedades hidráulicas en suelos secos. Requiere conocimiento de zonas de retención de agua en el suelo. La determinación de cada parámetro es costosa y difícil.</p>
Fluctuaciones del Nivel Piezométrico	<p>Sencillez e independencia respecto al mecanismo de desplazamiento del agua en la zona no saturada. Es uno de los más utilizados para estimar la recarga. Se considera que los datos no son tan difíciles de obtener.</p>	<p>Necesita como antecedente el balance de agua subterránea. Se aplica mejor a las capas freáticas más profundas que muestran fuertes subidas y bajadas del nivel del agua. Las tasas de recarga varían sustancialmente El método no puede contabilizar un tipo constante de recarga.</p>

Fuente: Veléz, 2004.

1.5. Incertidumbres al estimar la recarga

Lerner et al, 1990 y Simmers et al, 1997 identifican cuatro tipos de errores al estimar la recarga de un acuífero:

1. Modelo Conceptual incorrecto: es el error más común y más serio que se puede cometer. Se presenta cuando no se comprendió por completo el proceso de recarga o cuando se realizan demasiadas simplificaciones en las hipótesis del estudio.
2. No tomar en cuenta la variabilidad espacial y temporal.
3. Error de medición: depende del equipo usado y de las habilidades de quien está encargado de tomarlas. Es el tipo de error que generalmente se considera.
4. Error de cálculo: puede evitarse si se verifican cuidadosamente las unidades y la exactitud del programa que se está utilizando.

Una estimación adecuada de la recarga enfrenta varios desafíos, como la determinación del efecto de las variaciones climáticas y los cambios en el uso del suelo, la influencia de la geomorfología y la representatividad de ciertos parámetros puntuales extrapolados (Vries y Simmers, 2002).

Es necesaria la comparación entre diferentes métodos para estimar la recarga, para así poder obtener un valor o un rango de variación de la recarga lo suficientemente confiable. Una estimación adecuada de la recarga enfrenta varios desafíos, como la determinación del efecto de las variaciones climáticas y los cambios en el uso de la tierra, la influencia de la geomorfología y la representatividad de ciertos parámetros puntuales extrapolados (Vries y Simmers, 2002).

Los métodos para estimar la recarga de agua subterránea son de naturaleza variada y sus resultados presentan cierto grado de incertidumbre asociados con cada método. Esta incertidumbre depende de las simplificaciones que se han incorporado en el proceso, en cuántos parámetros son utilizados y en cómo han sido medidos, en la naturaleza de las ecuaciones usadas en la estimación de los valores de los parámetros y en los errores de los métodos.

Por lo tanto, siempre existen errores asociados con los métodos y, en la medida de lo posible, se debe intentar minimizarlos. Por ello, es altamente recomendado el uso de varios métodos para el contraste de los resultados (Varni, 2013).

1.6. Comparación de los métodos

El análisis y descripción de cada uno de los métodos factibles para estimar la recarga en acuíferos, es fundamental para evaluar cada variable que se encuentra disponible para realizar la investigación, de este modo, al tener las características que necesita la aplicación de cada método se determinará la factibilidad de ser aplicado en el área de estudio. La tabla 1.2 describe algunos de los métodos más utilizados para estimar la recarga, así como las variables que se necesitan conocer para su aplicación.

Como menciona Scalon et al, 2002 los datos para estimar la recarga de un acuífero pueden obtenerse a partir de tres fuentes hidrológicas: de la zona saturada, la zona no saturada y aguas superficiales. Dentro de cada zona, las técnicas se clasifican en modelos físicos o modelos numéricos.

Para el caso del acuífero del Valle de San Juan del Río se tiene información tanto de la zona saturada como de la zona no saturada; sin embargo, la elección del método dependerá de las características que pide cada uno para su utilización, así como de los datos que se cuenta del acuífero del Valle de San Juan del Río.

Tabla 1.2. Métodos más utilizados y variables a utilizar para estimar la recarga.

Método	Resumen	Variables
Balance Hídrico	Se establece para un lugar y periodos, por comparación entre los aportes y las pérdidas de agua. Se analizan las entradas y salidas de agua. Incluye modelos de aguas subterráneas y superficiales.	<ul style="list-style-type: none"> • Precipitación • Evapotranspiración • Cambio de almacenamiento del agua • Flujo de agua que entra y sale
Lisímetros	Aplicable a todo tipo de acuíferos. Consiste en la construcción de bloques de suelo inalterado, donde el flujo de agua circula a través y puede ser medido.	<ul style="list-style-type: none"> • Evapotranspiración • Precipitación • Recarga • Escorrentía superficial
Trazadores Isotópicos	Uso de isotopos estables de Hidrogeno y Oxigeno, en agua subterránea y superficial (donde nacen los ríos). Los trazadores pueden utilizarse para determinar las fuentes que originan la recarga, o hacen el papel de señalizadores para determinar la cantidad de flujo que alcanzan las reservas subterráneas.	<ul style="list-style-type: none"> • Tasa de recarga promedio • Concentración promedio del trazador en la recarga • Precipitación
Fluctuaciones del nivel freático	Ideal para acuíferos libres a semiconfinados. Requiere el conocimiento del Coeficiente de almacenamiento y las variaciones temporales del nivel. Considera como antecedente el método de balance hídrico. Se elevan los niveles en el acuífero libre lo cual se debe que la recarga eleva el nivel freático.	<ul style="list-style-type: none"> • Coeficiente de almacenamiento • Variaciones del nivel freático • Rendimiento específico • Altura de la capa freática • Tiempo
Ley de Darcy	Muy aplicable para acuíferos libres a confinados. Se usa para estimar el flujo a través de una sección transversal, asume un flujo constante y sin extracción de agua. Se calcula multiplicando la conductividad hidráulica (k) por el gradiente hidráulico.	<ul style="list-style-type: none"> • Velocidad de infiltración • Conductividad hidráulica • Gradiente hidráulico • Humedad

Fuentes: Sampler, 1997; Schulz y García, 2015; Lerner, et al, 1990; Quiroz, et al, 2012; Veléz, 2004.

1.7. Marco normativo

De acuerdo con la normatividad mexicana en materia y disposición del uso y aprovechamiento de las aguas nacionales subterráneas, la Ley de Aguas Nacionales, establece en su artículo 22: “El otorgamiento de una concesión o asignación se sujetará a lo dispuesto por esta Ley y sus reglamentos y tomará en cuenta la disponibilidad media anual del agua, que se revisará al menos cada tres años, conforme a la programación hídrica; los derechos de explotación, uso o aprovechamiento de agua inscritos en el Registro Público de Derechos de Agua; el reglamento de la cuenca hidrológica que se haya expedido, en su caso; la normatividad en materia de control de la extracción así como de la explotación, uso o aprovechamiento de las aguas; y la normatividad relativa a las zonas reglamentadas, vedas y reservas de aguas nacionales existentes en el acuífero, cuenca hidrológica, o región hidrológica de que se trate” (DOF, 1992).

Por ello en el año 2000 se formuló la NOM-011-CNA-2000 por parte de CONAGUA con el objetivo de establecer el método base para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales superficiales y subterráneas, para su explotación, uso o aprovechamiento (DOF, 2000).

Sin embargo, para el año 2015 en el Diario Oficial de la Federación se publicó una actualización de esta norma, en la que se especifica que se deben aplicar en los estudios para determinar la disponibilidad media anual de aguas nacionales en cuencas hidrológicas y en acuíferos. El método se considerará como el requerimiento técnico mínimo obligatorio y no excluye la aplicación adicional de métodos complementarios o alternos más complicados y precisos, cuando la información disponible así lo permita, en cuyo caso la Comisión revisará conjuntamente con los usuarios y determinará cuáles son los resultados que prevalecen (DOF, 2015).

Para la ecuación de disponibilidad, la norma hace uso de las variables de recarga, descarga natural comprometida que se refiere a la parte del agua subterránea que alimenta a los ecosistemas, y la variable de extracción en la que intervienen todas las concesiones que ha otorgado CONAGUA, mediante ello se determina si hay disponibilidad o existe un déficit lo que implica que ya no se pueden otorgar más concesiones.

Capítulo 2

Caracterización del Área de Estudio

2.1. Ubicación del Acuífero del Valle de San Juan del Río

El Acuífero del Valle de San Juan del Río se localiza al sureste del estado de Querétaro, limita al norte con el Acuífero del Valle de Amazcala, al noreste con el Acuífero del Valle de Tequisquiapan, al noroeste el Acuífero del Valle de Querétaro, al este con el Acuífero Huichapan-Tecoautla, al oeste con el Acuífero del Valle de Huimilpan, mientras que al sur colinda con los acuíferos Valle de Amealco y Polotitlán (CONAGUA, 2015).

De acuerdo con el límite físico, el acuífero cubre un área total aproximada de 2,264.48 km², presentando una variación importante en la zona sur, con respecto al límite administrativo establecido por la Comisión Nacional del Agua, en la figura 2.1 se observa el mapa de ubicación del área de estudio, el cual se encuentra en el sistema de referencia WGS 84 (CONAGUA, 2015).

2.2. Geomorfología

El Acuífero del Valle de San Juan del Río, fisiográficamente pertenece a la provincia del Eje Neovolcánico Transversal, en la subprovincia Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo (E. Raisz), por otro lado, se encuentra en presencia de un Valle de 808.6 km² de extensión, cuya pendiente es suave (figura 2.2).

De acuerdo con Medina (2017) la morfología del lugar está determinada por rasgos litológicos de edades distintas, así como por su comportamiento estructural.

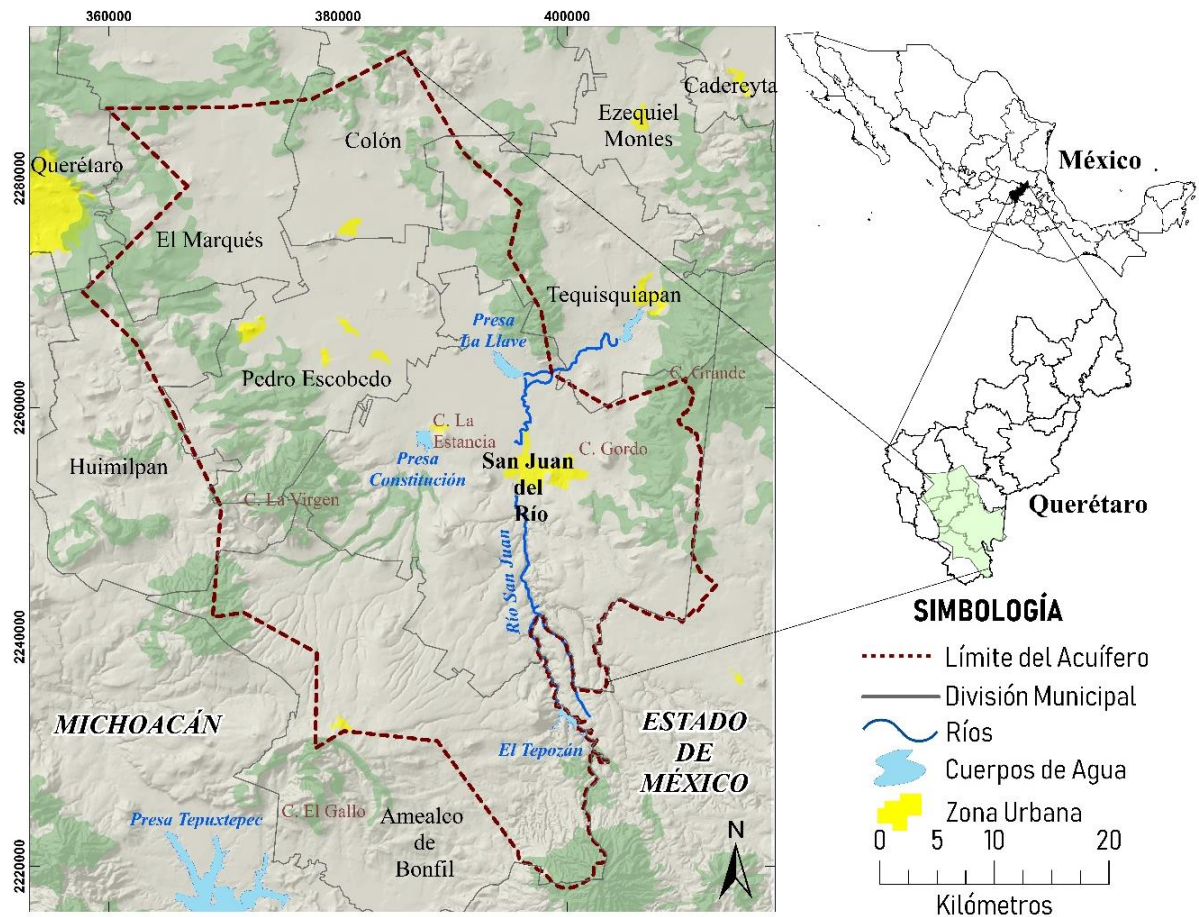


Figura 2.1. Mapa de ubicación (Con base en INEGI, 2018)

El valle del acuífero, cuya elevación es 1920 msnm, se caracteriza con una pendiente suave en la que se encuentran lomeríos cuya dirección es NE-SW con pendientes moderadas (anexo 1). Las mesetas de pendientes suaves y poca extensión están determinadas por rocas básicas y hacia el oriente se encuentran formaciones compuestas por rocas andesíticas cuyas pendientes son abruptas (anexo 2).

Hacia la porción central se encuentra la denominada Sierra de En Medio cuya composición es de rocas volcánicas ácidas y básicas, que conforman lomeríos de pendientes moderadas cuya orientación es NW-SE. Finalmente, al sur del acuífero se encuentran laderas de pendientes suaves.

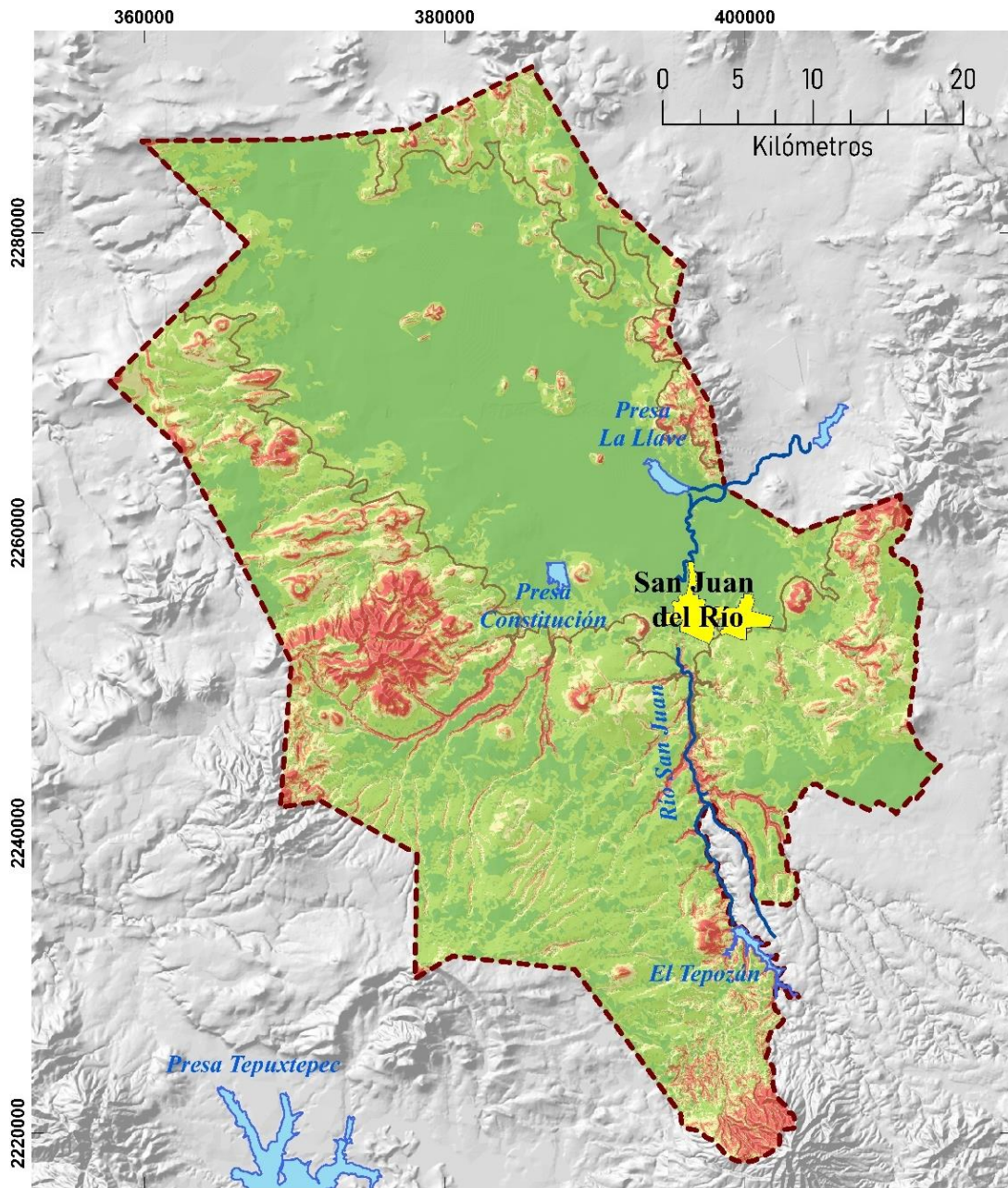


Figura 2.2. Mapa de pendiente (Con base en INEGI, 2018)

2.3. Clima

El clima predominante en la zona es de tipo semiseco y cálido, según la clasificación de Köppen, modificada por Enriqueta García (figura 2.3), aunque hacia el sur es templado subhúmedo, con régimen de lluvias en verano, en ambos casos, con un porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2%, además de que se presenta la condición de canícula en el verano.

En toda la zona, la precipitación media anual es de 650 mm en promedio, presentándose los mayores valores en la porción sur, con 800 mm, registrados en el cerro de El Pílon, mientras que en el extremo norte se observan de 600 mm (figura 2.4).

En la tabla 2.1 se presentan los diferentes tipos de climas que se presentan en el Acuífero del valle de San Juan del Río y sus principales características (Antares, 2008).

Acerca de la temperatura media anual, en promedio es de 16° C, con un rango de 14 y 18° C; las temperaturas máximas ocurren en la porción nororiental. La evaporación potencial, que es proporcional a la temperatura, tiene valores medios de 2050 mm anuales.

Tabla 2.1. Tipos de climas en el área de estudio.

Clima	Descripción	Distribución
BS1hw	Semiárido, semicálido, temperatura media anual mayor de 18°C, temperatura del mes más frío menor de 18°C, temperatura del mes más caliente mayor de 22°C.	En la zona del valle del acuífero.
BS1kw	Semiárido, templado, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C, temperatura del mes más caliente menor de 22°C.	Zona centro del acuífero.
C(w1)	Templado, subhúmedo, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y temperatura del mes más caliente bajo 22°C.	Mayor parte del acuífero hacia la zona sur.
C(w2)	Templado, subhúmedo, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y temperatura del mes más caliente bajo 22°C.	Al sur, en el cerro "El Gallo" y cerro "El Pílon".
C(wo)	Templado, subhúmedo, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y temperatura del mes más caliente bajo 22°C.	Zona centro del acuífero.
Cb'(w2)	Semifrío, subhúmedo con verano fresco largo, temperatura media anual entre 5°C y 12°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C, temperatura del mes más caliente bajo 22°C.	Al sur en el cerro "El Pílon".

Fuente: García, 1998

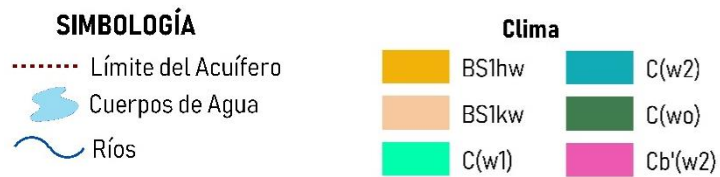
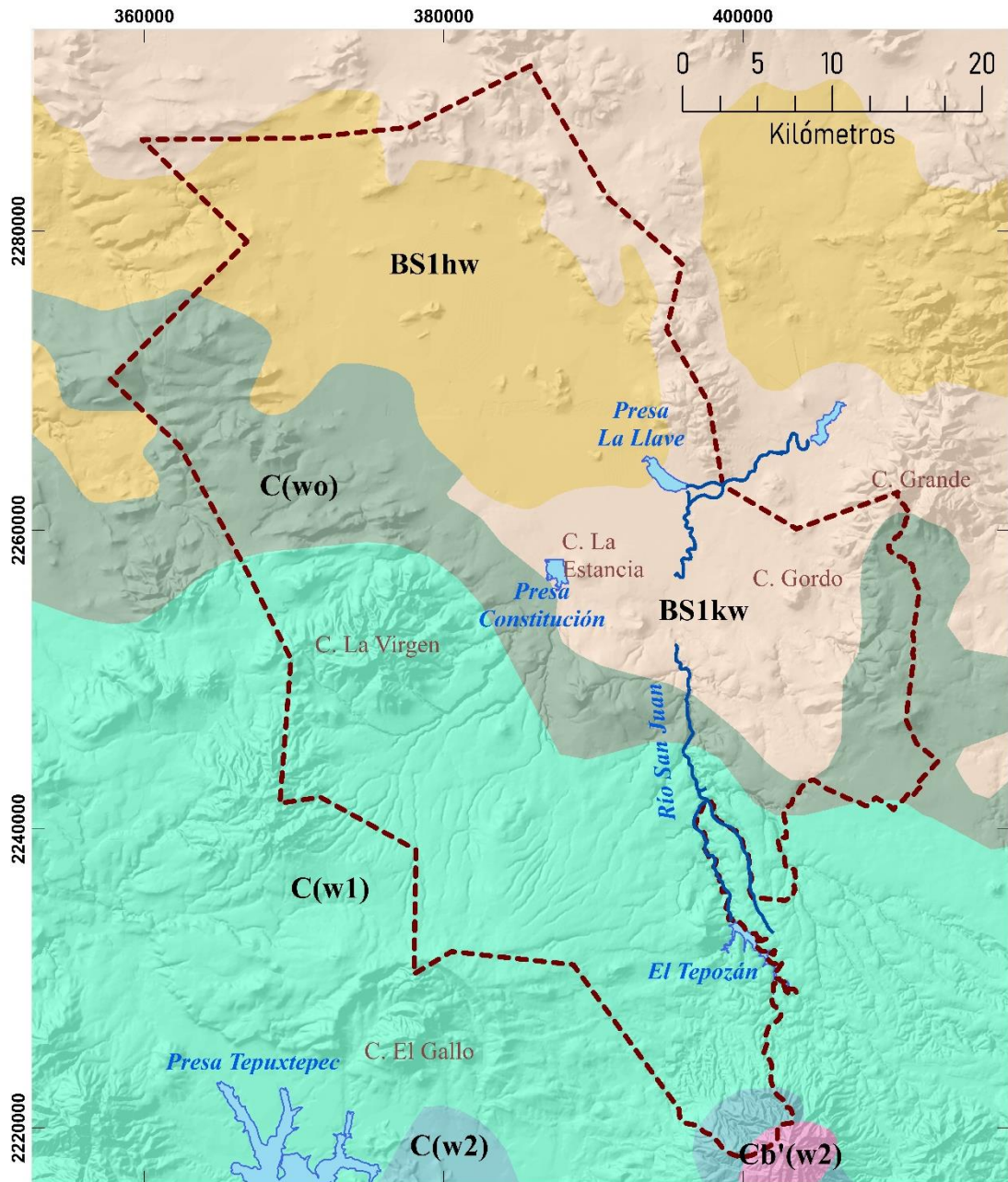


Figura 2.3. Mapa de climas (Con base en CONABIO, 1998)

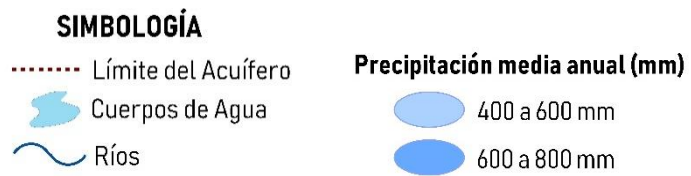
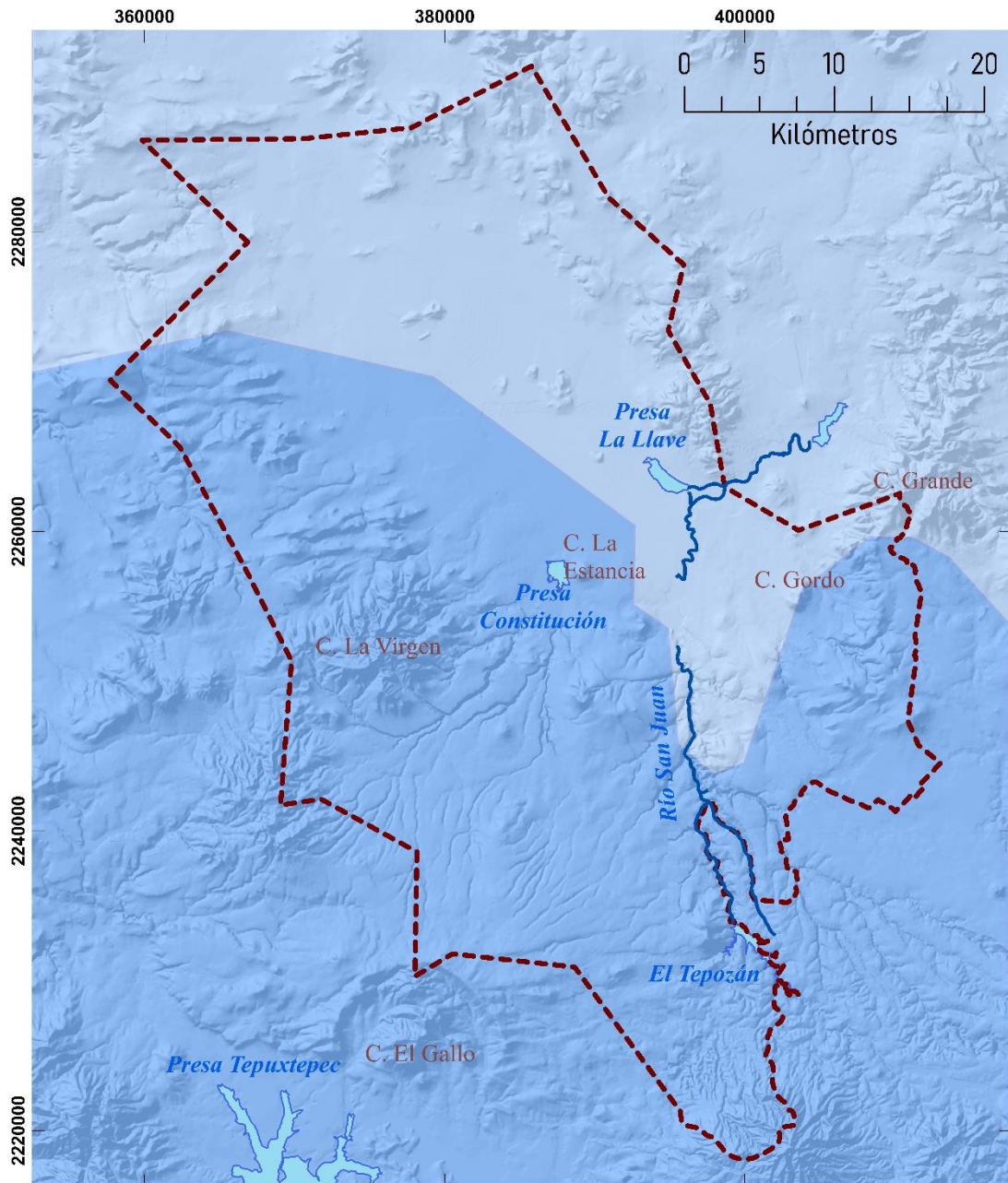


Figura 2.4. Mapa de precipitación media anual (Con base en CONABIO, 1998)

2.4. Marco geológico

Medina (2017) menciona que el acuífero se encuentra conformado por rocas ígneas y sedimentarias del Terciario medio (Oligoceno), hacia el NW las rocas volcánicas del Terciario Superior conforman amplias coladas basálticas fracturadas, mientras hacia el Este del acuífero la constituyen tobas y brechas volcánicas (figura 2.5).

Hacia el SE y SW del acuífero destacan depósitos piroclásticos productos de la Caldera de Amealco, aunque en menor proporción y de edad más reciente, los derrames y tobas.

El Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2010) describe las características litológicas de las unidades que se encuentran en el acuífero.

a) Riolitas y Tobas Riolíticas del Oligoceno (ToR-TR)

Es la unidad de mayor edad que aflora en la zona de estudio. Se trata de una unidad de composición ácida, localizada principalmente al noreste del acuífero. Un rasgo característico de esta unidad es la formación de domos riolíticos. En los sitios donde se encuentra formado dichos domos, se observa fracturamiento en diaclasas de manera vertical, así como fracturamiento secundario, el cual, en la mayoría de los casos, se encuentra abierto y sin relleno, siendo un factor favorable para la infiltración de agua.

b) Andesitas del Mioceno (Tm A)

Se trata de la unidad que sobreyace a las riolitas descritas en el apartado anterior, sus principales afloramientos se localizan en el extremo sureste del acuífero. Presenta una composición andesítica y en partes asemejan a basaltos vesiculares.

c) Andesitas y Basaltos del Mioceno (TmA-B)

En esta unidad se engloban rocas de composición andesítica y basáltica, de color gris oscuro, presentando vesículas en su cima. La unidad se localiza al norte de la zona de estudio, principalmente al noreste de la Ciudad de Querétaro, presentando fracturamiento intenso.

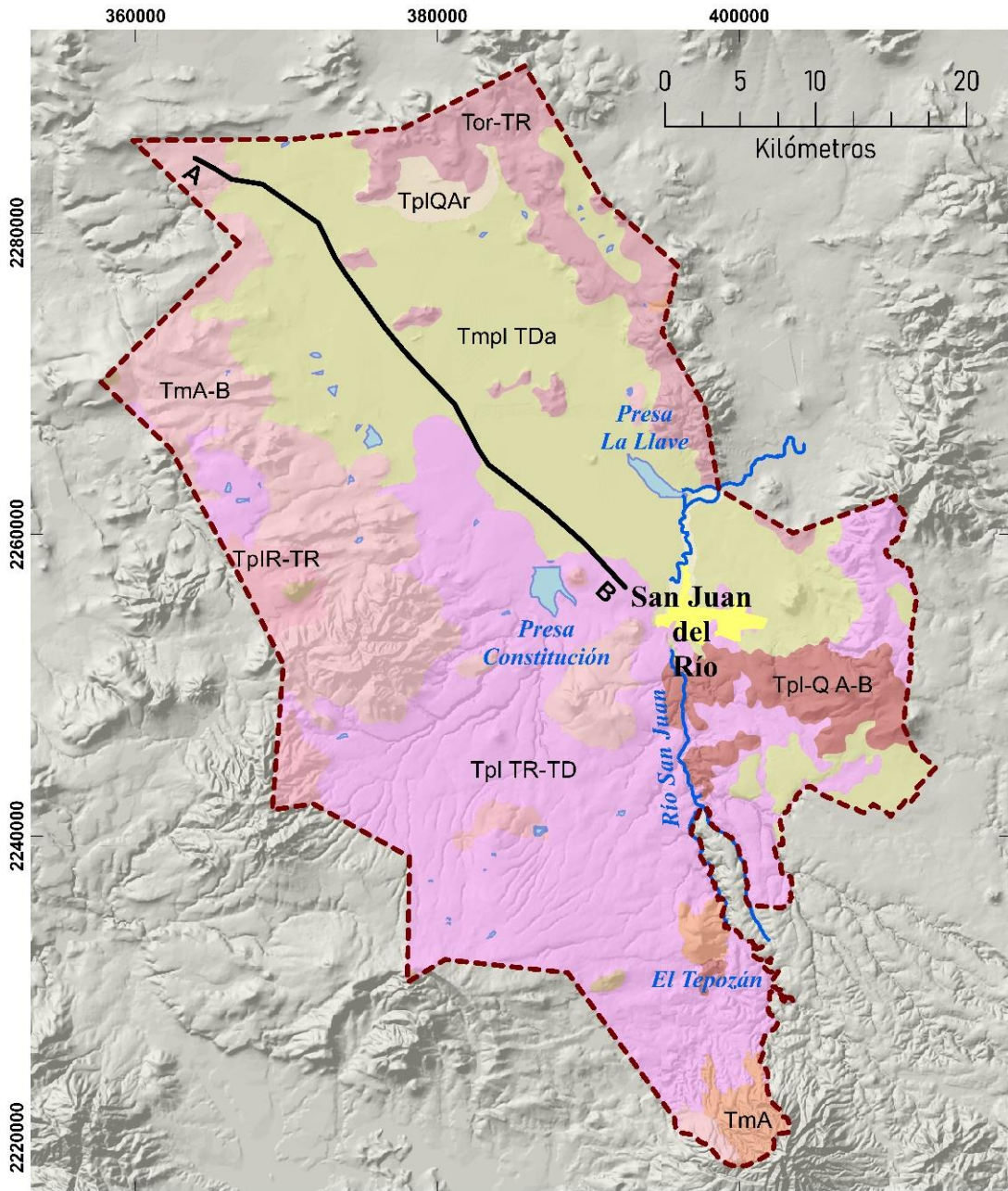


Figura 2.5. Mapa geológico (Con base en SGM, 2010)

d) Toba Dacítica (Tmpl –TDa)

La Toba Dacítica es una de las principales unidades producto de la Caldera de Amazcala, denominada Pómez Ezequiel Montes. Está compuesta por depósitos de caída libre y flujos piroclásticos, de composición dacítica-riolítica. La parte superior de este depósito está compuesto por capas de lapilli, que varían de fino a grueso, intercalados con capas horizontales y lentes de pómez.

Debajo de este depósito, se encuentra un segundo depósito de lapilli, de granulometría media en la base y fina en la cima, intercalado con horizontes con material retrabajado, mientras que, en la parte inferior se observa un depósito de pómez color gris claro, de granulometría más gruesa y con gradación simétrica. Esta unidad se encuentra distribuida principalmente en la zona de valle del acuífero.

e) Andesita-Dacita del Plioceno (Tpl A-Da)

Esta unidad se encuentra al sur de la zona de estudio, en su mayoría fuera de la poligonal que enmarca al Acuífero Valle de San Juan del Río, la cual está constituida por material piroclástico de composición andesítica-basáltica, producto de la Caldera de Amealco.

f) Riolita-Toba Riolítica del Plioceno (Tpl R-TR)

La unidad Riolita-Toba Riolítica consiste en un depósito de riolitas e ignimbritas de color rosa claro al fresco y de color amarillento al intemperismo, con textura fluidal en algunas partes se observa ondulada, presenta fracturamiento, pero este se encuentra relleno, por lo cual, su permeabilidad es baja. La distribución de esta unidad se concentra principalmente en la zona suroeste del acuífero.

g) Toba Riolítica y Toba Dacítica del Plioceno (Tpl TR-TD)

Dentro de esta nomenclatura se engloban distintas unidades, la principal, por su amplia distribución, es la Toba Amealco, tratándose de una secuencia piroclástica que incluye tres unidades de ignimbritas consolidadas de una amplia distribución en la zona de estudio, intercaladas con depósitos de lapilli de caída libre, que están compuestas principalmente por ceniza o de lapilli pumicítico, flujos de lodo y depósitos lacustres.

Es una de las unidades con mayor cubrimiento en la zona de estudio, respecto a su distribución, tomando como referencia el centro de la caldera hacia el norte. Esta unidad, constituye un depósito de lapilli pumicítico de color café claro de textura areno–arcillosa, el espesor de esta unidad es variable, de tres metros hacia la parte más distal de la caldera, hasta 50 m en las zonas cercanas.

h) Andesita-Basalto (TplQ A-B)

Se asigna esta nomenclatura a la unidad de andesita-basaltos que se localizan al oriente y sur de la zona de estudio, y que presenta textura vesicular rellenas de calcedonia.

Esta unidad se encuentra fracturada, lo que permite la infiltración de agua. La distribución de esta unidad en la zona de estudio se concentra principalmente al oriente y sur de San Juan del Río.

i) Areniscas del Plioceno-Cuaternario (TplQar)

Es una unidad compuesta principalmente por depósitos vulcano-sedimentarios. En este caso clastos angulosos de toba riolítica con diversos tamaños, además de vidrio volcánico soportados por una matriz de arena y en menor proporción limos.

j) Basaltos Cuaternarios (Qpt B)

Unidad compuesta por basaltos de color negro. En algunas zonas predomina la presencia de brechas, su textura es vesicular, mientras que su distribución en la zona de estudio se observa formando pequeños afloramientos. Esta unidad está fuertemente fracturada, por lo tanto, permite infiltración de agua al subsuelo.

k) Aluvión (Qhoal)

Material de depósito reciente. Se encuentra principalmente en los cauces de los arroyos, ríos, así como parte del material de azolve para algunas presas. Está constituido principalmente por materiales de cantos rodados, arenas, limos arcillas producto de la denudación de las rocas preexistentes.

La distribución de estas unidades geológicas en el subsuelo del Acuífero del Valle de San Juan del Río se muestra en la sección geológica NW (A-B) que se encuentran en el valle del acuífero y fueron elaboradas por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) en el año 2010.

En la figura 2.6, se observa la sección que atraviesa de manera longitudinal la zona del Valle, se aprecian estructuras geológicas que limitan una serie de caída de bloques característicos del acuífero, así como la continuidad de los materiales piroclásticos que conservan un espesor prácticamente homogéneo (entre 60 y 80 m) en la zona central. De igual forma, se muestra la amplia distribución de material andesítico, por el cual el potencial del acuífero en roca fracturada es similar en toda la zona del valle, aunque éste se encuentra a diferentes profundidades.

Bajos los materiales de composición andesítica se localizan depósitos sedimentarios de granulometría y espesor variable, asentados sobre rocas ácidas (Riolitas y tobas riolíticas), las cuales forman un paquete de considerable espesor correspondiente al basamento del acuífero.

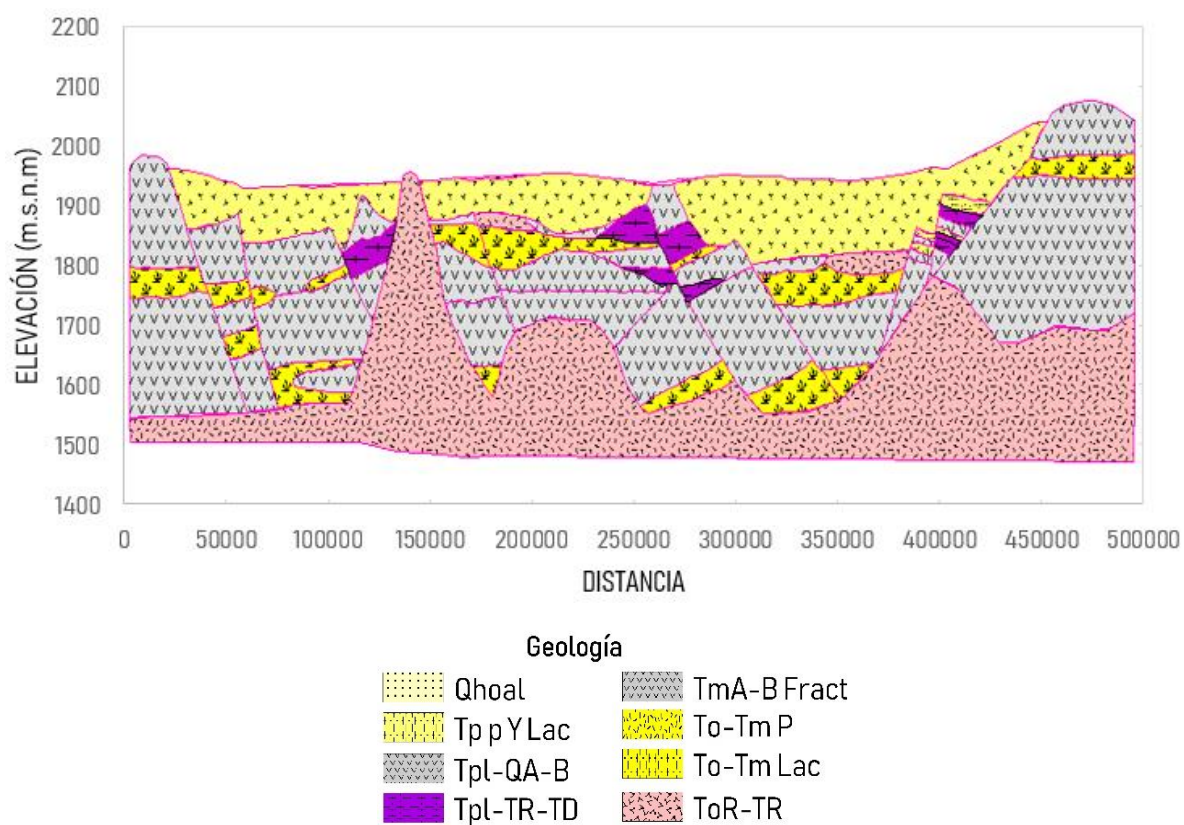


Figura 2.6. Sección geológica A-B (Con base en SGM, 2010)

2.5. Hidrología superficial

El acuífero del Valle de San Juan del Río pertenece a la Región Hidrológica No. 26, Río Pánuco, en la subdivisión Alto Pánuco. Asimismo, se ubica dentro de la cuenca del río San Juan, afluente del río Moctezuma, a su vez tributario del río Pánuco y que finalmente desemboca en el Golfo de México (Antares, 2008).

La corriente principal es el río San Juan que nace en el Estado de México y atraviesa los municipios de San Juan del Río y Tequisquiapan en Querétaro, en éste su extensión es de 2,840 km² además de que llega al río Tula para desembocar y formar el río Moctezuma (figura 2.7) (Antares, 2008).

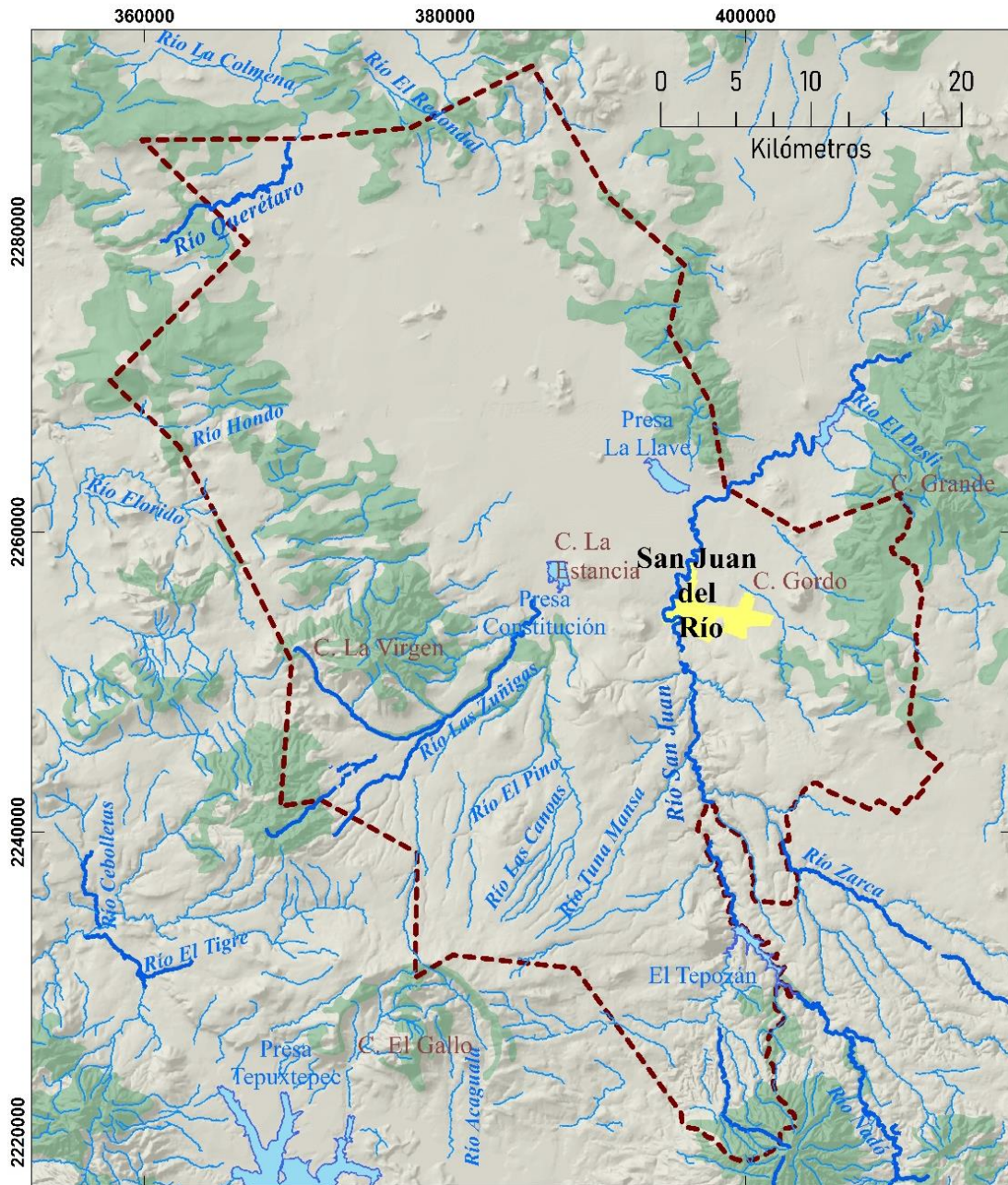
Los principales cuerpos de agua dentro de los límites del acuífero Valle de San Juan del Río que tienen importantes pérdidas por infiltración son: la Presa el Tepozán con una capacidad de almacenamiento de 52.3 Mm³, localizada en el límite sureste con el acuífero Polotitlán.

Al este, se encuentra la Presa La llave, con una capacidad de almacenamiento de 9.3 Mm³; mientras que en la zona central del área se ubica la Presa Constitución de 1917 (anexo 3 y 4), con una capacidad aproximada de 65 Mm³ (Antares, 2008).

2.6. Hidrología Subterránea

El acuífero del Valle de San Juan del Río se caracteriza por ser de tipo libre, donde el agua circula por dos medios principales, lo comprenden dos unidades hidrogeológicas, una integrada por material volcánico de caída libre y la otra por rocas fracturadas.

El primera tiene características heterogéneas y su granulometría varía desde el tamaño de gravas hasta materiales arcillosos, mientras que la segunda está formada por rocas volcánicas de composición andesítica y basáltica con permeabilidades de media a alta, de las cuales aportan la mayor cantidad de agua subterránea que actualmente se extrae del acuífero.



SIMBOLOGÍA

- Límite del Acuífero
- Corriente Perenne
- Cuerpos de Agua
- Corriente Intermitente
- Zona Urbana

Figura 2.7. Mapa hidrológico (Con base en INEGI, 2018)

De acuerdo con el estudio realizado por el SGM en el año 2010, en el Acuífero del Valle de San Juan del Río, se pueden diferenciar dos unidades hidrogeológicas (figura 2.8).

a) Unidad Fracturada con Permeabilidad Alta (de 10^{-1} a 10^{-2} cm/s)

Esta unidad está conformada por las unidades geológicas, andesitas y basaltos del Plioceno-Cuaternario (Tpl QA-B) y basaltos del Pleistoceno (Qpt B). En todos los casos, adquieren permeabilidad alta por su intenso fracturamiento, operando como unidades de recarga al sistema acuífero y a profundidad como una unidad hidrogeológica atractiva para la extracción de agua subterránea.

Esta unidad se concentra principalmente al extremo sureste del acuífero, específicamente al sur y suroeste de la Ciudad de San Juan del Río, de igual forma, se presentan afloramientos aislados al sur y oriente del acuífero, subyaciendo a depósitos volcánicos de caída libre producto de las calderas Amealco y Amazcala. Andesitas (TmA) y andesitas basálticas del Mioceno (TmA-B), también forman parte de esta unidad, en este caso se trata de unidades con fracturamiento secundario caracterizado por una intensidad que varía de media a intensa.

La mayor parte de esta unidad se encuentra en el subsuelo, de donde se extrae la mayor parte de agua subterránea del Acuífero del Valle de San Juan del Río, sin embargo, cuando la unidad se encuentra en superficie opera como zona de recarga.

Esta unidad se encuentra distribuida en los flancos del Valle de San Juan del Río, en la zona norte y noreste predomina el material ácido (riolitas y tomas riolíticas), cuya permeabilidad varía de media a baja, mientras que al oriente y suroeste predomina el material básico (andesitas y basaltos), con permeabilidad que varía de media a alta en zonas puntuales.

b) Unidad Fracturada con Permeabilidad Baja (de 10^{-5} a 10^{-10} cm/s)

Comprende las siguientes unidades: riolitas del Mioceno (Tm R), tobas dacíticas del Mioceno-Plioceno (Tmpl TDa), andesitas y dacitas del Plioceno (Tpl A-Da), así como tobas riolíticas y dacíticas también del Plioceno (Tpl Tr-TD). En esta unidad predomina el material arcilloso como matriz, por lo cual su permeabilidad es baja, aunque en zonas puntuales su matriz es arenosa, incrementando su permeabilidad.

La distribución de esta unidad cubre prácticamente toda la zona del Valle, con excepción de la zona norte y sur de la Ciudad de San Juan del Río. Esta unidad,

también se encuentra distribuida en gran proporción en la zona sur del área de estudio. Esta unidad representa la escasa presencia del material sedimentario en la zona, constituido por depósitos recientes con espesores poco profundos, observándose únicamente al norte de la Ciudad San Juan del Río.

Es importante resaltar, que el comportamiento de las diferentes unidades hidrogeológicas no es homogéneo, los parámetros hidráulicos que las caracterizan abarcan un amplio rango de valores producto de la variabilidad litológica y a la geometría del subsuelo, sin embargo, debido a la complejidad del sistema, se han establecido valores generales asignados con base en la permeabilidad de mayor resistencia, existiendo hasta la fecha incertidumbres importantes con respecto al rango de valores y distribución en cada unidad.

En cuanto a las profundidades del nivel de agua subterránea en el área de estudio, estas oscilan entre los 30 y 160 m, observándose los mayores valores de profundidad en zonas montañosas y en la porción noroeste del acuífero.

Mientras que los valores más someros se localizan en la zona de las presas Constitución de 1917, la Llave y en el centro de la ciudad de San Juan del Río con valores del orden de 35 a 60 m de profundidad. La configuración piezométrica indica que el flujo del agua subterránea presenta una dirección principal hacia el noreste, la porción centro y al noroeste del acuífero (figura 2.8) (Antares, 2008).

La recarga principal del acuífero proviene de la infiltración del agua que precipita en la región (recarga vertical) y por entradas subterráneas horizontales (recarga lateral) provenientes de las sierras que circulan al Valle en la porción oeste y sur. Antares, (2008) y SGM (2010) descartan la aportación de flujo proveniente de la sierra ubicada al noreste del Valle.

Antares (2008) indica que en la zona de estudio se presenta una importante recarga inducida por los retornos de la actividad agrícola y las infiltraciones derivadas de las presas Constitución de 1917 y la Llave.

La explotación del agua subterránea se lleva a cabo mediante pozos ubicados principalmente en el Valle de San Juan del Río. Un censo realizado en el 2007 por DESISA indica que en el área existe un total de 787 aprovechamientos hidráulicos activos, de los cuales el 58% es destinado para uso agrícola, seguido por el uso público urbano con un 15%, el resto

corresponde al uso pecuario, industrial y doméstico; extrayéndose un volumen total aproximado de 321.13 hm³/año. (DESISA, 2007; REPDA, 2014).

Anteriormente se reportaban salidas de flujo hacia el noreste y noroeste con rumbo al acuífero de Tequisquiapan y Querétaro, sin embargo, debido a los conos de abatimiento originados por la explotación intensiva, estas salidas horizontales han desaparecido (SGM, 2010). Lo anterior, es una evidencia de un cambio en el funcionamiento hidráulico del Acuífero del Valle de San Juan del Río, ya que la recarga natural ha sido sobrepasada considerablemente por el volumen de extracción, ocasionando que las direcciones de flujo cambien la dirección de su tendencia original debido a los descensos del nivel de agua subterránea; presentando una tasa de evolución negativa promedio de 0.7 m/año, llegando a alcanzar hasta 1.5 m/año (Antares, 2008).

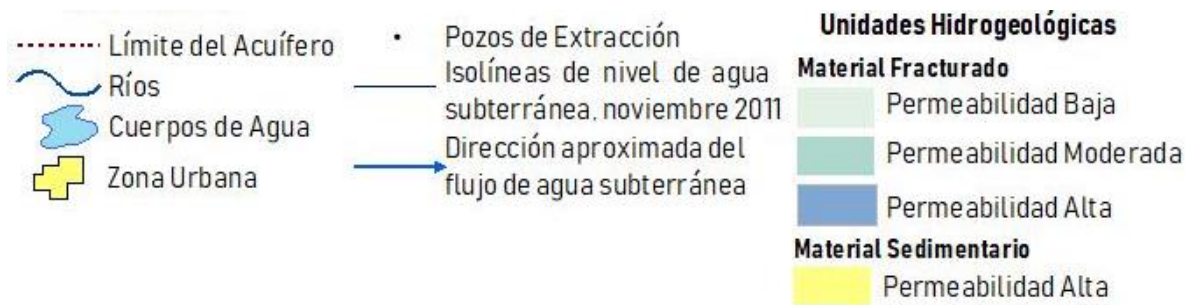
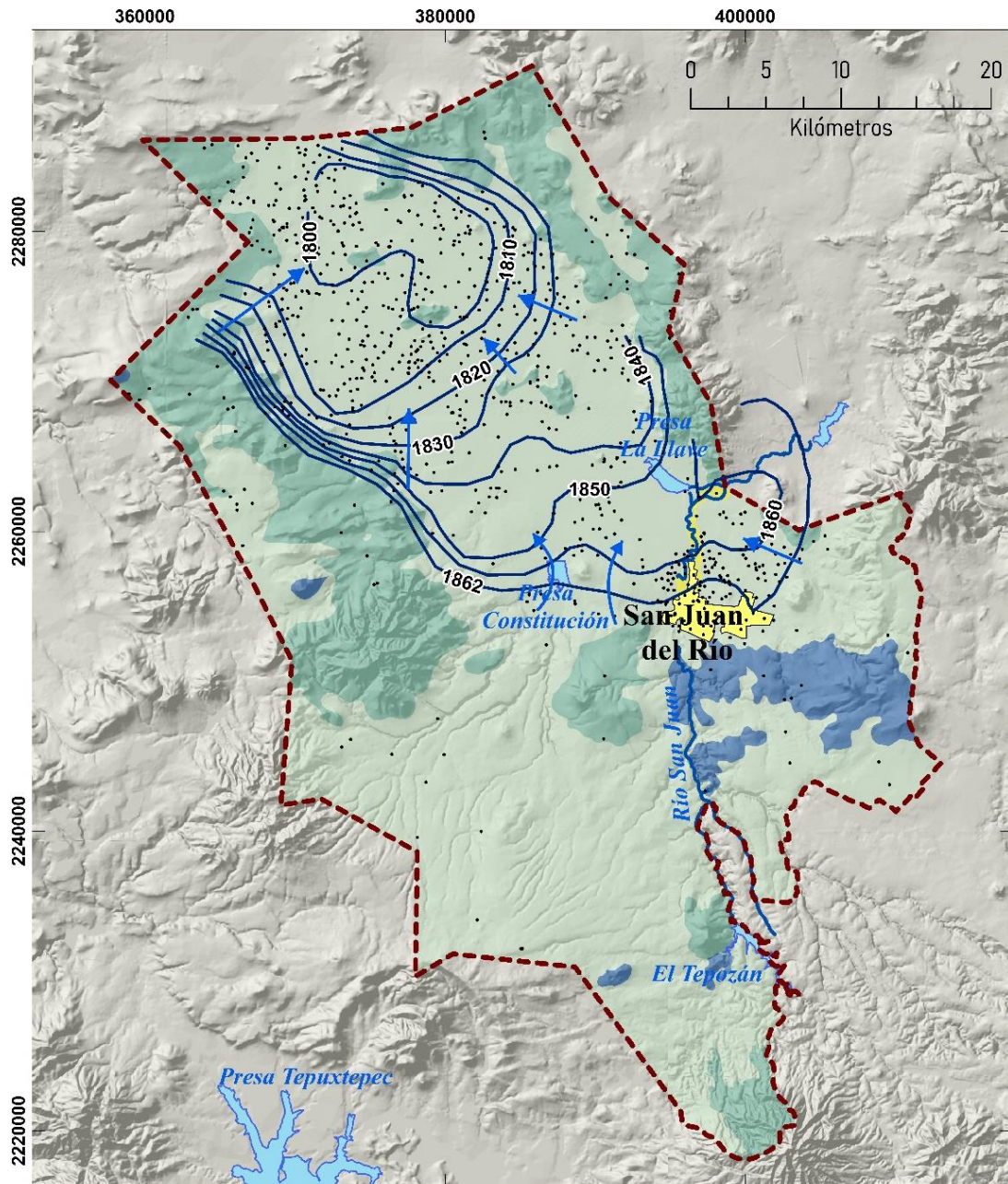


Figura 2.8. Mapa de hidrología subterránea (Medina, 2017)

2.7. Uso de suelo

De acuerdo con la Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO) en el año 2017 se identifican 9 usos de suelo en el Acuífero del Valle de San Juan del Río, entre las que se encuentran: agricultura de riego, agricultura de temporal, bosque de pino y bosque de encino, matorral crasucaule y matorral subtropical, pastizal inducido y vegetación secundaria. La distribución de cada una de las coberturas se muestra en la figura 2.9 (CONABIO, 2009).

De acuerdo con Medina (2017), la superficie del acuífero está conformada en su mayoría de agricultura de riego y agricultura de temporal, siendo la agricultura de riego la que casi cubre la totalidad del valle (anexo 5 y 6), lo que le da gran importancia por su actividad económica. Por su parte, la agricultura de temporal se encuentra en las periferias del valle y zona sur del acuífero.

El bosque de pino y encino se encuentran distribuidos en poca porción, localizándose hacia el sureste y sur. En los alrededores del valle del San Juan del Río, principalmente en zonas montañosas se encuentra el matorral. Mientras que el pastizal se localiza hacia en suroeste y sur.

Por último, la zona urbana ocupa un área aproximada de 70.2 km², ocupando el 2.56% del total del territorio. El suelo desnudo se presenta en la zona suroeste y en menor proporción en la zona noreste. La Tabla 2.2 muestra los usos de suelo con su distribución en el acuífero.

Tabla 2.2. Usos de suelo en el Acuífero del Valle de San Juan del Río.

Uso de suelo	Distribución
Agricultura de riego	Cubre casi la totalidad del valle del acuífero.
Agricultura de temporal	En mayor proporción en el valle del acuífero.
Bosque de pino y encino	Principalmente en la zona suroeste y sur.
Matorral	En los alrededores del valle.
Pastizal	Zona suroeste y sur.
Zona urbana	Zona este del acuífero.

Fuente: Medina, 2017.

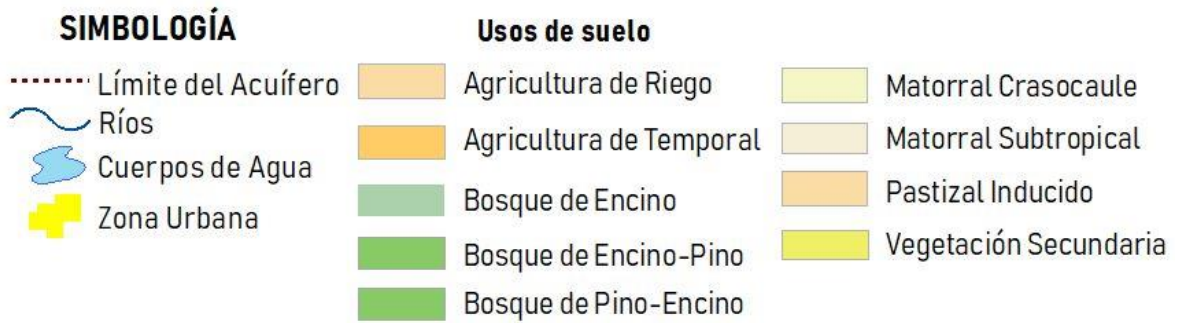
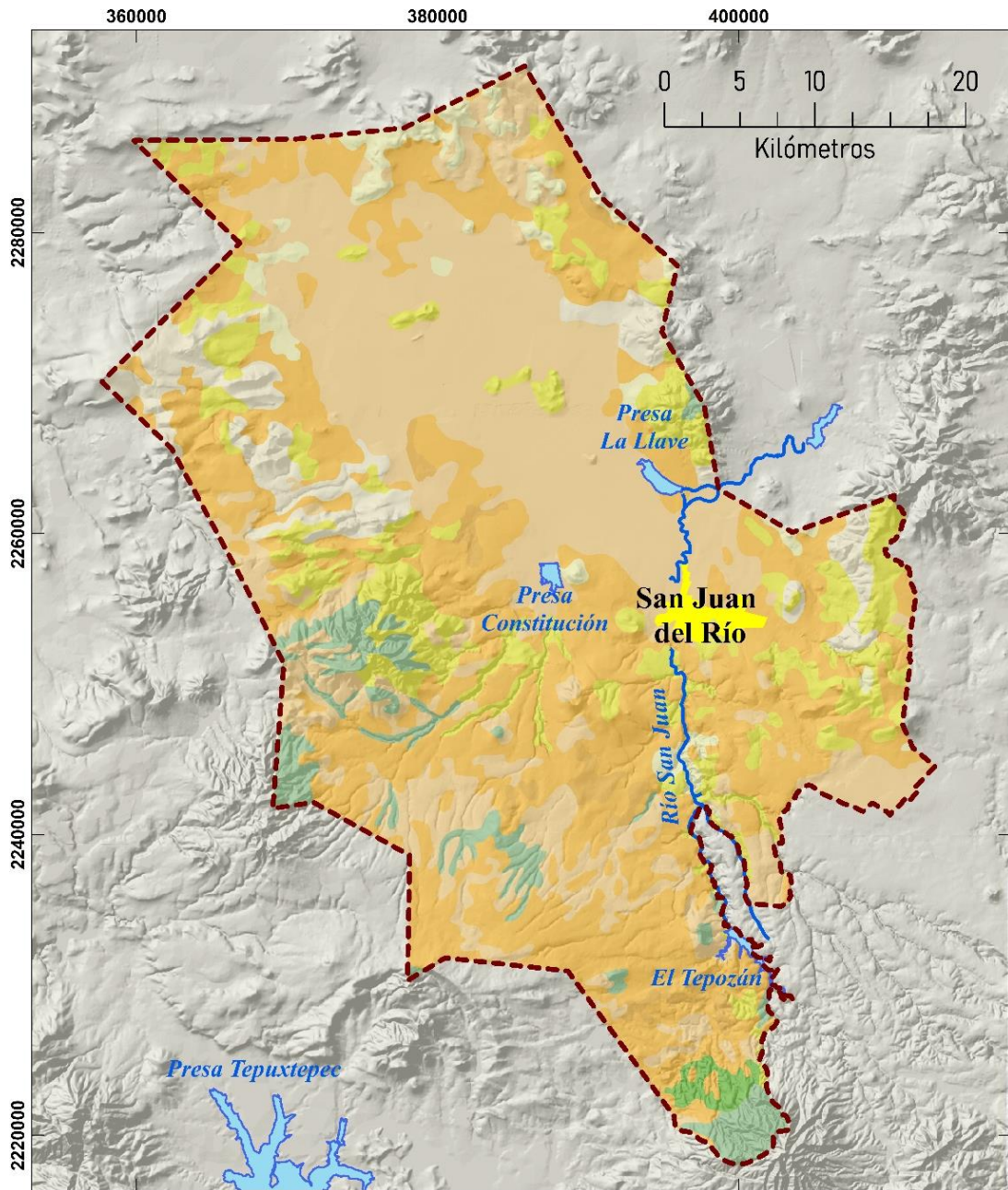


Figura 2.9. Mapa de uso de suelo (Con base en CONABIO, 2016)

Capítulo 3

Materiales y Métodos

El esquema metodológico que se muestra en la figura 3.1 describe de forma resumida los pasos a seguir para la estimación de la recarga del acuífero del Valle de San Juan del Río, haciendo uso de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) como herramienta complementaria. Es importante mencionar que gracias al software se visualizan las capas de información que pertenecen a los insumos necesarios que se requieren para realizar la estimación, por tal motivo, la utilización del SIG es fundamental a lo largo del proyecto.

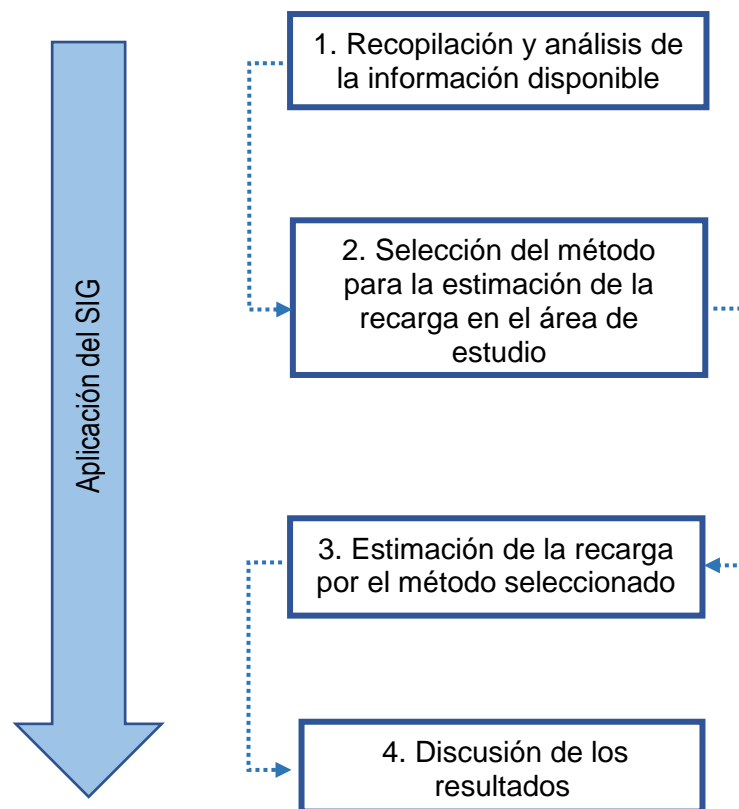


Figura 3.1. Esquema metodológico para la estimación de la recarga

3.1. Recopilación de la información

Durante la búsqueda de los elementos disponibles para estimar la recarga del acuífero, se realizó una minuciosa revisión bibliográfica de estudios hidrogeológicos e informes técnicos anteriores en la zona de estudio.

Se tuvo un primer acercamiento con el Comité Técnico de Aguas Subterráneas del Acuífero del Valle de San Juan del Río (COTAS San Juan del Río), con la intención de generar un vínculo de información en el que el comité pudiera aportar datos útiles para la realización del proyecto, y obtener más información relacionada con este acuífero que sea útil para futuras investigaciones.

Además, se realizó la consulta de fuentes públicas e institucionales como: Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), Servicio Geológico Mexicano (SGM) y del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS); así como de publicaciones de revistas indexadas.

Posteriormente, con base en los insumos recolectados, se dio paso al seguimiento del proceso metodológico.

3.2. Selección del método para estimar la recarga

De acuerdo con la información analizada, se realizó la selección de los métodos potencialmente adecuados para ser aplicados en la estimación de la recarga del Acuífero del Valle de San Juan del Río. Los principales factores por considerar en cuanto a posibilidad fueron los siguientes:

- Costos de implementación
- Tiempo
- Escala de trabajo

Se considerarán los costos de implementación, ya que algunos métodos para estimar la recarga dependen de herramientas complejas y difíciles de obtener, lo que implica un costo mayor para su utilización. De la misma forma, se pretende que el tiempo para la estimación de la recarga sea equivalente al tiempo considerado para la realización de este estudio (no

mayor a 1 año). Asimismo, se considera la escala como un factor importante, tomando en cuenta que algunos métodos no se ajustan a la precisión requerida para una adecuada estimación de la recarga de agua subterránea e incluyen herramientas que presentan dificultades para obtenerse.

En el capítulo 1 se describieron los métodos más utilizados para estimar la recarga en acuíferos; mediante los objetivos planteados en esta investigación fue necesario comparar y descartar aquellos que no pudieron cumplir con los objetivos esperados, además, que exigían una elevada complejidad, así como de información que no correspondía a las características del Acuífero del Valle de San Juan del Río.

Por este motivo, los siguientes métodos cumplieron con algunos de los requisitos esperados para la estimación de la recarga en este acuífero:

- Balance hídrico del suelo.
- Balance de masa de cloruros.
- Balance de agua de acuerdo con la NOM– 011–CONAGUA–2015.

El balance hídrico del suelo es un método sencillo de utilizar, ya que, requiere las variables de precipitación, evapotranspiración, cambio de almacenamiento y la escorrentía, los cuales no presentan dificultad para obtenerlos.

Otro método para estimar la recarga es el balance de masa de cloruros, donde la recarga se obtiene mediante un balance de masa de lo que precipita y lo que está siendo infiltrado, empleando el cloruro debido a su abundancia en la precipitación.

El método de balance hídrico que se establece la NOM– 011–CONAGUA–2015, especifica los pasos para determinar la disponibilidad media anual del agua subterránea. En él se estima el volumen de agua almacenada mediante el cálculo de las entradas y salidas del agua subterránea. Este método es fácil de establecer, además de económico y no necesita un monitoreo en campo como otros métodos. Los insumos necesarios para la estimación de este método se obtienen de las investigaciones antes descritas y para la recarga, sería necesario contar con el dato de las salidas (S) mediante extracciones y el cambio de almacenamiento (ΔS) en el acuífero.

3.3. Estimación de la recarga con base en la NOM-011-CONAGUA-2015

En la NOM-011-CONAGUA-2015 se especifican los elementos necesarios para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales; para ello hace uso del balance hídrico en el que se determina la recarga media anual en un acuífero.

La recarga total que recibe un acuífero en un intervalo de tiempo dado se estima por medio del balance de aguas del subsuelo, que en su forma más simple está representado por la siguiente expresión (DOF, 2015):

$$E = \pm\Delta S + D \quad (7)$$

En donde:

E = Entradas

D = Descargas

ΔS = Cambio de almacenamiento

Las entradas (**E**) corresponden a la recarga total que llega al acuífero, las cuales puede ser de forma natural o inducida. Entre las formas en que se puede recargar el acuífero se encuentran las siguientes:

- Recarga natural vertical (la que se genera mediante la precipitación).
- Recarga por pérdidas de la ciudad proveniente de fugas de tuberías.
- Recarga por infiltración de corrientes superficiales como ríos, presas y lagos.
- Recarga por retorno de riego.
- Entradas subterráneas provenientes de otros acuíferos.

Las salidas (**D**) pertenecen a la suma de todas las descargas que se generan de forma natural en el acuífero, y lo que se extrae del mismo por medio de captaciones durante un mismo intervalo de tiempo.

El cambio de almacenamiento (ΔS) es el intervalo de tiempo considerado en el balance. Se determina a partir de la evolución de los niveles del agua subterránea correspondientes al mismo intervalo y de valores representativos del coeficiente de almacenamiento del acuífero.

El valor de este coeficiente se determina a partir de pruebas de bombeo y/o con base en consideraciones relativas al tipo y litología del acuífero en estudio (DOF, 2015).

3.3.1. Estimación del Área del valle

A partir de la búsqueda electrónica en el portal de INEGI se localizaron las cartas topográficas con escala 1:50 000 correspondientes al Acuífero del Valle de San Juan del Río y empleando el software ArcMap 10.2 se visualizaron y modificaron los archivos vectoriales.

El procedimiento fue unir las cartas topográficas en el SIG, mediante la función *merge* y en *3D Analyst Tools*, a partir de esto se creó una red irregular de triángulos (TIN), la cual representa la morfología de la superficie. Posteriormente, ese archivo se convirtió de formato vectorial a formato ráster y así mediante la función *Hillshade* y así se obtuvo el modelo digital de elevación (DEM) en el cual se añadieron las curvas de nivel, los pozos de extracción y pozos monitoreo con el objetivo de seleccionar la cota que delimita el valle del acuífero y que comprende la zona productiva del acuífero, posteriormente se creó un polígono del valle a partir de la cota a 2000 msnm y mediante la tabla de atributos en la función *Calculate Geometry* se obtuvo el área en km².

3.3.2. Delimitación de la temporalidad

La temporalidad de la estimación de la recarga se delimito considerando el análisis de la variación de la precipitación en el área de estudio, así como las estimaciones realizadas con anterioridad y la información disponible de los pozos de extracción y profundidad promedio del nivel estático en el área de estudio.

Establecer los periodos para estimar la recarga se sustentó con el gráfico proporcionado por el COTAS de San Juan del Río (figura 3.2) que muestra datos de precipitación y profundidad del nivel estático promedio del año 1992 al 2017. Los periodos se establecieron debido a la presencia de valores que reflejan descensos, recuperaciones y anomalías en los niveles del agua subterránea a lo largo del tiempo.

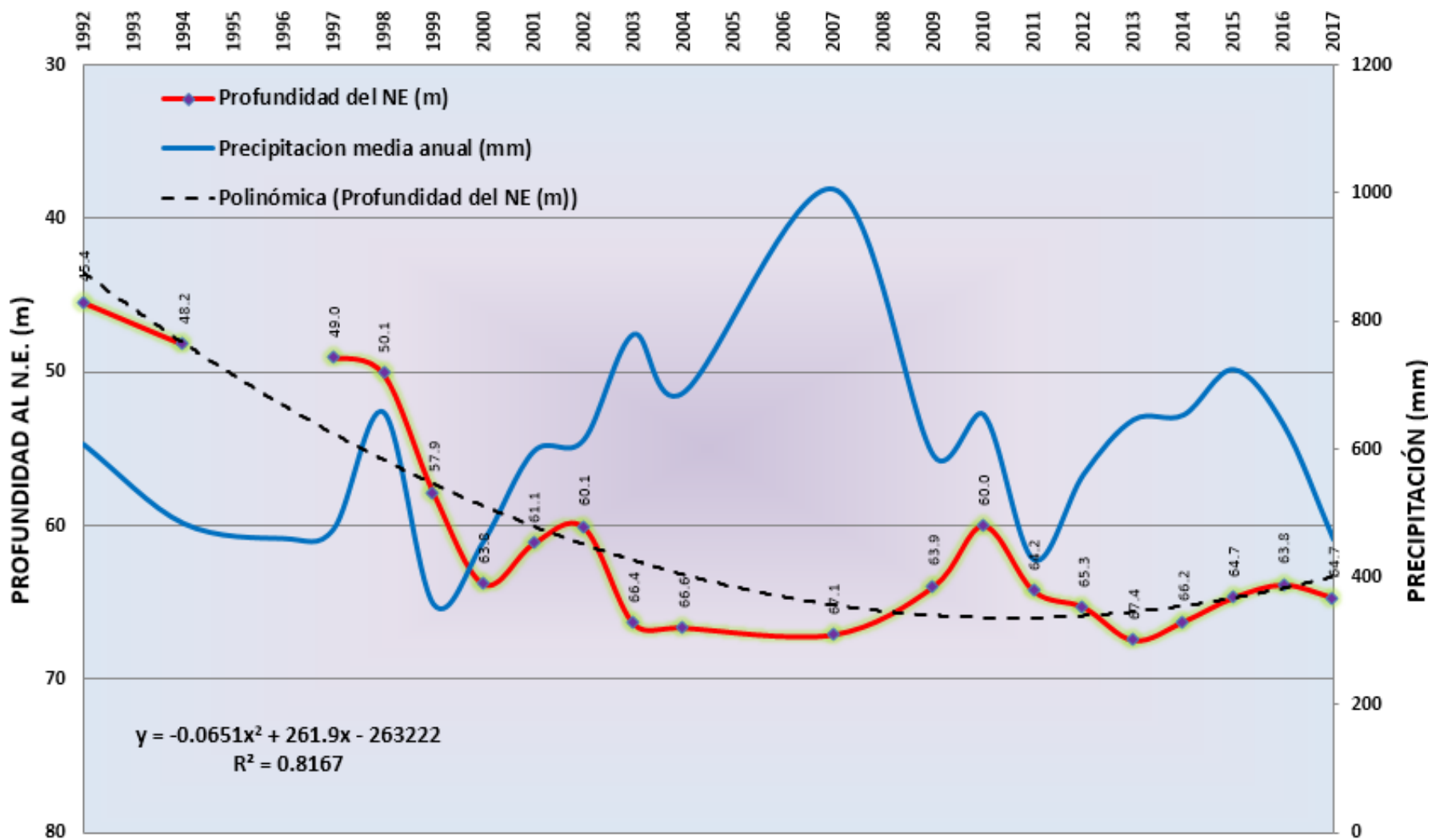


Figura 3.2. Gráfico de precipitación media anual y profundidad promedio del nivel estático. COTAS, 2017.

Se realizó una estimación comparando deferentes años anteriores y considerando los periodos de estiaje y lluvias, ya que un periodo de lluvias extraordinario en el pasado podría reflejar recuperación del nivel piezométrico, así como un periodo estiaje muy largo podría reflejar un descenso en el nivel piezométrico.

3.3.3. Descarga del acuífero

De acuerdo con Medina (2017), estudios anteriores realizados en el acuífero (SGM, 2010; CONAGUA, 2015; Antares, 2008) y con base en la configuración piezométrica regional elaborada, la descarga principal del Acuífero del Valle de San Juan del Río se lleva a cabo mediante pozos de extracción.

En este sentido, y a efectos de la presente investigación, las descargas dentro del acuífero se considerarán como las concesiones de extracción del agua subterránea otorgadas en el Acuífero del Valle de San Juan del Río. Estos datos fueron retomados de estudios recientes que abarcaran los periodos de análisis.

3.3.4. Estimación del cambio de almacenamiento (ΔS) en el acuífero

El cambio de almacenamiento es el volumen de agua que gana o pierde el acuífero en un intervalo de tiempo establecido.

Con base en lo establecido por la NOM– 011–CONAGUA–2015, el valor de este parámetro se determina a partir de pruebas de bombeo y/o con base en las consideraciones de la litología del acuífero; se desarrollaron dos técnicas para la estimación del volumen de cambio de almacenamiento (ΔS) dentro del Acuífero del Valle de San Juan del Río como se muestra en el esquema de la figura 3.3. Una técnica es por medio del “Promedio aritmético” y la otra técnica eso a través de “Polígonos de evolución piezométrica”. Fue necesario revisar la distribución espacial de los pozos de monitoreo dentro del valle con la finalidad de observar si mediante ello era posible la utilización espacial de estas dos técnicas ya que la segunda requiere de una buena distribución de los pozos en todo el valle.

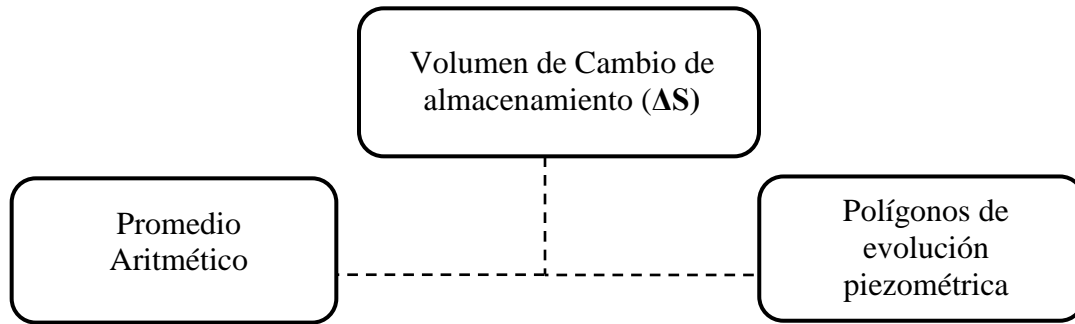


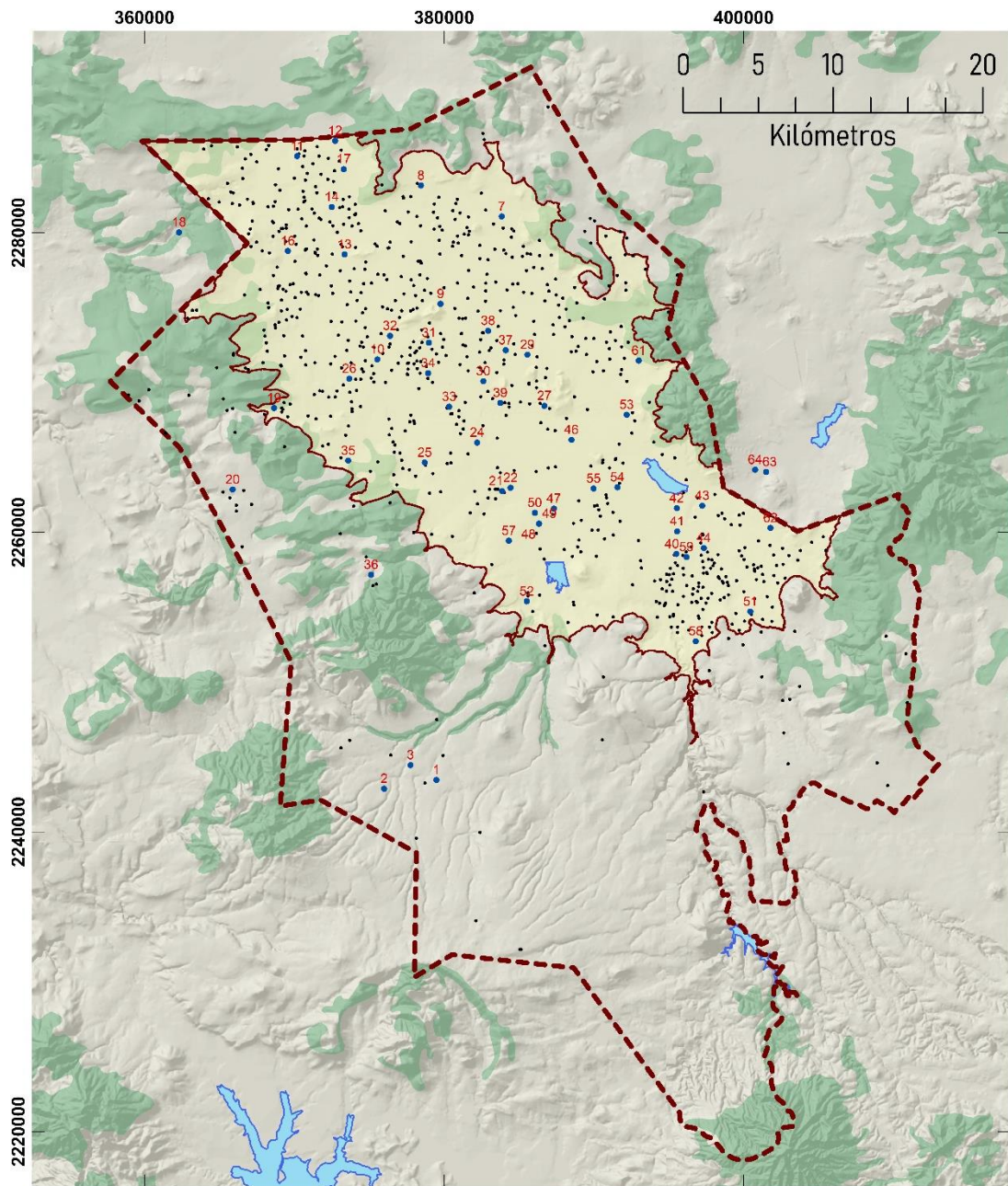
Figura 3.3. Técnicas para estimar el volumen de Cambio de Almacenamiento (ΔS)

Las variables consideradas para el caso del acuífero del Valle de San Juan de Río fueron las siguientes:

- Temporalidad.
- Niveles piezométricos del agua subterránea.
- Coeficiente de almacenamiento (S_y)

La temporalidad depende de los años bajo estudio en que se realiza el análisis para la recarga de agua subterránea. Es fundamental establecer el periodo para observar el comportamiento del almacenaje de agua subterránea en el acuífero año con año, ya que, el análisis de la recarga será posible emprender medidas racionales del uso y distribución del agua subterránea.

Se estudió la evolución de los niveles piezométricos en los 55 pozos de monitoreo localizados en el acuífero (figura 3.4) que representan los puntos de referencia para estimar la recarga con base en el método de balance de la norma mexicana.



SIMBOLOGÍA

- Límite del Acuífero
- Cuerpos de Agua
- Zona productiva
- Pozos de Extracción
- 27** • Pozos de monitoreo con registro

Figura 3.4. Distribución de los pozos de monitoreo en el acuífero en el marco de la densidad de pozos de extracción

Partiendo de estos datos, se determinó la evolución piezométrica de los periodos bajo análisis, la cual se define como el comportamiento de los niveles del agua subterránea por unidad de área en un tiempo determinado; si los niveles descienden existirá un volumen de roca drenada (**Vrd**), si por el contrario los niveles del agua subterránea se elevan se obtendría un nuevo volumen de roca saturada (**Vrs**).

La siguiente ecuación muestra la forma para determinar cada uno:

$$\mathbf{Vrd = A * Abp} \quad (8)$$

Dónde:

Vrd = Volumen de roca drenada por el descenso del nivel piezométrico (m³)

A = Área (m²)

Abp = Abatimiento promedio del nivel piezométrico (m)

$$\mathbf{Vrs = A * Elevp} \quad (9)$$

Dónde:

Vrs = Volumen de roca saturada por la elevación del nivel piezométrico (m³)

A = Área (m²)

Elevp = Elevación promedio del nivel piezométrico (m)

Para obtener el valor de abatimiento (Abp) o elevación promedio del nivel del agua subterránea (Elevp), es necesario restar el primer valor de profundidad del nivel menos el último de acuerdo con el periodo analizando, de esta manera se refleja si el pozo tuvo una recuperación del nivel de agua o por el contrario hubo un descenso.

Con base en este análisis, el volumen de cambio de almacenamiento (ΔS) será determinado mediante de las siguientes fórmulas:

$$\Delta S = V_{rd} * S_y \quad (10)$$

Dónde:

ΔS = Coeficiente de almacenamiento (m^3)

V_{rd} = Volumen de roca drenada (m^3)

S_y = Coeficiente de almacenamiento

$$\Delta S = V_{rs} * S_y \quad (11)$$

Dónde:

ΔS = Coeficiente de almacenamiento (m^3)

V_{rs} = Volumen de roca saturada por la elevación del nivel piezométrico (m^3)

S_y = Coeficiente de almacenamiento

3.3.4.1. Estimación de la recarga con base en la estimación del cambio de almacenamiento ΔS mediante el promedio aritmético

El manejo del promedio aritmético no implica una elevada complejidad al obtener el Cambio de almacenamiento (ΔS), sin embargo, es necesario revisar que los datos de profundidad sean congruentes ya que, si entre años consecutivos existe una anomalía, los resultados pueden alterar la estimación.

Además, se debe contar con información necesaria de los datos de los pozos de tal manera que se pueda observar el comportamiento del nivel del agua subterránea en un año.

A continuación se describe la secuencia metodológica para estimar la recarga calculando el Cambio de almacenamiento (ΔS) con base en el promedio aritmético:

1. El primer paso fue depurar la base de datos de los pozos de monitoreo en el programa Excel, de tal manera que solo se tomaran en cuenta aquellos datos que tienen una continuidad en los valores de profundidad del nivel piezométrico año con año, por

ello se realizó la estimación a partir del año 2012 al 2017 como último año en el que se contaba con información, quedando así tres rangos de temporalidad:

1. 2012 – 2014
 2. 2014 – 2017
 3. 2012 – 2017
2. La evolución de los niveles del agua subterránea (**Ab** o **Elev**) de cada periodo, se obtuvo mediante la resta del primer año de profundidad del nivel menos el último del periodo cuyos valores se ven reflejados en la tabla 3.1.

$$\text{Evolución de los niveles} = Ni - Nf \quad (12)$$

Dónde:

Evolución de los niveles = Abatimientos (Ab) o Elevaciones (Elev)

Ni = Profundidad de nivel del agua subterránea (m) del año inicial

Nf = Profundidad de nivel del agua subterránea (m) del año final

Si el resultado es negativo significa que el nivel del agua subterránea se abatió, si por el contrario resulta positivo significa que el nivel se elevó durante ese lapso.

3. En cada periodo se realizó la sumatoria de todos los valores de evolución de los niveles.
4. Se calculó el promedio anual de las sumatorias de evolución que se dividieron entre los pozos de monitoreo y posteriormente entre el número total de años de cada periodo, mediante la siguiente ecuación:

$$Abp = \frac{\sum \text{Abatimientos} / Np}{Na} \quad (13)$$

Dónde:

Abp = Abatimiento promedio

\sum Abatimientos = Sumatoria de los abatimientos

Np = Número total de pozos

Na = Número de años del periodo evaluado

$$Elevp = \frac{\sum Elevaciones/Np}{Na} \quad (14)$$

Dónde:

Elevp = Elevación promedio

\sum Elevaciones = Sumatoria de las elevaciones

Np = Número total de pozos

Na = Número de años del periodo evaluado

$$\left. \begin{array}{l} 2012 - 2014 = 2 \text{ años} \\ 2014 - 2017 = 3 \text{ años} \\ 2012 - 2017 = 5 \text{ años} \end{array} \right\} Na$$

5. El promedio anual se multiplicó por el área del valle generando, ya sea el caso, un Volumen de roca drenada por el descenso del nivel piezométrico (Vrd) o Volumen de roca saturada por la elevación del nivel piezométrico (Vrs).
6. Estos resultados se multiplicaron por el coeficiente de almacenamiento (Sy) para obtener el cambio de almacenamiento (ΔS) aplicando las ecuaciones 10 y 11.

$$\Delta S = Vrd * S \quad y \quad \Delta S = Vrs * Sy$$

Con la finalidad de que al obtener la estimación se lograra comparar los resultados con las estimaciones realizadas en el Acuífero del Valle de San Juan del Río con anterioridad, se retomó el dato de coeficiente de almacenamiento (Sy) de 0.096 que ha utilizado CONAGUA para los informes de disponibilidad en el acuífero.

7. Por último, se aplicó la ecuación 7 del método de balance explicada en el capítulo 3 para estimar la recarga (E), en donde a las descargas en el acuífero (D) que se consideran como las extracciones, se les resta o se suma el valor del cambio de almacenamiento (ΔS) que se generó en los pasos anteriores:

$$E = D \pm \Delta S$$

Tabla 3.1 Evolución de la profundidad de los niveles

No	CLAVE COTAS POZOS	COORDENADAS		PROFUNDIDAD DEL NIVEL (m)			EVOLUCIÓN DE LOS NIVELES (m)		
				PERIODOS			PERIODOS		
				2012	2014	2017	2012- 2014	2014- 2017	2012- 2017
1	P0765SJ	379488	2243470	78.75	79.48	78.26	-0.73	1.22	0.49
2	P0773SJ	375992	2242882	33.36	33.40	32.90	-0.04	0.50	0.46
3	P0949SJ	377759	2244460	59.92	59.91	59.18	0.01	0.73	0.74
7	P0695SJ	383845	2281085	112.12	114.15	114.19	-2.03	-0.04	-2.07
8	P0145SJ	378456	2283152	107.68	111.92	112.08	-4.24	-0.16	-4.40
9	P0507SJ	379757	2275252	102.19	103.98	103.16	-1.79	0.82	-0.97
10	P0191SJ	375546	2271546	112.30	114.10	112.97	-1.80	1.13	-0.67
11	P0283SJ	370191	2285121	96.17	98.19	99.83	-2.02	-1.64	-3.66
12	P0286SJ	372726	2286140	118.80	120.00	118.40	-1.20	1.60	0.40
13	P0322SJ	373354	2278561	99.55	101.40	93.56	-1.85	7.84	5.99
14	P0574SJ	372501	2281725	95.71	95.15	92.43	0.56	2.72	3.28
16	P0625SJ	369570	2278784	107.64	108.00	107.03	-0.36	0.97	0.61
17	P0656SJ	373302	2284249	121.62	122.00	118.59	-0.38	3.41	3.03
18	P0866SJ	362305	2280028	70.91	70.72	68.30	0.19	2.42	2.61
19	P0794SJ	368653	2268299	36.05	36.70	34.46	-0.65	2.24	1.59
20	P0948SJ	365886	2262859	130.23	129.82	128.05	0.41	1.77	2.18
21	P0040SJ	383868	2262760	71.40	73.55	72.45	-2.15	1.10	-1.05
22	P0041SJ	384435	2262976	62.22	63.60	63.40	-1.38	0.20	-1.18
24	P0051SJ	382209	2265990	77.32	79.95	78.66	-2.63	1.29	-1.34
25	P0118SJ	378710	2264659	80.16	81.96	80.98	-1.80	0.98	-0.82
26	P0224SJ	373673	2270260	114.12	116.66	116.45	-2.54	0.21	-2.33
27	P0260SJ	386690	2268444	73.40	74.30	73.94	-0.90	0.36	-0.54
29	P0326SJ	385559	2271860	82.08	83.45	83.40	-1.37	0.05	-1.32
30	P0327SJ	382612	2270092	80.80	83.00	81.50	-2.20	1.50	-0.70
31	P0368SJ	378990	2272656	102.98	105.15	103.68	-2.17	1.47	-0.70
32	P0405SJ	376393	2273119	106.73	109.50	106.96	-2.77	2.54	-0.23
33	P0427SJ	380335	2268386	85.34	79.96	78.62	5.38	1.34	6.72
34	P0448SJ	378943	2270623	95.37	98.95	98.67	-3.58	0.28	-3.30
35	P0461SJ	373598	2264788	5.18	4.00	5.70	1.18	-1.70	-0.52
36	P0473SJ	375123	2257166	10.11	9.80	9.89	0.31	-0.09	0.22
37	P0485SJ	384112	2272161	75.05	84.66	83.54	-9.61	1.12	-8.49
38	P0486SJ	382938	2273455	84.53	87.11	86.45	-2.58	0.66	-1.92
39	P0951SJ	383751	2268638	77.47	79.25	76.48	-1.78	2.77	0.99
40	P0002SJ	395504	2258556	46.80	48.80	45.63	-2.00	3.17	1.17

Fuente: COTAS San Juan del Río 2017.

Tabla 3.1 Evolución de la profundidad de los niveles (continuación)

No	CLAVE COTAS POZOS	COORDENADAS		PROFUNDIDAD DEL NIVEL (m)			EVOLUCIÓN DE LOS NIVELES (m)		
				PERIODOS			PERIODOS		
				2012	2014	2017	2012- 2014	2014- 2017	2012- 2017
41	P0004SJ	395560	2260065	43.29	44.99	44.10	-1.70	0.89	-0.81
42	P0005SJ	395536	2261611	42.20	44.52	41.80	-2.32	2.72	0.40
43	P0007SJ	397228	2261779	36.65	39.00	37.60	-2.35	1.40	-0.95
44	P0008SJ	397338	2258952	52.58	52.70	52.02	-0.12	0.68	0.56
46	P0032SJ	388501	2266177	60.37	62.93	60.83	-2.56	2.10	-0.46
47	P0036SJ	387330	2261583	52.40	54.30	53.07	-1.90	1.23	-0.67
48	P0037SJ	386321	2260579	70.23	72.83	72.30	-2.60	0.53	-2.07
49	P0038SJ	386340	2260575	71.08	73.66	71.55	-2.58	2.11	-0.47
50	P0039SJ	386056	2261307	72.38	73.50	73.48	-1.12	0.02	-1.10
51	P0083SJ	400440	2254709	125.78	129.00	125.90	-3.22	3.10	-0.12
52	P0159SJ	385522	2255396	74.79	76.25	76.82	-1.46	-0.57	-2.03
53	P0235SJ	392187	2267849	67.40	69.50	65.40	-2.10	4.10	2.00
54	P0491SJ	391565	2263007	43.32	46.35	43.54	-3.03	2.81	-0.22
55	P0750SJ	389976	2262924	51.30	52.65	50.15	-1.35	2.50	1.15
57	P0763SJ	384320	2259442	107.93	109.05	108.10	-1.12	0.95	-0.17
58	P0862SJ	396798	2252729	95.05	97.90	97.53	-2.85	0.37	-2.48
59	P0950SJ	396181	2258352	43.00	44.10	42.30	-1.10	1.80	0.70
61	P0188SJ	392990	2271467	113.41	115.45	114.00	-2.04	1.45	-0.59
62	P0889SJ	401786	2260292	54.50	55.15	54.20	-0.65	0.95	0.30
63	P0893SJ	401497	2264029	34.60	36.05	36.23	-1.45	-0.18	-1.63
64	P0901SJ	400759	2264178	32.20	33.46	31.79	-1.26	1.67	0.41

Fuente: COTAS San Juan del Río 2017.

3.3.4.2 Estimación de la recarga con base en la estimación del cambio de almacenamiento ΔS mediante los polígonos de evolución piezométrica

Al igual que en la técnica anterior, se obtuvo la evolución del nivel del agua subterránea para cada periodo; sin embargo, en este proceso se realizaron polígonos que indicaban áreas donde se originaba abatimiento o elevación de los niveles de agua subterránea en el valle del acuífero, lo que se describirá en los siguientes pasos.

1. Se obtuvo la evolución de los niveles del agua subterránea reflejando, ya sea un abatimiento (**Ab**) o elevación (**Elev**) del nivel mediante la resta del primer valor de profundidad menos el último de cada periodo como en la técnica anterior con la ecuación 12:

$$\textit{Evolución de los niveles} = Ni - Nf$$

2. Los resultados por periodo de la evolución de los niveles por cada pozo de monitoreo ubicados en el área productiva del Acuífero del Valle de San Juan del Río, se introdujeron al SIG con el objetivo de ubicarlos espacialmente en el valle. Posteriormente se realizó una interpolación de forma manual haciendo uso el método de trazado de isolíneas para ubicar los polígonos ya sea de abatimiento o de elevación del nivel.

Andreu et al, (2001) describe un método para el trazado de isolíneas a partir de tres puntos de diferente valor, se puede hallar un cuarto punto cuyo valor sea igual que el de uno de aquellos. Uniendo los puntos de igual valor, se define la isolínea.

El procedimiento es el siguiente:

- a) Unir mediante una línea los puntos de mayor (punto B) y menor (punto A) valor.
- b) Utilizando una regla mediante la distancia entre dichos puntos.
- c) Escoger un valor del parámetro que se encuentre entre los dos anteriores; por comodidad se tomará el valor del tercer punto (C). Situar dicho valor sobre la línea AB, en la posición que le corresponda (figura 3.5). Para ello, se utilizará la siguiente igualdad:

$$\frac{\textit{Distancia entre el punto de valor superior y el punto escogido}}{\textit{Distancia entre los puntos de valor superior e inferior}} = \quad (15)$$

$$\frac{\textit{Valor del punto superior} - \textit{valor del punto escogido}}{\textit{Valor del punto superior} - \textit{valor del punto inferior}} \quad (16)$$

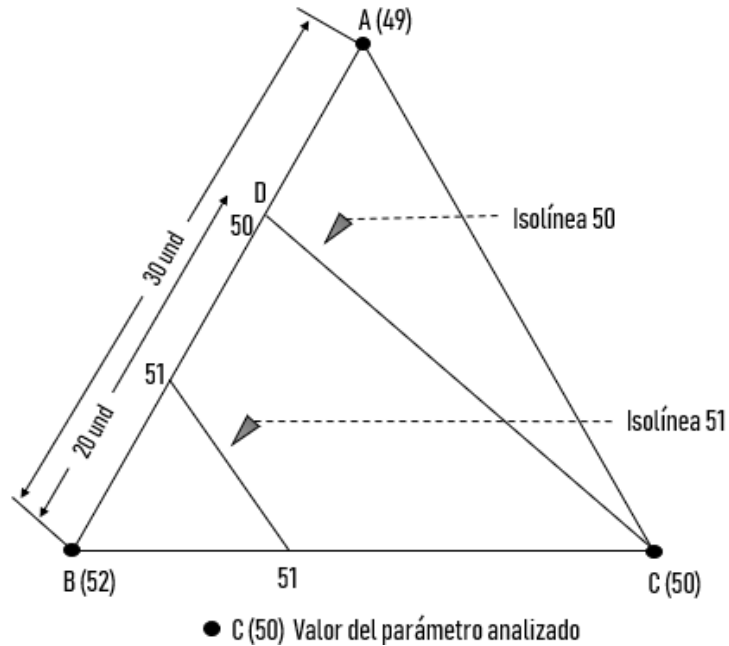


Figura 3.5. Ejemplo del método de triangulación por medio de isótopas.

d) Según el ejemplo de la figura 3.5, se tiene:

$$\frac{\text{Longitud de la línea } BD}{\text{Longitud de la línea } BA} = \frac{\text{Valor en } B - \text{valor en } D}{\text{Valor en } B - \text{valor en } A} \quad (17)$$

e) Sustituyen por los valores correspondientes:

$$\frac{\text{Longitud de la línea } BD}{30 \text{ und}} = \frac{52 - 50}{52 - 49} \quad (18)$$

$$\frac{\text{Longitud de la línea } BD}{30 \text{ und}} = \frac{2}{3}$$

$$\text{Longitud de la línea } BD = \frac{60 \text{ und}}{3} = 20 \text{ und}$$

f) Una vez colocado el punto D en su posición, se puede trazar la isótopa uniendo D con C.

- g) Repitiendo el proceso en el lado BC del triángulo se obtiene la isolínea del valor 51.
- h) En realidad, las isolíneas se trazan como curvas quebradas, por lo tanto, habrá que convertirlas como curvas continuas adaptándolas a las soluciones más lógicas.
3. Una vez realizada la interpolación se digitalizaron los polígonos en el SIG, dando como resultado tres mapas diferentes correspondientes a los periodos de estimación de la recarga.
 4. En cada mapa se obtuvieron diferentes números de polígono y dimensiones, por lo que fue necesario calcular el área en metros cuadrados de cada uno haciendo uso de la herramienta “fiel calculator”.
 5. Se realizó un promedio de la evolución piezométrica de cada polígono de los periodos bajo análisis, sumando el valor más bajo dentro de ese polígono y el valor más alto, ya sea abatimiento (**Abp**) o de elevación (**Elevp**) dividido entre 2, reflejando así de manera visual la evolución piezométrica dentro del valle.
 6. Este valor se mostró en una columna con datos en metros que posteriormente se multiplica por el área del mismo polígono, para obtener la evolución piezométrica (Vrd o Vrs) aplicando las ecuaciones 8 y 9:

$$Vrd = A * Abp \quad \text{y} \quad Vrs = A * Elevp$$

7. Se le estima un promedio anual de la evaluación en donde se divide entre el número de años (N_a) de cada periodo.
8. Para obtener el Cambio de almacenamiento (ΔS), el resultado de la evolución piezométrica anual se multiplica por el coeficiente de almacenamiento (S_y) de 0.096

$$\Delta S = Vrd \text{ anual} * S_y \tag{19}$$

Dónde:

ΔS = Cambio de almacenamiento

Vrd anual = Volumen de roca drenada / número de años del periodo (Na)

Sy = Coeficiente de almacenamiento

$$\Delta S = Vrs \text{ anual} * Sy \quad (20)$$

Dónde:

ΔS = Cambio de almacenamiento

Vrs anual = Volumen de roca saturada por la elevación del nivel piezométrico / número de años del periodo (Na)

Sy = Coeficiente de almacenamiento.

9. Se realiza una sumatoria de los valores de cambio de almacenamiento (ΔS) de cada polígono, para obtener el ΔS total en el valle para cada periodo de análisis.
10. Al dato de extracción correspondiente se le resta o se le suma, el resultado de cambio de almacenamiento (ΔS) para obtener la recarga.
11. Por último, se aplica la ecuación 7 de balance nuevamente:

$$E = D \pm \Delta S$$

En donde a las descargas se le suma o resta la sumatoria del cambio de almacenamiento ΔS para estimar la recarga.

Capítulo 4

Análisis y Discusión de Resultados

Este apartado tiene como finalidad mostrar los resultados obtenidos con la ejecución de los procesos metodológicos planteados en esta investigación.

4.1. Recopilación de la información

La recopilación de la información relacionada con las características geomorfológicas, geológicas, hidrológicas e hidrogeológicas, así como del uso de suelo del área de estudio se encontró en diversos archivos vectoriales, algunos con diferentes escalas y gracias a la consulta en diversas instituciones de gobierno.

Se consultaron las cartas topográficas pertenecientes al acuífero en la plataforma digital de INEGI. Durante esta búsqueda se encontraron las cartas con las claves F14C65, F14C66, F14C67, F14C76, F14C77, F14C86, FA14C87. Con ello fue posible obtener los siguientes datos del acuífero:

- Localidades.
- Vías de comunicación.
- Curvas de nivel.
- Ríos y cuerpos de agua.

Además de que con las curvas de nivel de las cartas topográficas fue posible realizar el modelo digital de elevación. El uso de suelo y vegetación se localizó en la plataforma de CONABIO debido a que los datos de la zona fueron los más actualizados en comparación con la información de otras instituciones. Por otra parte, los datos geológicos del acuífero se encontraron en el SGM, así como del trabajo investigativo elaborado por de Medina (2017).

La recopilación de esta información fue el punto de partida para la caracterización y el entendimiento del funcionamiento general del Acuífero del Valle de San Juan del Río.

Para la aplicación del método que establece la NOM-011-CONAGUA-2015, se consultó la base de datos del Registro Público de Derechos de Agua (REPDA) en la que se obtuvieron 865 pozos de extracción ubicados en el valle; de la misma manera se consultó al COTAS de San Juan del Río para conocer el número de pozos de monitoreo en los que hay registros de los datos del nivel del agua subterránea, su ubicación, el año y la clave (anexo 7).

Se localizaron 64 pozos de monitoreo de los cuales 55 contaban con información (anexo 8 y 9), su distribución en el valle se observa en la figura 4.1, asimismo en la tabla 4.1 se incluyen mediciones del nivel freático para diferentes años, que inician en el año 2010 hasta el año 2017, además de un gráfico de precipitación y la profundidad del nivel del agua subterránea con datos del año 1992 hasta el 2017. Por otra parte, se obtuvo el censo de extracción del agua subterránea del año 2016 por parte del COTAS San Juan del Río.

Una vez que se recolectó la información se homologó al sistema de coordenadas geográficas UTM y a la proyección WGS 1984 Zona 14 para así utilizarla en un sistema de información Geográfica (SIG). Para la estructuración de algunas bases de datos se utilizó el programa Excel debido a su practicidad para el manejo de bases de datos. Asimismo, el procesamiento de dichos datos se logró con el software Arcmap para obtener la descripción de las características físicas del acuífero del Valle de San Juan del Río.

Finalmente, Medina, (2017) en el trabajo titulado “Desarrollo de una metodología para la construcción de modelos conceptuales en acuíferos de alta complejidad hidrogeológica: caso de estudio acuífero del Valle de San Juan del Río”, genera un modelo conceptual del acuífero, donde obtiene la recarga para dos periodos; el primero del 2007 al 2011 y el segundo del 2011 al 2014. Con base en este documento se retomaron parámetros hidráulicos de elevada importancia utilizados en esta investigación, entre los que resalta el coeficiente de almacenamiento (S_y) además de las estimaciones de recarga generados por el modelo conceptual en los periodos ya mencionados.

Tabla 4.1 Pozos de monitoreo ubicados en el Acuífero de San Juan del Río

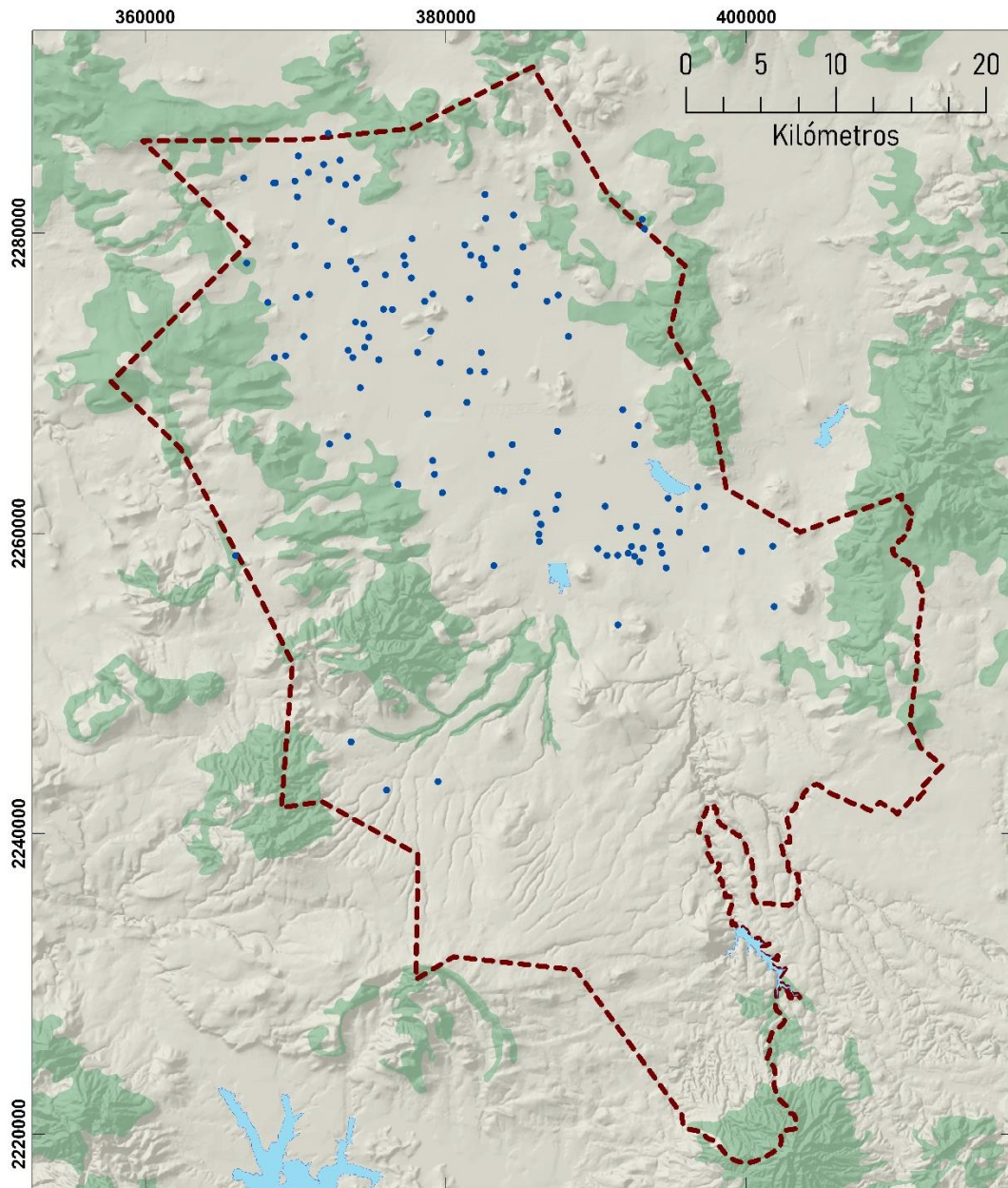
No.	CLAVE COTAS	CONDICION	MUNICIPIO	COORDENADAS		ELEVACIÓN (msnm)
				X	Y	
1	P0765SJ	ACTIVO	AMEALCO	379488	2243470	2322
2	P0773SJ	DIVER/INACT	AMEALCO	375992	2242882	2344
3	P0949SJ	DIVER/INACT	AMEALCO	377759	2244460	2296
7	P0695SJ	INACTIVO	COLON	383845	2281085	1933
8	P0145SJ	ACTIVO	COLÓN	378456	2283152	1950
9	P0507SJ	ACTIVO	COLÓN	379757	2275252	1909
10	P0191SJ	ACTIVO	EL MARQUÉS	375546	2271546	1922
11	P0283SJ	ACTIVO	EL MARQUÉS	370191	2285121	1916
12	P0286SJ	ACTIVO	EL MARQUÉS	372726	2286140	1920
13	P0322SJ	ACTIVO	EL MARQUÉS	373354	2278561	1895
14	P0574SJ	ACTIVO	EL MARQUÉS	372501	2281725	1893
16	P0625SJ	ACTIVO	EL MARQUÉS	369570	2278784	1898
17	P0656SJ	DIVER/INACT	EL MARQUÉS	373302	2284249	1917
18	P0866SJ	ACTIVO	EL MARQUÉS	362305	2280028	1857
19	P0794SJ	ACTIVO	HUIMILPAN	368653	2268299	1976
20	P0948SJ	DIVER/INACT	HUIMILPAN	365886	2262859	2179
21	P0040SJ	INACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	383868	2262760	1918
22	P0041SJ	ACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	384435	2262976	1907
24	P0051SJ	ACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	382209	2265990	1916
25	P0118SJ	DIVER/INACT	PEDRO ESCOBEDO	378710	2264659	1918
26	P0224SJ	DIVER/INACT	PEDRO ESCOBEDO	373673	2270260	1922
27	P0260SJ	ACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	386690	2268444	1904
29	P0326SJ	ACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	385559	2271860	1902
30	P0327SJ	ACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	382612	2270092	1905
31	P0368SJ	ACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	378990	2272656	1910
32	P0405SJ	ACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	376393	2273119	1909
33	P0427SJ	ACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	380335	2268386	1905
34	P0448SJ	ACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	378943	2270623	1906
35	P0461SJ	ACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	373598	2264788	1945
36	P0473SJ	INACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	375123	2257166	2084

Fuente: COTAS, 2017.

Tabla 4.1 Pozos de monitoreo ubicados en el Acuífero de San Juan del Río (continuación)

No.	CLAVE COTAS	CONDICION	MUNICIPIO	COORDENADAS		ELEVACIÓN (msnm)
				X	Y	
37	P0485SJ	INACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	384112	2272161	1903
38	P0486SJ	DIVER/INACT	PEDRO ESCOBEDO	382938	2273455	1905
39	P0951SJ	INACTIVO	PEDRO ESCOBEDO	383751	2268638	1902
40	P0002SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	395504	2258556	1905
41	P0004SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	395560	2260065	1903
42	P0005SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	395536	2261611	1901
43	P0007SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	397228	2261779	1895
44	P0008SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	397338	2258952	1910
46	P0032SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	388501	2266177	1892
47	P0036SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	387330	2261583	1901
48	P0037SJ	INACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	386321	2260579	1917
49	P0038SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	386340	2260575	1916
50	P0039SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	386056	2261307	1918
51	P0083SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	400440	2254709	1987
52	P0159SJ	DIVER/INACT	SAN JUAN DEL RIO	385522	2255396	1936
53	P0235SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	392187	2267849	1902
54	P0491SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	391565	2263007	1905
55	P0750SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	389976	2262924	1903
57	P0763SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	384320	2259442	1952
58	P0862SJ	DIVER/INACT	SAN JUAN DEL RIO	396798	2252729	1958
59	P0950SJ	ACTIVO	SAN JUAN DEL RIO	396181	2258352	1901
61	P0188SJ	ACTIVO	TEQUISQUIAPAN	392990	2271467	1934
62	P0889SJ	ACTIVO	TEQUISQUIAPAN	401786	2260292	1911
63	P0893SJ	ACTIVO	TEQUISQUIAPAN	401497	2264029	1892
64	P0901SJ	DIVER/INACT	TEQUISQUIAPAN	400759	2264178	1890

Fuente: COTAS, 2017.



SIMBOLOGÍA

- Límite del Acuífero
- Cuerpos de Agua
- Pozos de Monitoreo

Figura 4.1. Ubicación de los pozos de monitoreo proporcionados por el COTAS de San Juan del Río.

4.2. Selección del método para estimar la recarga

Para la selección del método para estimar la recarga se tomaron en cuenta los insumos que requiere cada método y la factibilidad de ser aplicado en el acuífero del Valle de San Juan del Río, con base a los objetivos de este trabajo.

El método de balance hídrico en el suelo fue descartado para esta investigación debido a que el procedimiento para la obtención de las variables requiere mayor tiempo al planteado en esta investigación, así como la utilización de varios softwares e instrumentos de medición.

Las desventajas que se detectaron para la implementación del método de balance de masas de cloruros se encuentran en que los cloruros solo pueden ofrecer una estimación indirecta de la recarga y para la obtención de mejores resultados sería conveniente la utilización de varios isótopos. Otra desventaja es que requiere valores medios en cantidad y concentración de precipitación los cuales no están disponibles en el área de estudio.

Para esta investigación se seleccionó el método de balance hídrico que se establece la NOM-011-CONAGUA-2015, debido a lo siguiente:

- Los insumos pueden obtenerse con la aplicación de metodologías conocidas.
- Se contaba con la información hidrogeológica del acuífero, incluyendo la evolución de los niveles de aguas subterránea para diferentes periodos.
- Las estimaciones pueden realizarse en un periodo adecuado para un trabajo de tesis de licenciatura.
- No requiere elevados costos para su implementación, ni frecuentes visitas a campo.

4.3. Estimación de la recarga con base en la NOM-011-CONAGUA-2015

Estima la recarga del acuífero a partir del cambio de almacenamiento ($\pm\Delta S$) así como de los valores de descarga en el acuífero (salidas D).

$$E = \pm\Delta S + D$$

Se obtuvieron los datos de descargas considerando únicamente como salidas del acuífero aquellas que se realizan por medio de la extracción del agua subterránea y que pertenecen a las concesiones otorgadas por CONAGUA para el acuífero.

El valor promedio de la extracción se obtuvo a través de los censos de extracción más recientes, en este sentido se retomaron datos antes utilizados por Medina (2017), además de los datos proporcionados por el COTAS de San Juan del Río.

El cambio de almacenamiento (ΔS) en el acuífero significó el punto de partida para estimar el valor de recarga en el acuífero, a partir de los datos de los 55 pozos de monitoreo ubicados en el área, se comenzó a trabajar la base.

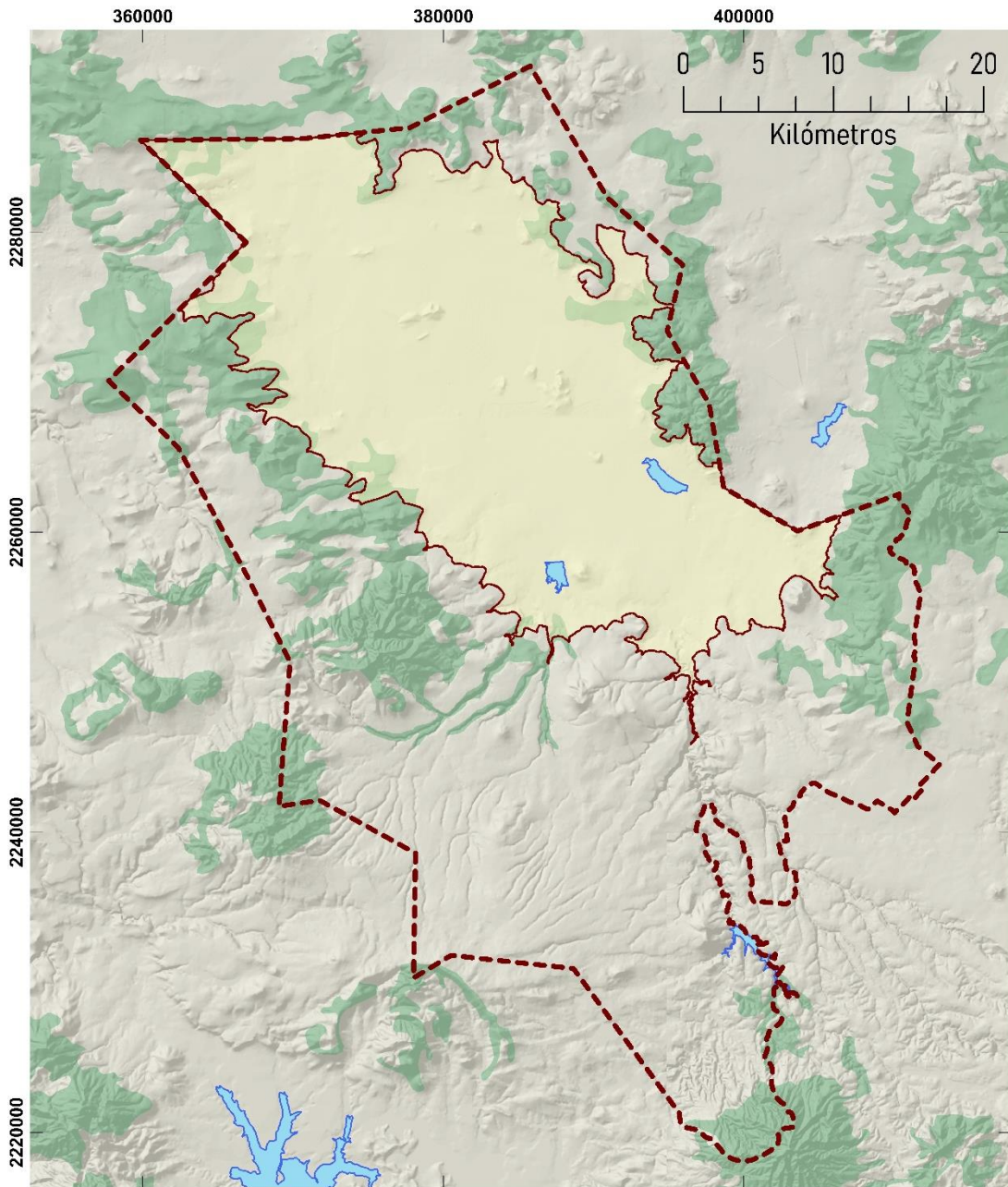
4.3.1. Estimación del área del valle

A partir del modelo digital de elevación (DEM) y una sobreposición de las curvas de nivel con los pozos de extracción y monitoreo se delimitó el valle del acuífero partiendo de la cota 2,000. Una vez creado el polígono correspondiente al valle, en la tabla de atributos se calculó un área de 807.3 km². En la figura 4.2 se observa el polígono del área que valle la cual se considera como la zona productiva del acuífero.

4.3.2 Delimitación de la temporalidad

En la revisión bibliográfica se encontraron estudios publicados por CONAGUA en los años 2002 y 2015 para el Acuífero de San Juan del Río. El estudio del 2002 refleja un valor de recarga de 309 Mm³, sin embargo, este dato solo es la actualización del estudio realizado para el periodo 1994 – 1996. En el año 2015 publican una actualización de la estimación de recarga sin establecer su temporalidad, este estudio refleja un valor de recarga de 191.5 Mm³.

Por otra parte, Medina (2017), realiza la estimación de la recarga para el acuífero a partir de un modelo numérico para los periodos 2007 – 2011 en el que obtuvo un valor de recarga de 216.4 Mm³ y el periodo 2011 – 2014 con una estimación de la recarga de 221.2 Mm³.



SIMBOLOGÍA



- Límite del Acuífero
-  Cuerpos de Agua
-  Zona productiva

Figura 4.2. Valle del Acuífero de San Juan del Río. Con base en INEGI

Al establecer el periodo de tiempo para estimar la recarga se tomó en cuenta la variabilidad en la precipitación y las fluctuaciones del nivel piezométrico del año 1992 al 2017. Se observa en la figura 4.3 los periodos en el tiempo en los que ocurren máximos y mínimos de precipitación, así como descensos y recuperaciones del nivel piezométrico. También, se consideró la información de la base de datos proporcionada por el COTAS de San Juan del Río, que contiene información del año 2010 al 2017, sin embargo, la falta de información para los años 2010 y 2011 hace que estos sean descartados de este estudio.

Se establecieron tres periodos de tiempo para realizar la estimación de la recarga de agua subterránea en el acuífero del Valle de San Juan del Río, los cuales van de:

- 2012 – 2014
- 2014 – 2017
- 2012 – 2017

El primer periodo se determinó debido a que en el grafico 4.3 se observa un descenso en el año 2011 de la precipitación y a partir de este año comienza un ascenso que se mantiene hasta el año 2014.

El segundo periodo se estableció debido a que en el año 2014 se observa un mayor ascenso y posteriormente un descenso en la precipitación que concluye en el año 2017.

Finalmente, el tercer periodo se estableció debido a que comprende la mayor variación en la precipitación abarcando periodos de incrementos y descensos.

Asimismo, se establecen estos periodos con la intención de hacer coincidir los periodos estimación de la recarga con el estudio de Medina (2017), el cual es considerado uno de los trabajos más relevantes del Acuífero del Valle de San Juan del Río.

4.3.3 Determinación de las descargas

La tabla 4.2 muestra los datos de descarga utilizados en los tres periodos de análisis.

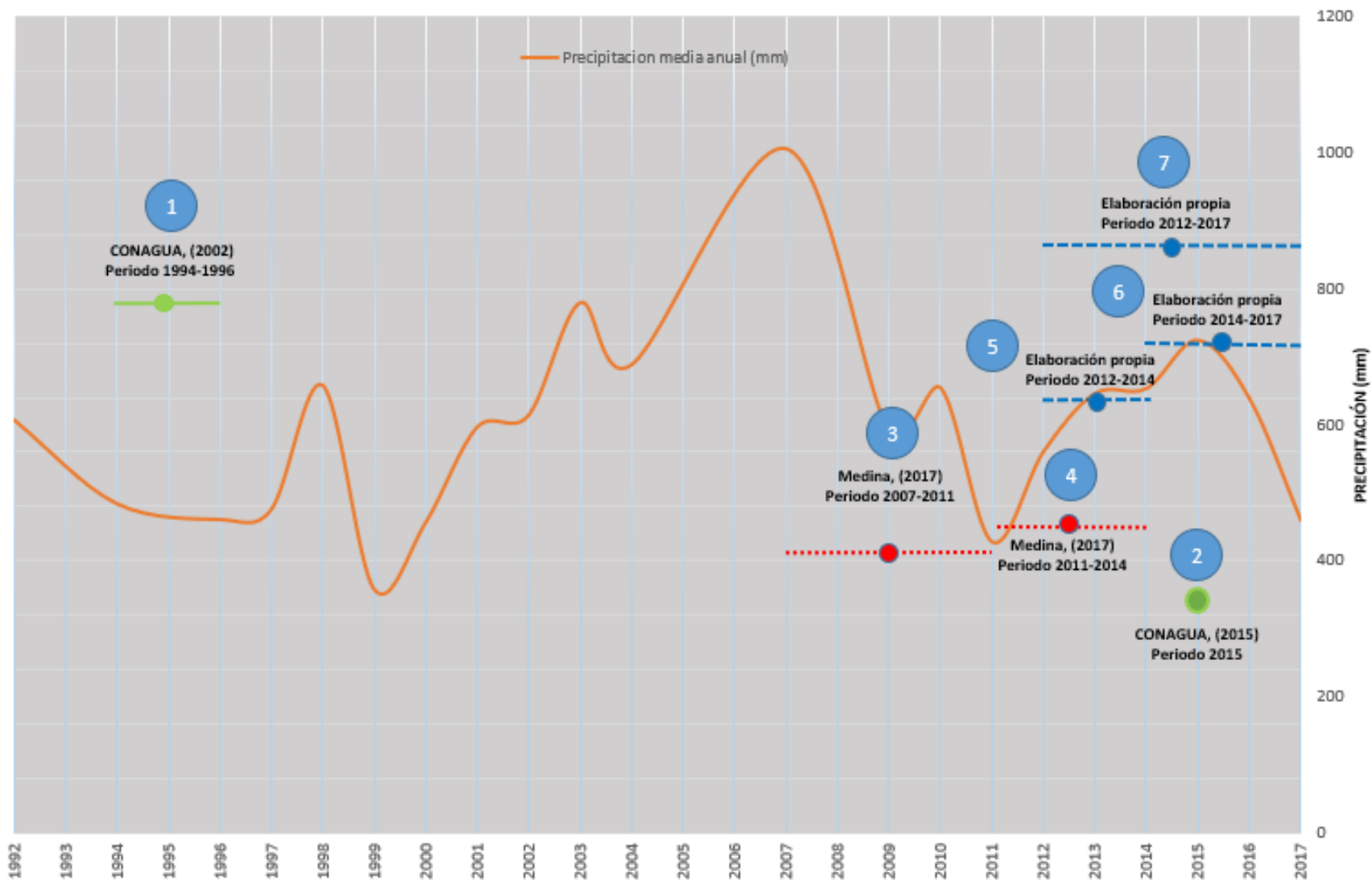


Figura 4.3. Gráfico de precipitación con los periodos de estimación de la recarga. COTAS, 2017

Tabla 4.2. Descargas para los diferentes periodos

No.	Periodo	Descarga (Mm³)	Fuente
1	2012-2014	292.3	Medina (2017)
2	2014-2017	306.9	COTAS San Juan del Río
3	2012-2017	306.9	COTAS San Juan del Río

La descarga para el periodo 2012 – 2014 fue estimada con base en los datos del Registro Público de Derechos de Agua (REPDA) del año 2014 y corroborada con los datos del censo de aprovechamientos realizado por la empresa Desarrollo y Sistemas S.A (DEDISA) en el año 2007.

La descarga de 306.9 Mm³ para los periodos 2014 – 2017 y 2012 – 2017 se obtuvieron gracias al COTAS San Juan del Río para el año 2016.

4.3.4. Estimación de la recarga con base en la estimación del cambio de almacenamiento ΔS mediante el promedio aritmético

A continuación se describirá los resultados obtenidos para la recarga con base en el cálculo del Cambio de almacenamiento (ΔS), mediante la técnica del “Promedio aritmético”.

4.3.4.1. Estimación de la recarga para el periodo 2012 – 2014

Al aplicar la ecuación 12 para determinar la evolución de los niveles piezométricos (*Evolución de los niveles = $N_i - N_f$*), se observa una disminución de los valores de profundidad del nivel piezométrico en la mayoría de los pozos de monitoreo (tabla 3.1), por lo cual, al realizar la sumatoria de estos valores para este periodo se obtiene un abatimiento general de -87.39 m.

El siguiente paso fue determinar el abatimiento promedio (Abp) mediante la ecuación 13:

$$Abp = \frac{\sum Abatimientos / Np}{Na}$$

$$-0.79 \text{ m} = \frac{-87.39 \text{ m} / 55}{2}$$

Este abatimiento promedio fue de -0.79 m fue multiplicado por el área del acuífero de 807, 350, 000 m² para estimar el Volumen de roca drenada (**Vrd**):

$$Vrd = A * Abp$$

$$-637,806,500 \text{ m}^3 = 807,350,000 \text{ m}^2 * -0.79 \text{ m}$$

Con un valor de -637, 806, 500 m³. Para el cambio de almacenamiento (ΔS) se multiplicó el volumen de roca drenada por el coeficiente de almacenamiento (S_y) de 0.096:

$$\Delta S = Vrd * S_y$$

$$-61,229,424 \text{ m}^3 = -637,806,500 \text{ m}^3 * 0.096$$

Cuyo resultado fue -61, 229, 424 m³. Finalmente, al aplicar la ecuación de balance se consideró la de extracción de 292, 300, 000 m³ verificada por DEDISA en el año 2007, con el objetivo de comparar esta estimación con la realizada por Medina (2017) para el periodo 2011 – 2014. El resultado fue el siguiente fue una recarga de **231, 070, 576 m³**.

$$E = D \pm \Delta S$$

$$231,070,576 \text{ m}^3 = 292,300,000 \text{ m}^3 - 61,229,424 \text{ m}^3$$

Al ser el cambio de almacenamiento negativo, se le resta al valor de extracción.

4.3.4.2. Estimación de la recarga para el periodo 2014 – 2017

Para este periodo se observa en la tabla 3.1 que los niveles del agua subterránea ascendieron en su mayoría, con una sumatoria total de 73.41 m, por lo tanto en este periodo se estima una elevación promedio (Elevp) de los niveles del agua subterránea:

$$Elevp = \frac{\sum Elevaciones / Np}{Na}$$

$$0.44 \text{ m} = \frac{73.41 \text{ m} / 55}{3}$$

Los 0.44 m que ascendieron los niveles al ser multiplicados por el área del valle originan un Volumen de roca saturada por la elevación del nivel piezométrico (Vrs) de 355, 234, 000 m³.

$$Vrs = A * Elevp$$

$$355,234,000 \text{ m}^3 = 807,350,000 \text{ m}^2 * 0.44 \text{ m}$$

Y para estimar el cambio de almacenamiento (ΔS) se aplica la ecuación 11:

$$\Delta S = Vrs * Sy$$

$$34,102,464 \text{ m}^3 = 355,234,000 \text{ m}^3 * 0.096$$

Para este periodo se utilizó como dato de salidas el censo de extracción realizado por el COTAS de San Juan del Río para el año 2016 de 306, 970, 000 m³, por lo tanto, el valor de recarga fue de **340, 799, 46 m³**.

$$E = D \pm \Delta S$$

$$340,799,446 \text{ m}^3 = 306,970,000 \text{ m}^3 + 34,102,464 \text{ m}^3$$

En este periodo el valor de cambio de almacenamiento fue positivo por lo que se le sumo a la extracción de esos años, lo que significa que en este periodo el nivel del agua subterránea ascendió.

4.3.4.3. Estimación de la recarga para el periodo 2012 – 2017

Los resultados de la ecuación 12 para obtener la evolución de los niveles en el periodo 2012 – 2017 se aprecian de igual manera en la tabla 3.1, donde se observa un abatimiento progresivo en la mayoría de los pozos con una sumatoria total de -13.98 m. Asimismo se aplicó la ecuación 13 para estimar el abatimiento promedio.

$$Abp = \frac{\sum Abatimientos / Np}{Na}$$

$$-0.05 \text{ m} = \frac{-13.98 \text{ m} / 55}{5}$$

Mientras que el volumen drenado de la roca (**Vrd**) fue de:

$$Vrd = A * Abp$$

$$-40,367,500 \text{ m}^3 = 807,350,000 \text{ m}^2 * -0.05 \text{ m}$$

El valor del cambio de almacenamiento (**ΔS**) resultó de:

$$\Delta S = Vrd * Sy$$

$$-3,875,280 \text{ m}^3 = -40,367,500 \text{ m}^3 * 0.096$$

Finalmente, para obtener la estimación de recarga se utilizó el mismo censo de extracción del año 2016 de 306, 970, 000 Mm³ de la siguiente manera:

$$E = D \pm \Delta S$$

$$303,094,720 \text{ m}^3 = 306,970,000 \text{ m}^3 - 3,875,280 \text{ m}^3$$

4.3.5. Estimación de la recarga con base en el cálculo del cambio de almacenamiento ΔS mediante los polígonos de evolución piezométrica

Como se mencionó en la metodología el procedimiento es el mismo, sin embargo, en esta técnica se utiliza el abatimiento o elevación promedio de los niveles del agua subterránea que se genera en cada polígono de los periodos establecidos, haciendo uso de la ecuación 12:

$$\text{Evolución de los niveles} = N_i - N_f$$

Los resultados para los 55 pozos de monitoreo se ven reflejados en la tabla 4.3 en la columna de evolución del nivel.

4.3.5.1. Estimación de la recarga para el periodo 2012 – 2014

Se multiplicó el área por el Abp de cada polígono para estimar el volumen de roca drenada (Vrd), posteriormente, este resultado se dividió entre el número de años del periodo para obtener un volumen anual.

Finalmente se multiplicó el Vrd anual por 0.096 de coeficiente de almacenamiento para estimar el cambio de almacenamiento de cada polígono, se realizó la sumatoria de estos valores como se refleja en la tabla 4.4, obteniendo un cambio de almacenamiento general en el valle de -49, 859, 793.85 m³.

La aplicación de la ecuación de balance para la estimación de la recarga se presenta de la siguiente manera:

$$E = D \pm \Delta S$$

$$242,440,206.1 \text{ m}^3 = 292,300,000 \text{ m}^3 - 49,859,793.85 \text{ m}^3$$

La recarga para el periodo 2012 – 2014 fue de **242, 440, 206.1 m³**

En la figura 4.4 se observan isolíneas de abatimiento que abarcan todo el valle, el valor más pequeño que corresponde a -0.5 m se encuentra en las periferias aumentando gradualmente el abatimiento hacia la zona centro, asimismo se observa que el abatimiento de -1.0 m es el segundo más grande del valle.

Hacia el noroeste y sureste del valle se encuentran los mayores abatimientos, cuyos valores son de -2 m y -3 m que se localizan en los municipios de San Juan del Río y Pedro Escobedo, de igual manera se observa unas pequeñas isolíneas en el municipio de Pedro Escobedo en el que el abatimiento más grande fue de -5 m, estos municipios presentan la mayor densidad de población y mayor densidad de pozos de extracción de agua subterránea.

Tabla 4.3 Nivel piezométrico del área de estudio y cálculo de abatimiento

No.	MUNICIPIO	COORDENADAS		ELEVACIÓN (msnm)	PROFUNDIDAD N.E (m)			NIVEL PIEZOMETRICO (m)			EVOLUCIÓN DEL NIVEL (m)		
		X	Y		AÑOS			AÑOS			PERIODOS		
					2012	2014	2017	2012	2014	2017	2012 - 2014	2014 - 2017	2012 - 2017
1	AMEALCO	379488	2243470	2322	78.75	79.48	78.26	2243	2243	2244	-0.73	1.22	0.49
2	AMEALCO	375992	2242882	2344	33.36	33.40	32.90	2310	2310	2311	-0.04	0.50	0.46
3	AMEALCO	377759	2244460	2296	59.92	59.91	59.18	2236	2236	2237	0.01	0.73	0.74
7	COLON	383845	2281085	1933	112.12	114.15	114.19	1821	1819	1819	-2.03	-0.04	-2.07
8	COLÓN	378456	2283152	1950	107.68	111.92	112.08	1842	1838	1838	-4.24	-0.16	-4.40
9	COLÓN	379757	2275252	1909	102.19	103.98	103.16	1807	1805	1806	-1.79	0.82	-0.97
10	EL MARQUÉS	375546	2271546	1922	112.30	114.10	112.97	1810	1808	1809	-1.80	1.13	-0.67
11	EL MARQUÉS	370191	2285121	1916	96.17	98.19	99.83	1820	1818	1816	-2.02	-1.64	-3.66
12	EL MARQUÉS	372726	2286140	1920	118.80	120.00	118.40	1801	1800	1801	-1.20	1.60	0.40
13	EL MARQUÉS	373354	2278561	1895	99.55	101.40	93.56	1795	1794	1801	-1.85	7.84	5.99
14	EL MARQUÉS	372501	2281725	1893	95.71	95.15	92.43	1798	1798	1801	0.56	2.72	3.28
16	EL MARQUÉS	369570	2278784	1898	107.64	108.00	107.03	1790	1790	1791	-0.36	0.97	0.61
17	EL MARQUÉS	373302	2284249	1917	121.62	122.00	118.59	1796	1795	1799	-0.38	3.41	3.03
18	EL MARQUÉS	362305	2280028	1857	70.91	70.72	68.30	1786	1786	1789	0.19	2.42	2.61
19	HUIMILPAN	368653	2268299	1976	36.05	36.70	34.46	1940	1939	1941	-0.65	2.24	1.59

Tabla 4.3 Nivel piezométrico del área de estudio y cálculo de abatimiento (continuación)

No.	MUNICIPIO	COORDENADAS		ELEVACIÓN (msnm)	PROFUNDIDAD N.E (M)			NIVEL PIEZOMETRICO (M)			EVOLUCIÓN DEL NIVEL (M)*		
		X	Y		AÑOS			AÑOS			PERIODOS		
					2012	2014	2017	2012	2014	2017	2012 - 2014	2014 - 2017	2012 - 2017
20	HUIMILPAN	365886	2262859	2179	130.23	129.82	128.05	2048	2049	2051	0.41	1.77	2.18
21	PEDRO ESCOBEDO	383868	2262760	1918	71.40	73.55	72.45	1846	1844	1845	-2.15	1.10	-1.05
22	PEDRO ESCOBEDO	384435	2262976	1907	62.22	63.60	63.40	1845	1843	1844	-1.38	0.20	-1.18
24	PEDRO ESCOBEDO	382209	2265990	1916	77.32	79.95	78.66	1839	1836	1837	-2.63	1.29	-1.34
25	PEDRO ESCOBEDO	378710	2264659	1918	80.16	81.96	80.98	1838	1836	1837	-1.80	0.98	-0.82
26	PEDRO ESCOBEDO	373673	2270260	1922	114.12	116.66	116.45	1808	1805	1806	-2.54	0.21	-2.33
27	PEDRO ESCOBEDO	386690	2268444	1904	73.40	74.30	73.94	1831	1830	1831	-0.90	0.36	-0.54
29	PEDRO ESCOBEDO	385559	2271860	1902	82.08	83.45	83.40	1820	1819	1819	-1.37	0.05	-1.32
30	PEDRO ESCOBEDO	382612	2270092	1905	80.80	83.00	81.50	1824	1822	1824	-2.20	1.50	-0.70
31	PEDRO ESCOBEDO	378990	2272656	1910	102.98	105.15	103.68	1807	1805	1807	-2.17	1.47	-0.70
32	PEDRO ESCOBEDO	376393	2273119	1909	106.73	109.50	106.96	1803	1800	1802	-2.77	2.54	-0.23
33	PEDRO ESCOBEDO	380335	2268386	1905	85.34	79.96	78.62	1820	1825	1826	5.38	1.34	6.72
34	PEDRO ESCOBEDO	378943	2270623	1906	95.37	98.95	98.67	1810	1807	1807	-3.58	0.28	-3.30
35	PEDRO ESCOBEDO	373598	2264788	1945	5.18	4.00	5.70	1940	1941	1940	1.18	-1.70	-0.52
36	PEDRO ESCOBEDO	375123	2257166	2084	10.11	9.80	9.89	2074	2074	2074	0.31	-0.09	0.22
37	PEDRO ESCOBEDO	384112	2272161	1903	75.05	84.66	83.54	1828	1819	1820	-9.61	1.12	-8.49

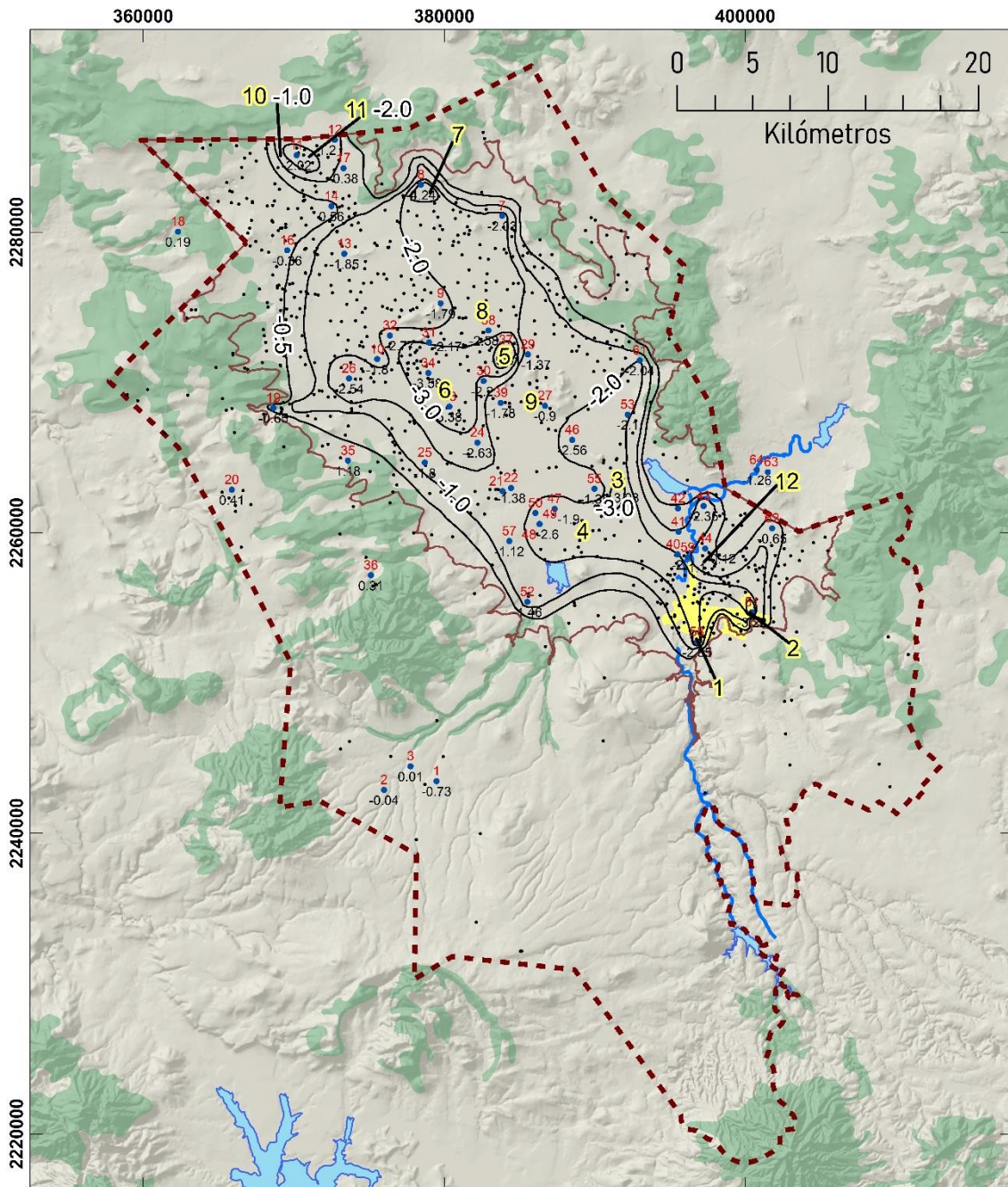
Tabla 4.3 Nivel piezométrico del área de estudio y cálculo de abatimiento (continuación)

No.	MUNICIPIO	COORDENADAS		ELEVACIÓN (msnm)	PROFUNDIDAD N.E (M)			NIVEL PIEZOMETRICO (M)			EVOLUCIÓN DEL NIVEL (M)*		
		X	Y		AÑOS			AÑOS			PERIODOS		
					2012	2014	2017	2012	2014	2017	2012 - 2014	2014 - 2017	2012 - 2017
38	PEDRO ESCOBEDO	382938	2273455	1905	84.53	87.11	86.45	1820	1817	1818	-2.58	0.66	-1.92
39	PEDRO ESCOBEDO	383751	2268638	1902	77.47	79.25	76.48	1824	1822	1825	-1.78	2.77	0.99
40	SAN JUAN DEL RIO	395504	2258556	1905	46.80	48.80	45.63	1858	1856	1859	-2.00	3.17	1.17
41	SAN JUAN DEL RIO	395560	2260065	1903	43.29	44.99	44.10	1859	1858	1859	-1.70	0.89	-0.81
42	SAN JUAN DEL RIO	395536	2261611	1901	42.20	44.52	41.80	1859	1857	1859	-2.32	2.72	0.40
43	SAN JUAN DEL RIO	397228	2261779	1895	36.65	39.00	37.60	1858	1856	1857	-2.35	1.40	-0.95
44	SAN JUAN DEL RIO	397338	2258952	1910	52.58	52.70	52.02	1858	1857	1858	-0.12	0.68	0.56
46	SAN JUAN DEL RIO	388501	2266177	1892	60.37	62.93	60.83	1832	1829	1831	-2.56	2.10	-0.46
47	SAN JUAN DEL RIO	387330	2261583	1901	52.40	54.30	53.07	1849	1847	1848	-1.90	1.23	-0.67
48	SAN JUAN DEL RIO	386321	2260579	1917	70.23	72.83	72.30	1847	1844	1845	-2.60	0.53	-2.07
49	SAN JUAN DEL RIO	386340	2260575	1916	71.08	73.66	71.55	1845	1843	1845	-2.58	2.11	-0.47
50	SAN JUAN DEL RIO	386056	2261307	1918	72.38	73.50	73.48	1846	1844	1844	-1.12	0.02	-1.10
51	SAN JUAN DEL RIO	400440	2254709	1987	125.78	129.00	125.90	1861	1858	1861	-3.22	3.10	-0.12
52	SAN JUAN DEL RIO	385522	2255396	1936	74.79	76.25	76.82	1861	1860	1859	-1.46	-0.57	-2.03
53	SAN JUAN DEL RIO	392187	2267849	1902	67.40	69.50	65.40	1835	1833	1837	-2.10	4.10	2.00

Tabla 4.3 Nivel piezométrico del área de estudio y cálculo de abatimiento (continuación)

No.	MUNICIPIO	COORDENADAS		ELEVACIÓN (msnm)	PROFUNDIDAD N.E (M)			NIVEL PIEZOMETRICO (M)			EVOLUCIÓN DEL NIVEL (M)*		
		X	Y		AÑOS			AÑOS			PERIODOS		
					2012	2014	2017	2012	2014	2017	2012 - 2014	2014 - 2017	2012 - 2017
54	SAN JUAN DEL RIO	391565	2263007	1905	43.32	46.35	43.54	1862	1859	1862	-3.03	2.81	-0.22
55	SAN JUAN DEL RIO	389976	2262924	1903	51.30	52.65	50.15	1852	1850	1853	-1.35	2.50	1.15
57	SAN JUAN DEL RIO	384320	2259442	1952	107.93	109.05	108.10	1844	1843	1844	-1.12	0.95	-0.17
58	SAN JUAN DEL RIO	396798	2252729	1958	95.05	97.90	97.53	1863	1860	1860	-2.85	0.37	-2.48
59	SAN JUAN DEL RIO	396181	2258352	1901	43.00	44.10	42.30	1858	1857	1858	-1.10	1.80	0.70
61	TEQUISQUI APAN	392990	2271467	1934	113.41	115.45	114.00	1821	1819	1820	-2.04	1.45	-0.59
62	TEQUISQUI APAN	401786	2260292	1911	54.50	55.15	54.20	1857	1856	1857	-0.65	0.95	0.30
63	TEQUISQUI APAN	401497	2264029	1892	34.60	36.05	36.23	1858	1856	1856	-1.45	-0.18	-1.63
64	TEQUISQUI APAN	400759	2264178	1890	32.20	33.46	31.79	1858	1857	1858	-1.26	1.67	0.41

Fuente: Modificado de COTAS San Juan del Río



SIMBOLOGÍA

- Límite del Acuífero
- Cuerpos de Agua
- Zona Urbana
- Ríos
- Pozos de Extracción
- Zona productiva
- Isolíneas de abatimiento (m) periodo 2012 - 2014
- Pozos de Monitoreo
- 27 Número de Pozo
- 0.9 Abatimiento en metros
- 1 Número de Polígono

Figura 4.4. Evolución del nivel piezométrico en el periodo 2012 – 2014

Tabla 4.4. Datos de polígonos de evolución piezométrica para el periodo 2012 – 2014.

No. Polígono	A (m ²)	Abp (m)	Vrd (m ³) (A*Abp)	Vrd anual (Vrd/2)	Cambio de almacenamiento (ΔS m ³) (Vrd anual*Sy)
1	361,121	-2.8	-1,011,138.8	-505,569.4	-48,534.66
2	439,462	-3.2	-1,406,278.4	-703,139.2	-67,501.36
3	1,520,471	-3.0	-4,561,413.0	-2,280,706.5	-218,947.82
4	68,234,327	-2.5	-170,585,818.0	-85,292,908.8	-8,188,119.24
5	1,917,622	-7.3	-13,998,640.6	-6,999,320.3	-671,934.74
6	27,833,471	-4.0	-111,333,884.0	-55,666,942.0	-5,344,026.43
7	1,666,776	-3.6	-6,000,393.6	-3,000,196.8	-288,018.89
8	89,117,394	-2.5	-222,793,485.0	-111,396,743.0	-10,694,087.28
9	241,971,317	-1.5	-362,956,976.0	-181,478,488.0	-17,421,934.82
10	2,865,777	-2.0	-5,731,554.0	-2,865,777.0	-275,114.59
11	7,678,340	-1.5	-11,517,510.0	-5,758,755.0	-552,840.48
12	114,430,201	-0.7	-80,101,140.7	-40,050,570.4	-3,844,854.75
13	249,319,862	-0.2	-49,863,972.4	-24,931,986.2	-2,243,878.75
			Σ		-49,859,793.85

Fuente: Elaboración propia

4.3.5.2. Estimación de la recarga para el periodo 2014 – 2017

Durante este periodo se observan elevaciones promedio (Elevp) de los niveles del agua subterránea en cada polígono. Para estimar el volumen de roca saturada por la elevación del nivel piezométrico (Vrs) se multiplicaron estas elevaciones promedio por el área de cada polígono, asimismo los resultados se dividieron entre el número de años del periodo. Por último, el Vrs anual se multiplico por el coeficiente de almacenamiento de 0.096.

La sumatoria del cambio de almacenamiento (ΔS) general del valle fue de 31, 154, 970 m³. La tabla 4.5 muestra los polígonos utilizados para el cálculo de dichos valores, así como también se reflejan los valores de evolución en el mapa de la figura 4.5, y la aplicación de la ecuación 7 de balance explicada en el capítulo 3:

$$E = D \pm \Delta S$$

$$338,124,970 \text{ m}^3 = 306,970,000 \text{ m}^3 + 31,154,970 \text{ m}^3$$

Tabla 4.5. Datos de polígonos de evolución piezométrica para el periodo 2014 – 2017.

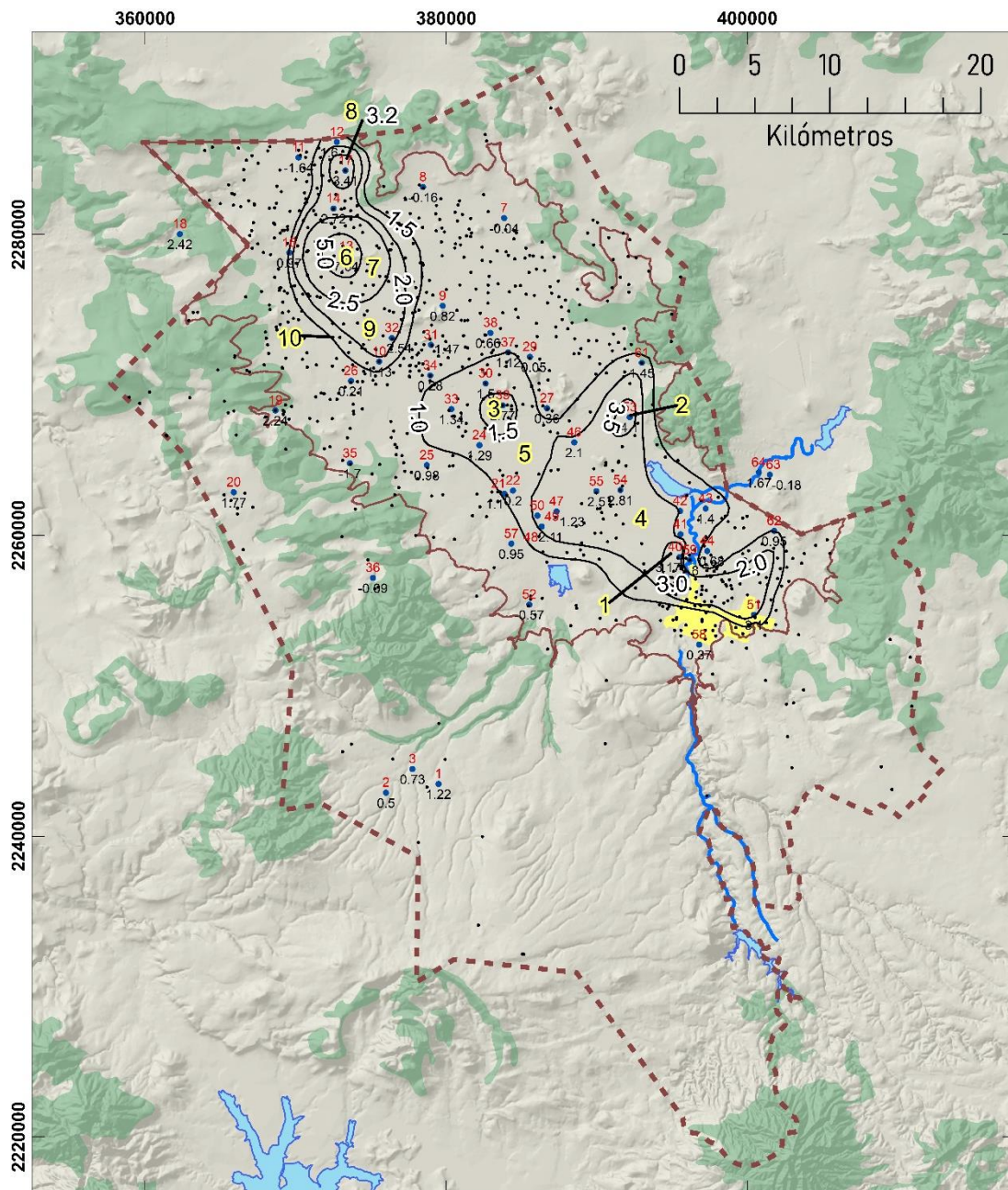
No. Polígono	A (m ²)	Elevp (m)	Vrs (m ³) (A*Elevp)	Vrd anual (Vrs/3)	Cambio de almacenamiento (ΔS m ³) (Vrs anual*Sy)
1	3,325,833	3	9,977,499.0	3,325,833.0	319,279.96
2	2,789,381	3.5	9,762,833.5	3,254,277.83	312,410.67
3	5,230,045	2.3	12,290,605.8	4,096,868.58	393,299.38
4	87,454,575	2.5	218,636,438.0	72,878,812.5	6,996,366.0
5	115,285,759	1.5	172,928,639.0	57,642,879.5	5,533,716.43
6	5,953,018	6.4	38,099,315.2	12,699,771.7	1,219,178.09
7	20,388,496	4	81,553,984.0	27,184,661.3	2,609,727.49
8	2,989,022	3.2	9,564,870.4	3,188,290.13	306,075.85
9	34,366,327	3.5	120282145	40,094,048.2	3,849,028.62
10	25,630,783	1.5	38446174.5	12,815,391.5	1,230,277.58
11	503,942,902	0.5	262050309	87,350,103	8,385,609.89
			Σ		31,154,970

Fuente: Elaboración propia

La recarga estimada para el periodo 2014 – 2017 fue de **338, 124, 970 m³**.

De la misma forma, se aprecia que, de manera general, los niveles del agua subterránea se elevaron obteniendo así un Volumen de roca saturada por elevación del nivel piezométrico (Vrs).

La recuperación del acuífero en el valle se observa en 2 secciones, la primera orientada hacia la porción noroeste con valores que aumentan de forma radial en los municipios de El Marqués y Colon, cuyos datos son de 1.5 m, 2 m, 2.5 m y el más grande de 5 m de elevación. En la segunda sección originada de la zona centro al sureste del valle abarcando todo el municipio de San Juan del Río y parte de Pedro Escobedo, se origina una elevación promedio de 1 m, 2 m hacia San Juan del Río, así como pequeñas isolíneas con valores de 3 m y 3.5 m en este mismo municipio (figura 4.5).



SIMBOLOGÍA

- | | | | |
|-------|---------------------|-------|--|
| ----- | Límite del Acuífero | ~~~~~ | Isolíneas de abatimiento (m) periodo 2014 - 2017 |
| ~~~~~ | Cuerpos de Agua | • | Pozos de Monitoreo |
| ■ | Zona Urbana | 35 | Número de Pozo |
| ~~~~~ | Ríos | -1.7 | Abatimiento en metros |
| • | Pozos de Extracción | 1 | Número de Polígono |
| ○ | Zona productiva | | |

Figura 4.5. Evolución del nivel piezométrico en el periodo 2014 – 2017

4.3.5.3. Estimación de la recarga para el periodo 2012 – 2017

Como en la primera estimación para este periodo se generó un abatimiento en la mayoría de los polígonos, sin embargo, se observaron zonas donde los niveles se recuperaron. Estos valores se multiplicaron por el área de cada polígono para estimar el volumen de roca drenada (Vrd) que se dividió también entre los años del periodo.

El Vrs anual se multiplicó por el coeficiente de almacenamiento 0.096 para estimar el cambio de almacenamiento (ΔS). La sumatoria de estos valores restando los datos de los pozos que se elevaron, fue de -10, 356, 213.26 m³ (tabla 4.6).

Tabla 4.6. Datos de polígonos de evolución piezométrica para el periodo 2012 – 2017.

No. Polígono	A (m ²)	Abp (m)	Vrd (m ³) (A*Abp)	Vrd anual (Vrd/5)	Cambio de almacenamiento (ΔS m ³) (Vrd anual*Sy)
1	6,788,261	-1	-6,788,261.0	-1,357,652.2	-130,334.61
2	12,212,852	-0.7	-9,159,639.0	-1,831,927.8	-175,865.06
3	5,138,655	-2	-10,277,310.0	-2,055,462.0	-197,324.35
4	1,966,475	*0.9	*1,769,827.5	*353,965.5	*33,980.68
5	1,747,121	*6.7	*11,705,710.7	*2,341,142.14	*224,749.64
6	2,537,953	-3.1	-7,867,654.3	-1,573,530.86	-151,058.96
7	2,042,700	-6.7	-13,686,090.0	-2,737,218.0	-262,772.92
8	34,197,245	-1.5	-51,295,867.5	-10,259,173.5	-984,880.65
9	44,621,964	-1.5	-66,932,946.0	-13,386,589.2	-1,285,112.56
10	6,411,074	-4.4	-28,208,725.6	-5,641,745.12	-541,607.53
11	7,458,273	-3.7	-27,595,610.1	-5,519,122.02	-529,835.71
12	6,598,101	-2.5	-16,495,252.5	-3,299,050.5	-316,708.84
13	8,453,104	-1.5	-12,679,656.0	-2,535,931.2	-243,449.39
14	174,602,184	-0.7	-130,951,638.0	-26,190,327.6	-2,514,271.45
15	27,264,520	-2.5	-68,161,300.0	-13,632,260.0	-1,308,696.96
16	18,558,787	-1.5	-27,838,180.5	-5,567,636.1	-534,493.06
17	3,897,442	-3.3	-12,861,558.6	-2,572,311.72	-246,941.92
18	17,202,177	-0.7	-12,901,632.8	-2,580,326.55	-247,711.34
19	422,516,968	-0.1	-4,2251,696.8	-8,450,339.36	-811,232.57
20	3,140,285	-2.2	-6,908,627.0	*1,381,725.4	-132,645.63
			Σ		-10,356,213.26

* Representan anomalías donde el nivel piezométrico se elevó. Fuente: Elaboración propia

Así como en el primer periodo, se muestra que para éste los niveles en su mayoría también descendieron; sin embargo, los datos marcados en rojo reflejan anomalías en los valores de abatimiento que arrojan las mediciones en los pozos. Se obtuvo como resultado el mapa de evolución de los niveles del agua subterránea para este periodo (figura 4.6).

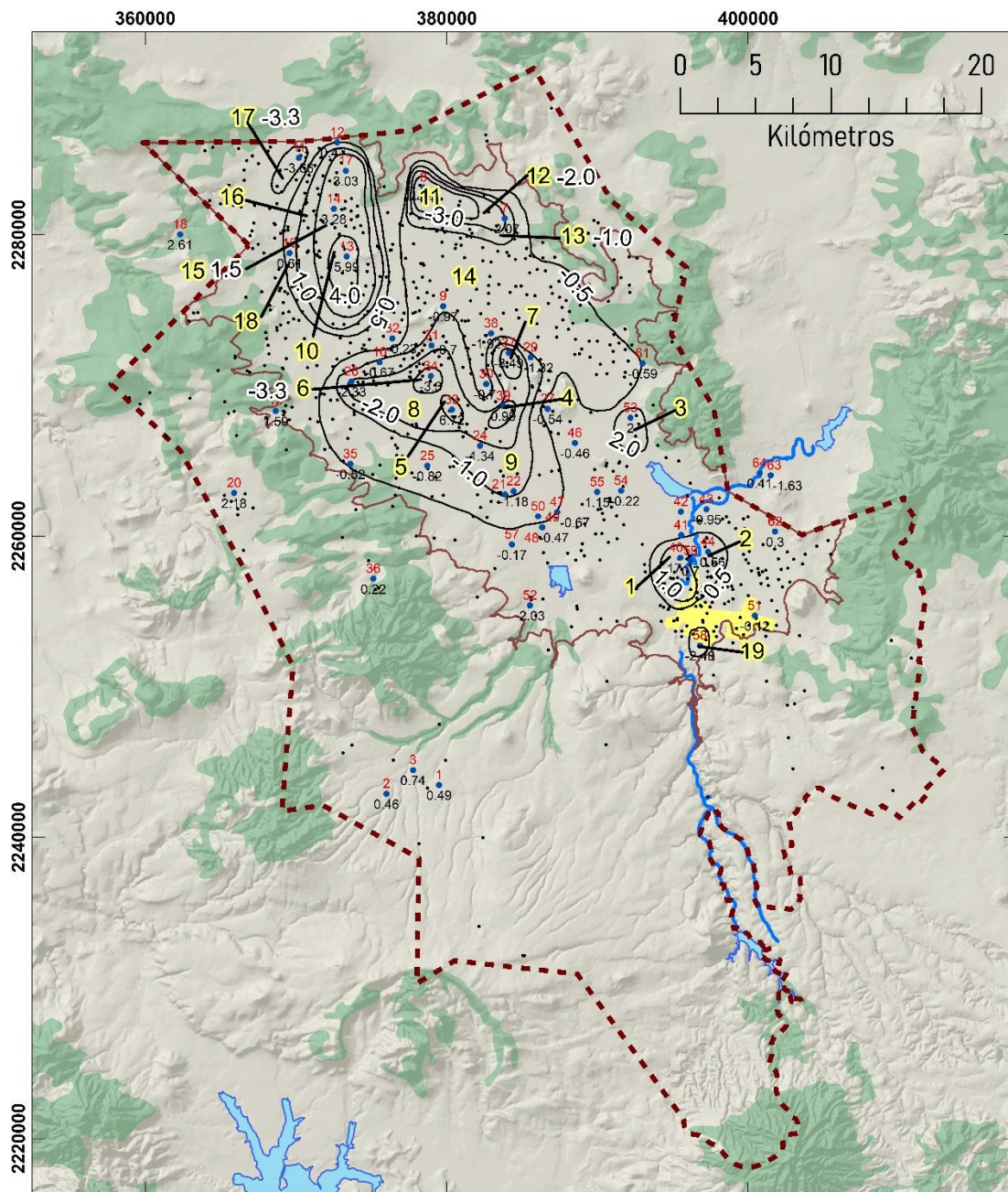
Posteriormente se realizó la aplicación de la ecuación de balance:

$$E = D \pm \Delta S$$

$$296,613,787 \text{ m}^3 = 306,970,000 \text{ m}^3 - 10,356,213.26 \text{ m}^3$$

La recarga estimada para el periodo 2012 – 2017 fue de **296, 613, 787 m³**.

Para este periodo se observan, en su mayoría, isolíneas de abatimiento en el valle, (figura 4.6), sin embargo, para la zona noroeste se presenta un área de recuperación del nivel de agua subterránea que va desde los 0.5 m hasta los 4 m en los municipios de El Marqués y Colón, contrastando con el área norte, centro y noreste donde los abatimientos comprenden desde -0.5 m hasta los -3.3 m, siendo este el de mayor cobertura en el valle dentro de los municipios de Colón, Pedro Escobedo, parte de San Juan del Río y Tequisquiapan. Para la zona sureste de San Juan del Río, se encuentran recuperaciones del nivel de agua subterránea entre 0.5 m y 1 m de elevación de los niveles.



SIMBOLOGÍA

- Límite del Acuífero
- Cuerpos de Agua
- Zona Urbana
- Ríos
- Pozos de Extracción
- Zona productiva
- Isolíneas de abatimiento (m) periodo 2012 - 2017
- Pozos de Monitoreo
- 36** Número de Pozo
- 0.22 Abatimiento en metros
- 1** Número de Polígono

Figura 4.6. Evolución del nivel piezométrico en el periodo 2012 – 2017

4.4. Comparación de resultados

De acuerdo con la presente investigación y con base en la información obtenida, se logró determinar que los valores de recarga son diferentes en los tres periodos analizados, debido a que la precipitación es un factor que incide directamente en el volumen de agua que se logra infiltrar en el acuífero, la cual cambia año con año sin seguir un patrón establecido como consecuencia de diversos factores que intervienen en su comportamiento.

Estudios anteriores como el elaborado por CONAGUA, (2002) reflejan un volumen de recarga de 309 Mm³ para el periodo de 1994 – 1996, mientras que para el año 2015 se realiza una nueva estimación obteniendo un valor de 191.5 Mm³, sin embargo, se desconoce la temporalidad para dicha estimación considerando este valor como un dato puntual, por lo cual, al no mostrar temporalidad, no es posible comparar esta estimación con otras.

Para años recientes Medina (2017), realiza estimaciones la recarga mediante la creación del modelo conceptual del Acuífero del Valle de San Juan del Río validado por la modelación numérica, obteniendo valores de 216.4 Mm³ para el periodo 2007 – 2011 y de 221.2 Mm³ para el periodo 2011 – 2014, el segundo periodo fue base para determinar la temporalidad de esta investigación y así lograr la comparación entre estimaciones.

Los resultados de las recargas de este estudio obtenidas por la técnica del promedio aritmético y por los polígonos de evolución piezométrica se encuentran en la tabla 4.7, en la que se observa que las estimaciones se aproximan por ambas técnicas; recordando que el coeficiente de almacenamiento, con base en los datos utilizados por CONAGUA, (2002) es el que ha sido retomado en esta investigación con la finalidad de realizar la comparación de estimaciones en los mismos años y por estudios previos.

Para la comparar la estimación de la recarga realizadas en el acuífero del Valle de San Juan del Río se elaboró un gráfico (figura 4.7) que relaciona la precipitación y la recarga a través del tiempo; encontrando una relación entre ambas, ya que se observan periodos máximos y mínimos de lluvia que se ven reflejados en descensos y recuperaciones de la recarga para el acuífero, aunque se observa que estas ocurren de manera desplazada lo cual se podría relacionar debido a las características hidrogeológicas del acuífero y a la variabilidad climática de la zona.

Tabla 4.7. Estimación de la recarga mediante el promedio aritmético y polígonos de evolución piezométrica.

Método	Coef. Almcto. (Sy)	Recarga (valores en Mm ³)		
		2012 – 2014	2014 – 2017	2012 – 2017
Promedio aritmético	0.096	231.07	340.7	303.09
Polígonos de evolución piezométrica	0.096	242.4	338.1	296.6

Fuente: Elaboración propia

Asimismo, se muestra que las recargas obtenidas en esta investigación por la técnica de Promedio aritmético para el coeficiente de almacenamiento, no son muy lejanas a los valores obtenidos en investigaciones pasadas. Tal es el caso de la estimación realizada por Medina (2017), para el periodo 2011 – 2014 donde la recarga fue de 221.2 Mm³ mientras que para el periodo 2012 – 2014 de la presente investigación fue de 230.7 Mm³, mostrando una diferencia no muy significativa de 9.5 Mm³.

De igual forma para el periodo 2012 – 2017 de la presente investigación, se estima la recarga de 301.3 Mm³, el cual refleja un valor promedio de recarga para los periodos 2012 – 2014 y 2014 – 2017, y que es muy cercano a la estimación obtenida por CONAGUA (2002), de 309 Mm³ para el periodo 1994 – 1996.

Esto refleja claramente la viabilidad de utilizar el Promedio aritmético como técnica eficaz al aplicar el método de la NOM-011-CONAGUA-2015 para determinar la estimación de la recarga en el Acuífero del Valle de San Juan del Río, sin mayores complicaciones como lo implicarían otros métodos.

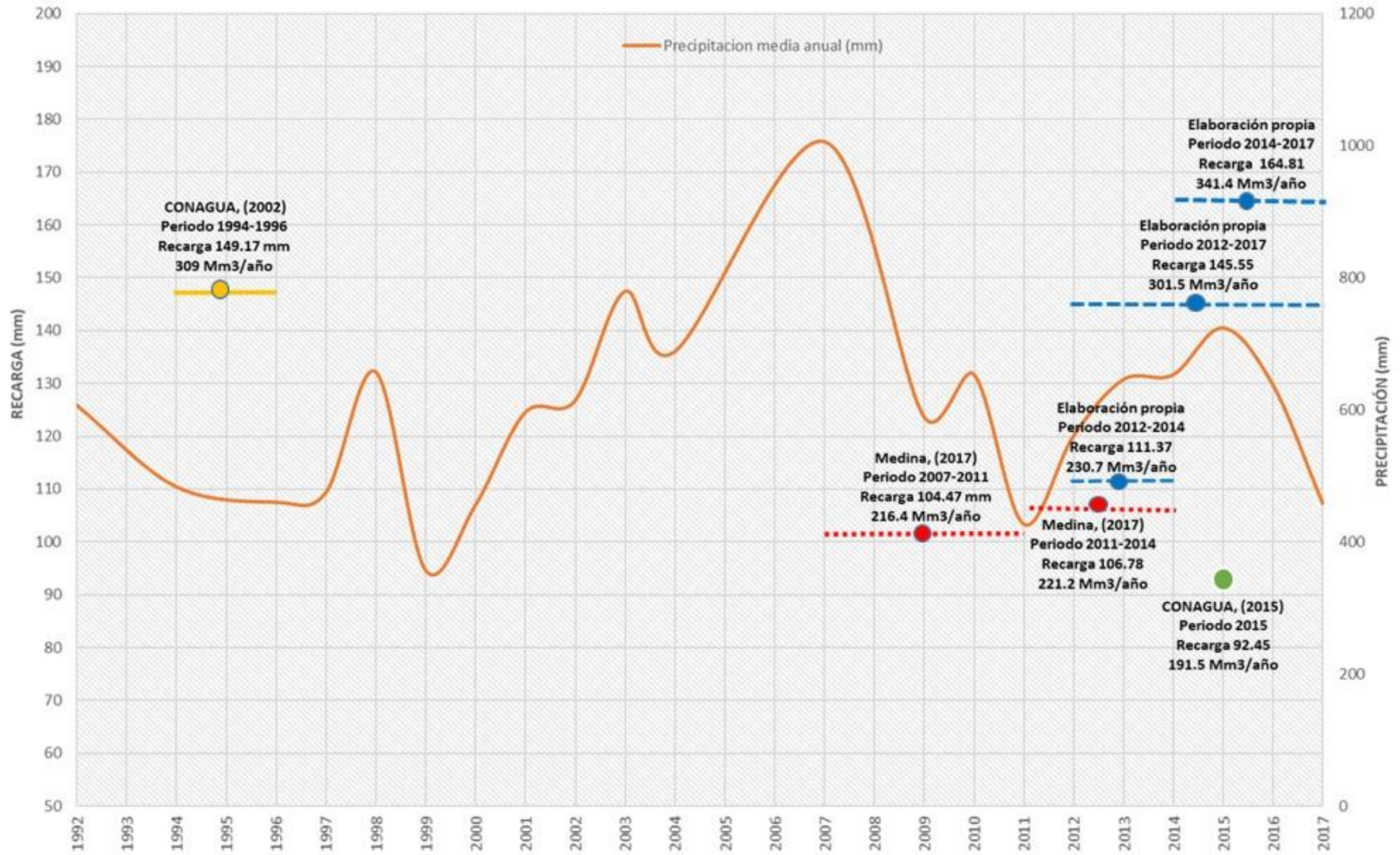


Figura 4.7. Gráfico de relación de precipitación y valores de recarga para diferentes periodos

Conclusiones

La estimación de la recarga de agua subterránea en el Acuífero del Valle de San Juan del Río demandó el conocimiento de las características del acuífero, y de una minuciosa búsqueda bibliográfica en métodos para su estimación, así como una revisión de estimaciones realizadas con anterioridad por instituciones públicas y del sector privado.

La integración de los Sistemas de Información Geográfica proporcionó una herramienta eficiente para la comprensión y caracterización de los elementos involucrados en el funcionamiento del acuífero.

Las características y la información disponible del acuífero fueron el punto de partida en la selección de la NOM-011-CONAGUA-2015 para estimar la recarga de manera coherente. La información de la precipitación permitió detectar periodos de variaciones en los niveles de lluvia los cuales podrían relacionarse con aumentos y descensos en el nivel piezométrico. De acuerdo con lo anterior fue posible establecer 3 periodos para estimar la recarga de agua subterránea y hacer posible la comparación con estimaciones realizadas por Medina (2017) y las estimaciones realizadas por CONAGUA en el año 2002 y 2015.

Con la información de los pozos de monitoreo brindada por el Comité Técnico de Aguas Subterráneas de San Juan del Río (COTAS) y su visualización en los Sistemas de Información Geográfica fue posible detectar que estos pozos tienen una distribución espacial favorable en la zona productiva del acuífero, a partir de esto se realizó la estimación del Cambio de almacenamiento (ΔS) mediante dos técnicas, la primera, mediante la creación de polígonos de evolución piezométrica y la segunda mediante el promedio aritmético.

A través de estas técnicas para estimar el cambio del almacenamiento se pudo observar que en este acuífero las diferencias en cuanto a estimaciones de la recarga no resultaron muy significativas, es decir, ambas técnicas permitieron estimar la recarga para los 3 periodos ofreciendo resultados cercanos, siendo la técnica de polígonos de evolución piezométrica la de mayor complejidad y requiriendo mayor tiempo en la delimitación del cambio de almacenamiento de cada polígono.

La técnica de promedio aritmético refleja mayor factibilidad durante su ejecución y los resultados obtenidos, ya que no requiere un procesamiento complejo de la información, pues

para obtener mejores resultados se requiere de mediciones continuas de niveles del agua subterránea en los pozos seleccionados ya que poseen una distribución adecuada en la zona productiva del valle.

Se logró evidenciar que la NOM-011-CONAGUA-2015 cumple el criterio del modelo conceptual realizado por Medina (2017), para estimar la recarga de agua subterránea en el Acuífero de Valle de San Juan del Río, además de que la norma toma en cuenta la influencia de elementos adicionales como la variación climatológica que ofrece una contribución al conocimiento del recurso hídrico subterráneo.

Finalmente se concluye que resulta necesaria la comparación de la recarga realizada mediante diferentes métodos, para así obtener un rango de variación de la recarga lo suficientemente confiable para la toma de decisiones sobre el manejo sustentable del acuífero.

Recomendaciones

De acuerdo con los resultados obtenidos en la investigación, las siguientes recomendaciones debieran ser consideradas.

Uno de los aspectos que generó incertidumbre en la estimación de la recarga de agua subterránea mediante la NOM-011-CONAGUA-2015, fue el parámetro de cambio de almacenamiento, ya que es el dato que presenta mayor complejidad para ser estimado y no es exacto, ya que solo se puede estimar en condiciones de laboratorio o mediante pozos de observación.

Por otro lado, es importante tomar en cuenta para zonas áridas o semiáridas como lo es Querétaro, los aumentos y descensos en los niveles de precipitación ya que la variabilidad climática del área de estudio permite comprender de mejor manera el modelo conceptual del acuífero.

Por la parte ambiental, se observaron en las evoluciones del nivel piezométrico que los mayores abatimientos se encuentran en zonas de mayor densidad de población y de mayor número de pozos de extracción de agua subterránea. Se debe considerarse por parte de las autoridades todas las vías posibles de minimizar la extracción en el área y así evitar posibles efectos adversos de la extracción intensiva.

Uno de los aspectos que crea incertidumbre en la estimación de la recarga en el Acuífero del Valle de San Juan del Río, es la variación potencial mensual de la extracción de los pozos

agrícolas, considerando la disponibilidad de agua superficial en periodos lluviosos, por tal motivo se recomienda contar con datos anuales de extracción para la estimación.

Finalmente, las ecuaciones utilizadas para realizar la estimación de la recarga pueden automatizarse, por lo que en estudios futuros se recomienda desarrollar un software que realice la estimación con base en las actualizaciones de las mediciones del nivel de agua subterránea, de esta manera año con año se podría obtener estimaciones de la recarga eficientes y confiables. Con base en esto se lograría que las futuras concesiones otorgadas sean más eficientes sin desatar efectos adversos en el acuífero.

Referencias

- Andreu, J., García, E., Pulido, A., Navarro, J., Jordan, M., y Mataix, J. (2001). *Elaboración e interpretación de mapas hidrogeológicos*. España: Universidad Miguel Hernández - Elche.
- Antares, S.A. de C.V. (2008). *Estudio técnico justificativo del acuífero valle de San Juan del Río para su reglamentación*. Informe Técnico, 45 p.
- Balek, J. (1988). *Groundwater recharge concepts. Estimation of Natural Groundwater Recharge*. Boston: Reidel NATO ASI Series.
- Campos, A. (1998). *Procesos del ciclo hidrológico*. San Luis Potosí, México: Editorial Universitaria Potosina .
- Castany, G. (1971). *Tratado práctico de las aguas subterráneas*. Barcelona: Omega.
- Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). (2017). *Uso del suelo y vegetación, escala 1:250000, serie VI*. Aguascalientes.
- CONAGUA. (2002). *Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Valle de San Juan del Río*, México. DF: Diario Oficial de la Federación.
- CONAGUA. (2015). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Valle de San Juan del Río (2203), Estado de Querétaro*. Querétaro: Diario Oficial de la Federación.
- CONAGUA. (2016). *Estadísticas del agua en México*. Ciudad de México: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- CONAGUA. (2017). *Estadísticas del agua en México*. Ciudad de México: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- Custodio, E. (1997). *Evaluación de la recarga por lluvia mediante métodos ambientales químicos isotópicos y térmicos*. Las Palmas de Gran Canaria: AIH-GE.

- DEDISA. (2007). *Censo de aprovechamientos de agua subterránea del acuífero Valle de San del Río*. Desarrollo y Sistemas. S.A.
- DOF. (1992). *Ley de Aguas Nacionales*. México.
- DOF. (2000). *NOM-011-CNA-2000*. México.
- DOF. (2015). *NOM-011-CONAGUA-2015*. México.
- DOF. (2016). *Ley de Aguas Nacionales*. México: DOF.
- Edmunds, W., y Gaye, C. (1994). Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. *Journal of Hydrology*, 156, 47-59.
- Edmunds, W., Darling, W., y Kinniburgh, D. (1998). Solute profile techniques for recharge estimation in semi-arid and arid terrain. *Estimation of natural groundwater recharge*, 222, 193-157.
- FAO. (2010). *Estado mundial de la pesca y la acuicultura*. Roma: FAO.
- Freeze, R., y Cherry, J. (1979). *Groundwater*. New Jersey: Prentice Hall.
- García, E. (1998). *Climas*. México: CONABIO.
- Healy, W. (2007). *Water budgets: Foundations for effective water-resources and environmental management*. Virginia: U. S. Geological Survey.
- Healy, W., (2010). *Estimating groundwater recharge*. Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press.
- Kendall, C., y Caldwell, E. (1998). *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Amsterdam: C. Kendall and J. J. McDonnell (Eds.).
- Khan, R., Islam, S., y Karan, R. (2016). Methods of Estimating Ground water Recharge. *International Journal of Engineering Associates*, 5, 6-9.
- Lerner, D., Issar, A., y Simmers, I. (1990). *Groundwater*. Hannover:: Ed. R. van Acken GmbH.
- Martínez, P., Martínez, P., y Castaño, S. (2006). *Fundamento de Hidrogeología*. Madrid: Mundi-Prensa.

- Medina, C. (2017). *Desarrollo de una metodología para la construcción de modelos conceptuales en acuíferos de alta complejidad hidrogeológica: Caso de estudio acuífero del Valle de San Juan del Río*. Tesis de doctorado. Toluca de Lerdo.: UAEM. Centro Interamericano de Recursos del Agua.
- Missteary, B.D.R., Brown, L., y Daly, D. (2009). A methodology for making initial estimates of groundwater recharge from groundwater vulnerability mapping. *Hidrogeology Journal* 17 (2), 275-285.
- Quiroz, L., Orlando, M., Martínez, D., y Massone, H. (2012). Estimación de recarga de acuíferos en ambientes de llanura con base en variaciones de nivel freático. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 3 (2), 123-130.
- Ruiz, J. (2003). Utilización del balance de cloruros en la zona no saturada en la estimación de la recarga natural a un acuífero detrítico. En J. Álvarez Benedití, y P. Marinero, *Estudios de la Zona no Saturada del Suelo*. 6, 403-408.
- Sánchez, F. (2017). *Hidrología superficial y subterránea*: Createspace Independent Pub.
- Samplers, F. (1997). *Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua: utilización, calibración y errores*. Las Palmas de Gran Canaria: Instituto Tecnológico Geominero de España.
- Scanlon, B.R., Healy, P.G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hidrogeology Journal* 10, 18-39.
- Schulz, C., y García, R. (2015). *Balance hídrico y recarga de acuíferos*. Pampa: Universidad Nacional de La Pampa.
- Seiler, K., y Gat, J. (2007). *Groundwater recharge from run-off, infiltration and percolation* . Texas : Advisory Board.
- SGM (Servicio Geológico Mexicano). 2010. Caracterización Hidrogeológica de la porción no saturada del acuífero del Valle de San Juan del Río, Estado de Querétaro.
- Simmers, I. (1997). Groundwater recharge principles problems and developments. Recharge of phreatic aquifers in (semi) arid areas. *International Association of Hydrogeologists* 19, 1-19.

- Touhami, I (2014). *Estimación del balance hídrico y de la recarga en el acuífero Ventós-Castellar (SE, España). Efectos del cambio climático*. Alicante: Universidades de Alicante.
- UNESCO. (2015). *Agua para un mundo sostenible. Datos y cifras*. Estados Unidos de América: UN Water.
- Varni, M. (2013). Aplicación de varias metodologías para estimar la recarga al acuífero pampeano, Argentina. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 4 (3), 67-85.
- Veléz, M. (2004). Métodos para determinar la recarga en acuíferos. *Medellin: Universidad Nacional de Colombia*, 1, 1-20
- Vries, D., y Simmers. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10, 5-17.
- Werner, J. (1996). *Introducción a la Hidrogeología* . México: UANL.
- World Meteorological Organization. (2012). *International Glossary Of Hydrology*. Switzerland: Chair, Publications Board.

ANEXOS

Anexo 1. Vista del relieve norte del valle de San Juan del Río desde la presa Constitución de 1917.



Anexo 2. Zonas con pendientes abruptas en el valle de San Juan del Río.



Anexo 3. Vista Noroeste de la presa Constitución de 1917.



Anexo 4. Vista Noreste de la presa Constitución de 1917.



Anexo 5. Agricultura de riego en el valle de San Juan del Río.



Anexo 6. Canal de riego para la agricultura.



Anexo 7. Reunión con integrantes del COTAS San Juan del Río.



Anexo 8. Pozos de monitoreo en el Acuífero del Valle de San Juan del Río.



Anexo 9. Infraestructura de los Pozos de monitoreo en el acuífero..

